

**EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA
EN EL DEPARTAMENTO DE NARIÑO**

BETTY SILVA PARRA

**UNIVERSIDAD DE NARIÑO
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
SAN JUAN DE PASTO
2005**

**EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA
EN EL DEPARTAMENTO DE NARIÑO**

BETTY SILVA PARRA

Proyecto de Grado presentado como requisito
para optar al Título de Físico

Directores:

**Físico EDGAR A. CABRERA Z. (q.e.p.d.)
Ingeniero ROBERTO A. TORRES C.**

**UNIVERSIDAD DE NARIÑO
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
SAN JUAN DE PASTO
2005**

Nota de responsabilidad

“Las ideas y conclusiones aportadas en el Trabajo de Grado son responsabilidad de sus autores”

Artículo 10 del Acuerdo No. 324 de Octubre 11 de 1966, emanado del Honorable Consejo Directivo de la Universidad de Nariño.

Nota de aceptación:

Director

Jurado

Jurado

San Juan de Pasto, Mayo de 2005

A Luisa Fernanda, mi hija
A Juan Diego, mi hijo
A Diego Mauricio, mi esposo

AGRADECIMIENTOS

Manifiesto mis agradecimientos a todos aquellos que de una u otra forma colaboraron en el desarrollo del presente trabajo; y en especial a:

INGEOMINAS por su apoyo económico y la facilitación de información usada en el presente trabajo.

Ing. ROBERTO A. TORRES C. por su asesoría permanente.

Físico EDGAR A. CABRERA Z. (q.e.p.d.) por su asesoría.

Dr. BRUNO MARTINELLI (q.e.p.d.) por su asesoría.

CARLOS A. LAVERDE C., funcionario contratista de INGEOMINAS por su asesoría incondicional en la elaboración de los mapas.

TABLA DE CONTENIDO

	pág.
INTRODUCCION	23
1 INFORMACION GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO	24
1.1 UBICACIÓN	24
1.2 DELIMITACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO	24
1.3 GEOGRAFÍA	25
1.4 GEOLOGÍA	26
1.5 CARACTERÍSTICAS TECTÓNICAS, ESTRUCTURALES Y SISMO-TECTÓNICAS	27
1.5.1 Subducción de la placa de Nazca	29
1.5.2 Plano de Benioff	29
1.5.3 Sistema de Fallas de Romeral (SFR)	29
1.5.4 Falla Frontal de la Cordillera Oriental (FFCO)	30
1.5.5 Sistema de Fallas de Cauca-Patía (SFCP)	30
1.5.6 Sistema de Fallas del Río Magdalena (SFRM)	31
1.5.7 Sistema de Fallas Junín-Sambiambí	31
1.5.8 Falla de Tumaco	31
1.5.9 Falla de Remolino-Charco	32
1.5.10 Falla de Buenaventura	32
1.6 ANTECEDENTES	32
2. MARCO TEÓRICO	38

	pág.
2.1 CONCEPTOS	38
2.1.1 Terremoto o sismo	38
2.1.2 Enjambre	38
2.1.3 Amenaza	38
2.1.4 Amenaza sísmica	39
2.1.5 Evaluación de la amenaza sísmica	39
2.1.6 Falla	39
2.1.7 Maremoto	41
2.1.8 Licuación	41
2.2 ORIGEN DE LOS TERREMOTOS Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS	41
2.2.1 Localización	42
2.2.2 Duración	42
2.2.3 Magnitud	43
2.2.4 Intensidad	45
2.2.5 Energía liberada	46
2.2.6 Mecanismo focal	47
2.2.7 Longitud de ruptura	47
2.2.8 Atenuación	47
2.2.9 Aceleración en el terreno	48
2.3 ALGUNAS CARACTERÍSTICAS DE LAS FUENTES	49
2.3.1 Distribución espacial y temporal de terremotos	49
2.3.2 Distribución de las magnitudes	50

	pág.
2.4 PROBABILIDADES Y ESTADÍSTICA	52
2.4.1 Magnitudes físicas calculadas y sus errores	52
2.4.2 Teorema de Bayes	54
2.4.3 Distribución de Poisson	56
2.4.4 Distribución normal	56
2.5 MODELO DE AMENAZA LINEA FUENTE	56
2.6 ESPECTRO DE DISEÑO	59
3. METODOLOGÍA	61
3.1 BANCO DE DATOS	63
3.1.1 Búsqueda de la información	63
3.1.2 Filtro realizado a la información	63
3.1.3 Información histórica e instrumental	64
3.1.4 Unificación de magnitudes e intensidades	64
3.1.5 Modelos de error para datos de intensidad	65
3.1.6 Modelos de error para la localización de sismos	68
3.1.7 Conversión de coordenadas	72
3.2 DEFINICIÓN DE FUENTES	72
3.2.1 Definición de regiones	73
3.2.2 Definición de fuentes con corredores de falla	73
3.3 ASIGNACIÓN DE EVENTOS A LAS FUENTES	74
3.4 CARACTERIZACIÓN DE LAS FUENTES	75
3.5 DETERMINACIÓN DE LA RECURRENCIA	75

	pág.
3.6 CÁLCULO DE LONGITUD DE RUPTURA	77
3.7 ECUACIONES DE ATENUACIÓN	77
3.8 DETERMINACIÓN DE $P[Y > y E_i]$	78
3.9 DETERMINACIÓN DE LA ACELERACION PICO EFECTIVA (Aa) Y MAPAS DE AMENAZA	84
4. ANALISIS Y RESULTADOS	86
4.1 BANCO DE DATOS	86
4.1.1 Catálogo de sismos	86
4.1.2 Información histórica e instrumental	90
4.1.3 Unificación de magnitudes	91
4.1.4 Modelos de error	96
4.2 DEFINICIÓN DE FUENTES Y CARACTERIZACIÓN	99
4.2.1 Fuentes o regiones sismogénicas	99
4.2.2 Fuentes con corredores de falla	104
4.3 DETERMINACIÓN DE LA INTENSIDAD (Y) Y DE LA ACELERACIÓN PICO EFECTIVA (Aa)	112
5. CONCLUSIONES	118
6. RECOMENDACIONES	120
7. BIBLIOGRAFÍA	121
ANEXOS	124

LISTA DE TABLAS

	pág.
Tabla 1. Características de las regiones del departamento de Nariño.	26
Tabla 2. Modelos de error y distribuciones de probabilidad que se asignaron a la intensidad.	67
Tabla 3. Calidades reportadas por el HYPO71PC en la localización de un sismo (Tomado de Lee y Lahr, 1975).	70
Tabla 4. Descripción de la calidad en la localización epicentral de los sismos, codificación reportada por el catálogo de CERESIS.	70
Tabla 5. Descripción de la calidad en la profundidad de los sismos, codificación reportada por el catálogo de CERESIS.	71
Tabla 6. Coeficientes de amplificación para un amortiguamiento de la estructura.	85
Tabla 7. Características de la sismicidad histórica y de la sismicidad intrumental.	91
Tabla 8. Regresiones encontradas para la unificación de magnitudes e intensidades.	93
Tabla 9. Relación de ecuaciones de conversión.	93
Tabla 10. Distribución de probabilidad de intensidad en 12 cabeceras municipales.	98
Tabla 11. Número de sismos asociados a cada una de las regiones designadas como fuentes sísmicas.	101
Tabla 12. Características de las regiones delimitadas como fuentes sísmicas.	103
Tabla 13. Relación de Gutenberg y Richter aplicado a cada fuente sismogénica.	104
Tabla 14. Método de la Máxima Probabilidad o de Utsu aplicado a cada una de las fuentes sismogénicas.	104
Tabla 15. Número de sismos asociados a cada una de los corredores designados como fuentes sísmicas.	107
Tabla 16. Características de las fuentes sísmicas delimitadas con corredores de falla.	109
Tabla 17. Relación de Gutenberg y Richter aplicado a cada fuente sismogénica definida como corredor de falla.	110
Tabla 18. Método de Utsu aplicado a las fuentes definidas como corredores de falla.	111
Tabla 19. Longitudes de ruptura máximas que se podrían generar en cada uno de los sistemas de falla.	111
Tabla 20. Regresiones por el método de mínimos cuadrados y de máxima probabilidad.	112
Tabla 21. Tasa promedio de ocurrencia de sismos en cada falla.	112
Tabla 22. Valores de Aa calculados para once cabeceras municipales.	113
Tabla 23. Convención de los municipios del departamento de Nariño de acuerdo a la figura 75.	117

LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1. Area de estudio.	24
Figura 2. Regiones naturales y cuencas hidrográficas.	25
Figura 3. Detalle del Mapa Geológico del Colombia del área de estudio, donde se incluyen rasgos tectónicos. Escala original 1:1'500.000.	26
Figura 4. Lineamientos de Fallas influyentes en el departamento de Nariño.	27
Figura 5. Mapa epicentral de los principales sismos ocurridos desde 1541 hasta 2003 que históricamente han afectado el departamento de Nariño.	32
Figura 6. Parámetros que caracterizan el movimiento de una falla.	40
Figura 7. Diagrama que muestra los tres tipos principales de movimientos de fallas con su respectiva proyección estereográfica de la esfera focal (sección horizontal), donde se ve la correspondencia del mecanismo focal y la ruptura.	40
Figura 8. Placas tectónicas de Nazca y Suramericana, causantes del fenómeno de subducción y, de la formación de la cordillera de los Andes.	42
Figura 9. Distribución de frecuencia de ocurrencia respecto a la magnitud Ms (Relación de Gutenberg y Richter), donde se observa el comportamiento del número de eventos en función de las magnitudes en una región determinada.	50
Figura 10. Espectro Elástico de Diseño definido para un coeficiente de amortiguamiento igual al 5% del crítico.	59
Figura 11: Flujograma de la metodología utilizada en la evaluación de la amenaza sísmica para el departamento de Nariño.	62
Figura 12. Distribuciones de probabilidad que representa la incertidumbre en la estimación de las intensidades.	66
Figura 13. Probabilidad de localización de un sismo en un área con una grilla de 5Km x 5Km, asumiendo que el epicentro está en (x=0, y=0) y un error en la localización de 10 Km (a) y de 20 Km (b).	69
Figura 14. Definición del ancho del corredor para la asignación de eventos en una falla con uno y con varios segmentos de falla.	74
Figura 15. Polígonos y sismicidad usados para la asignación de eventos, y proceso de selección usando el programa ArcView.	75
Figura 16. Asignación de sismos cuando dos fallas se cruzan.	75
Figura 17. Numero de sismos ocurridos para cada tipo de magnitud en el departamento de Nariño.	76
Figura 18. Esquema general del Modelo Línea Fuente.	80
Figura 19. Distribución porcentual de la información utilizada para la conformación del catálogo de sismos para el departamento de Nariño.	88
Figura 20. Mapa de epicentros de sismos históricos e instrumentales ocurridos en el departamento de Nariño y regiones adyacentes, para un período de tiempo entre 1541 hasta 2003. En la segunda parte del gráfico se muestra un detalle de la sismicidad más cercana al departamento.	89

	pág.
Figura 21. Número de ocurrencia de sismos de la sismicidad histórica e instrumental en el tiempo (desde el año 1541 hasta el 2003).	90
Figura 22. Número acumulado de sismos en el tiempo comprendido entre el año 1541 y el año 2003.	90
Figura 23. Relación entre los valores de magnitud m_b o de ondas internas y magnitud M_s o calculada en base a ondas de superficie, cuando $3.5 \leq m_b \leq 7.4$ y $2.1 \leq M_s \leq 8.6$.	92
Figura 24. Comparación de las relaciones entre magnitudes realizadas en este trabajo (TESIS), por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y algunos autores como Udías y Mezcuca (UDIAS) y Sarriá (SARRIA1 y SARRIA2).	94
Figura 25. Distribución de magnitud M_s en el tiempo desde el año 1541 hasta el 2003.	95
Figura 26. Número de sismos por magnitud que han afectado el departamento de Nariño desde el año 1541 hasta el año 2003.	95
Figura 27. Distribución de intensidades en el tiempo, desde el año 1541 hasta el año 2003.	96
Figura 28. Número de sismos por intensidad que han afectado el departamento de Nariño desde el año 1541 hasta el año 2003.	96
Figura 29. Distribución de los errores en la intensidad determinados para los sismos en el área de influencia del departamento de Nariño desde el año 1541 hasta el año 2003.	97
Figura 30. Distribución de los errores en la intensidad determinados para la sismicidad histórica y para la sismicidad instrumental.	97
Figura 31. Distribución del error epicentral en la localización de sismos durante el período asociado con actividad histórica y el período asociado con actividad instrumental.	99
Figura 32. “Mapa de epicentros difuso” de sismos entre 1541 – 2003. En la gráfica se muestra el número promedio de sismos localizados en una grilla de un área de 10 Km. x 10 Km., considerando el error en la localización indicado en el catálogo.	100
Figura 33. “Mapa de epicentros difuso” de sismos entre 1541 – 2003. En la gráfica se muestra el número promedio de sismos localizados en una grilla de un área de 10 Km x 10 Km. No se consideró el error en la localización indicado en el catálogo.	100
Figura 34. Fuentes definidas como regiones de actividad sísmica que han afectado al departamento de Nariño.	101
Figura 35. Número de sismos y porcentaje de influencia de cada región sísmica.	102
Figura 36. Sismicidad total de las fuentes sismogénicas	102
Figura 37. Lineamientos de falla asociados a la Falla Frontal de la Cordillera Oriental (a) y corredor designado (b).	105
Figura 38. Lineamientos de falla y sus respectivos corredores de 40 Km. para su definición como zonas de actividad sísmica.	106

	pág.
Figura 39. Lineamientos y Corredores de Falla de la Zona de Subducción y de Benioff.	107
Figura 40. Número de sismos y porcentaje de influencia de cada corredor en el departamento de Nariño.	108
Figura 41. Sismicidad total asociada a los corredores de falla.	108
Figura 42. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la Zona de Subducción, para el período comprendido entre 1541 y 2003.	110
Figura 43. Comparación de los valores de Aa, dados en la norma NSR-98 y los encontrados con diferentes ecuaciones de atenuación, para once cabeceras municipales del departamento de Nariño.	113
Figura 44. Mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación propuesta por Donovan (Dónovan 1) en la ecuación 80.	114
Figura 45. Mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación propuesta por Donovan (Dónovan 2) en la ecuación 81.	114
Figura 46. Mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación de Mc Guire.	115
Figura 47. Mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación promedio.	115
Figura 48. Ubicación de los municipios del departamento de Nariño en el mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación promedio.	116

LISTA DE ANEXOS

	pág.
Anexo A. Catálogo de sismos.	125
Anexo B. Catálogo de sismos por sitios.	153
Anexo C. Distribución por distancia del catálogo de sismos por sitios a los epicentros.	160
Anexo D. Análisis de lineamientos de falla en el sur-occidente del país y su respectiva asociación a una falla o sistema de falla con su corredor.	165
Anexo E. Cálculos de Aa para 11 cabeceras municipales.	170
Anexo F. Aceleraciones pico efectivas Aa encontradas para una grilla de cada 10Km.	175

GLOSARIO

ACELERACIÓN PICO EFECTIVA: cuantificación de la aceleración del terreno en un lugar de interés y que para efectos de la norma sismorresistente se toma como parámetro de diseño. Se define para un nivel de amenaza tal que la probabilidad de que sean excedidos sea un 10% en un lapso de 50 años. En términos de la normativa se define como Aa.

ACELERÓGRAFO: instrumento diseñado para registrar las aceleraciones a las que se ve sometido el terreno durante la ocurrencia de un sismo; generalmente se emplean para el registro de movimientos fuertes ya que la probabilidad de que el sismo sature el registro es menor. El registro del evento recibe el nombre de acelerograma.

AMORTIGUAMIENTO: se relaciona con la pérdida de energía que se produce en un movimiento ondulatorio.

BETA, β (COEFICIENTE): parámetro indicativo de la frecuencia relativa de ocurrencia de sismos de diferente tamaño. Es la pendiente de una línea recta dibujada en papel logarítmico aritmético, que relaciona el logaritmo de la frecuencia de ocurrencia, absoluta o relativa, con la magnitud del sismo o la intensidad macrosísmica medida en la escala de Mercalli Modificada. El valor de β indica la pendiente de la ecuación de Gutenberg-Richter.

DEXTRAL: término utilizado para referenciar el desplazamiento preferente de una falla en un diagrama de bloques.

EUGEOSINCLINAL: denominado también ortogeosinclinal; es una depresión en forma de fosa alargada que contiene una masa de enorme espesor, sobre todo de origen marino. Los eugeosinclinales, aparecen a menudo divididos en zonas paralelas separadas por umbrales o geoanticlinales.

EPICENTRO: sitio sobre la corteza terrestre que corresponde a la proyección que se da del punto donde se originó un sismo de fractura (hipocentro o foco). Es decir, es la proyección del foco de un sismo sobre la superficie terrestre.

ESPECTRO DE RESPUESTA: respuesta máxima a un acelerograma de un grupo de sistemas amortiguados de un solo grado de libertad, que se grafica en función del período o de la frecuencia natural no amortiguada del sistema.

ESTRATIGRAFÍA: parte de la geología que se encarga del estudio de la disposición y caracteres de los depósitos de rocas que al depositarse conforman niveles o estratos.

FACIES: conjunto de caracteres petrográficos y paleontológicos que presenta una formación sedimentaria.

FALLA ACTIVA: zona o región de debilidad en la corteza terrestre que con base en información histórica, sismológica o geológica, manifiesta una alta probabilidad de desplazarse y producir un sismo.

GEOMORFOLOGÍA: ciencia que se encarga del estudio del origen y causas de formación de las formas de la tierra a nivel superficial y su evolución en el tiempo.

INTENSIDAD DE MERCALLI MODIFICADA: escala utilizada para establecer una medida cualitativa de la severidad de un sismo a partir de la descripción de los efectos del movimiento sobre personas, infraestructura, taludes, etc. Tiene un rango de valores que va

INTERVALO MEDIO DE RECURRENCIA O INTERVALO PROMEDIO DE RECURRENCIA: tiempo promedio entre sismos o fracturamientos en una falla, con características específicas tales como magnitud mayor que un valor dado, en una región determinada, en una falla o en una zona de fallamiento.

INTRUSIVOS GRANÍTICOS: rocas de carácter volcánico, que cristalizan en el interior del sistema volcánico y se caracterizan por su compactación y dureza y sus contenidos de feldespatos, cuarzo y mica.

LAPSO DE EXPOSICIÓN: período de tiempo relevante para la evaluación de la amenaza y el riesgo sísmico. Usualmente para las obras de ingeniería este período corresponde o representa la vida útil de la obra.

LEY DE ATENUACIÓN: ley que define el comportamiento de un parámetro descriptivo del movimiento producido por el sismo en función de la distancia a la fuente de la liberación de la energía sísmica.

LICUACIÓN: tipo de falla del terreno en la cual, el suelo no cohesivo pierde su resistencia como resultado de un incremento en la presión de poros debido al movimiento del terreno.

MAPA DE AMENAZA SÍSMICA: representación gráfica de los efectos que pueden generar los eventos sísmicos en una región plasmado a través de un mapa que muestra contornos de un parámetro específico de movimiento del terreno para una amenaza sísmica probabilística o un período de retorno.

MÁXIMO CREÍBLE, MÁXIMO ESPERABLE, MÁXIMO ESPERADO, MÁXIMO PROBABLE: términos que se utilizan para especificar el máximo valor a que puede razonablemente llegar una variable tal como la magnitud de un sismo. En general se considera que estos términos son confusos y su uso se ha abandonado por esta razón. Véase “Máximo posible”.

MÁXIMO POSIBLE: mayor valor posible de una variable. Se determina explícitamente de la suposición de que no existe la posibilidad de tener valores mayores e implícitamente de la suposición de que las variables asociadas están limitadas en su rango de valores posibles. El valor “máximo posible” puede expresarse determinísticamente o probabilísticamente.

MEGAFALLA: fallas geológicas que por sus evidencias geológicas, paleosísmicas, etc. representan dimensiones de ruptura, desplazamientos verticales u horizontales de grandes proporciones.

MESOZOICO: era de la escala geológica de tiempo, que se estima en 250 millones de años con respecto al presente.

METAMÓRFICO: se refiere al mineral o roca que ha sufrido procesos de metamorfismo. En el contexto del ciclo de las rocas, se refiere a rocas que se forman cuando procesos de calor y altas presiones actúan sobre rocas sedimentarias.

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA: proceso de determinación de la amenaza sísmica, absoluta o relativa, en varios lugares con el fin de delimitar microzonas potencialmente sísmicas. Esta determinación se lleva a cabo tomando en cuenta los efectos de amplificación en el movimiento sísmico causados por la geología o la topografía, así como considerando la estabilidad del terreno y el potencial de licuación del suelo. Alternamente, la microzonificación es el proceso de identificar características locales referentes a la geología, sismología, hidrología y geotecnia en una región específica con el fin de tenerlas en cuenta dentro de la planificación de uso de la tierra y en los requisitos de diseño de las obras de ingeniería y así reducir el peligro en términos de vidas humanas y daño a los

bienes que conlleva la ocurrencia de un sismo.

MOVIMIENTO DEL TERRENO. Descripción cuantitativa de la vibración del terreno causada por un sismo, usualmente dada en términos de un acelerograma, sismograma o un espectro de respuesta.

PERÍODO DE RETORNO: tiempo promedio que transcurre entre las ocurrencias de un movimiento del terreno con un nivel específico en un lugar determinado. Numéricamente es igual al inverso de la probabilidad anual de excedencia.

PLIOCENO: época de la escala geológica estimada en 5.3 millones de años e incluida dentro de la denominada Era Cenozoica.

PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA: probabilidad de que un nivel específico de amenaza o riesgo sísmico sea excedido en un lugar o región durante un lapso de tiempo determinado.

RECURRENCIA SÍSMICA: Se utiliza la relación frecuencia–magnitud: $\log N = a - bM$, que permite cuantificar y caracterizar la actividad de cada fuente o falla geológica, estimando la frecuencia en el tiempo con que esa fuente va a generar sismos en el futuro a partir del despliegue de la magnitud de los sismos (eje X) contra el número acumulado de sismos que tienen magnitudes iguales o mayores que un valor dado.

SEDIMENTOS: residuos de material rocoso o materia que habiendo estado suspendida en un líquido se deposita por efecto de la gravedad.

TERCIARIO: período de la escala geológica de tiempo. Se estima en 65 millones de años a partir del presente.

TSUNAMI: onda oceánica de largo período (ola u onda sísmica marítima) que se relaciona con el desplazamiento de grandes masas de agua, como consecuencia del desplazamiento del piso oceánico (sismo en el piso oceánico) o por una erupción volcánica, cuyos productos o efectos entran en contacto con masas de agua y las desplazan. En alta mar o en zonas de gran espesor del manto de agua, las olas pasan prácticamente desapercibidas aunque alcanzan velocidades altas; sin embargo, a medida que se aproximan a las costas y por conservación de la energía, las olas reducen su velocidad pero incrementan su altura generando consecuencias adversas sobre las poblaciones que se ubican en zonas costeras.

VALOR ESPERADO: media, promedio.

ZONA DE AMENAZA SÍSMICA: región que describe una región catalogada con un determinado nivel de amenaza. En el caso de la Normativa Sismo-Resistente de Colombia (NSR-98) se establecieron zonas de amenaza Alta, Intermedia y Baja dependiendo de los grados de afectación esperados y con variaciones en los coeficientes de diseño considerados para cada región.

ZONA DE SUBDUCCIÓN: zona de convergencia de dos placas de la corteza terrestre caracterizadas por el empuje de una placa por debajo de la otra. Un caso particular se relaciona con la Placa Pacífica que subduce bajo la Placa Suramericana; la primera de menor espesor y mayor densidad que la continental.

ZONA FUENTE: área considerada que tiene una tasa uniforme de sismicidad o una distribución de probabilidad única para propósitos de análisis de amenaza o de registro sísmico.

RESUMEN

El análisis de amenaza sísmica para el departamento de Nariño parte de contar con un amplio registro de eventos sísmicos y de un inventario de fallas activas de la región. Este estudio se desarrolla teniendo en cuenta el modelo propuesto por Kiurighian y Ang, denominado Línea Fuente; el cual, parte de suponer que las fallas son las fuentes sismogénicas que determinan los valores de intensidad del terreno en suelo firme o roca. A partir de los valores descriptivos de la intensidad, en que la energía es inversa a la distancia, se calculan los espectros de diseño para diferentes períodos, determinando el parámetro de la aceleración pico efectiva A_a .

Para establecer el efecto de atenuación de la energía desde las fuentes sismogénicas hasta los lugares de interés se utilizan las ecuaciones de atenuación de Donovan, Mc Guire y un promedio de las mismas. La base de las conclusiones toma en consideración los resultados obtenidos por la ecuación del promedio.

Los resultados obtenidos en el presente estudio muestran que la mayor amenaza sísmica se concentra en la región Andina, en donde los valores de aceleración pico efectiva A_a llegan a superar a los establecidos en el estudio de la amenaza sísmica de Colombia, y los menores valores de la amenaza se encuentran en la llanura del Pacífico que resulta contrario a lo establecido en el estudio de amenaza sísmica de Colombia.

Palabras claves: amenaza sísmica, modelo de “línea fuente”, aceleración pico efectiva.

ABSTRACT

The analysis of the Seismic Hazard for the Nariño Province, began with a wide record of seismic events and an inventory of the active faults in the region. This study is developed based on the model proposed by Kiurighian and Ang, so called as "Line-Source". This model, start of to suppose that the faults are the seismogenetic sources determining the intensity values of the ground, which is supposed as hard soil or rock. From the descriptive values of the intensity, on which the energy is proportional inverted to the distance, the design spectra are computed for different periods of time, determining the parameter of the "Effective -pick Acceleration", A_a .

In order to establish the effect of the energy attenuation from the seismogenetic sources to the interest places, the attenuation equations of Donovan, Mc Guire and an average of them are used. The base for the conclusions of this paper, take in consideration the results obtained for the average equation.

The obtained results in this study show that the highest seismic hazard is concentrated in the Andean Region, where the A_a values are biggest than those considered in the "Colombian Seismic Hazard Study" and, the lowest values of the seismic hazard are found for the Pacific Plain, which is a result in opposite to the one established in the "Colombian Seismic Hazard Study".

Keywords: seismic hazard, "line source" model, effective -pick acceleration.

INTRODUCCION

Los terremotos pueden afectar grandes extensiones de tierra, causando daños materiales y pérdida de vidas humanas, con el resquebrajamiento del funcionamiento social y económico del área afectada. Entre las amenazas asociadas con los terremotos se incluyen el temblor de tierra, alteraciones de la superficie, fallas en el terreno, levantamiento tectónico, subsidencia y tsunamis o maremotos; por consiguiente es indispensable determinar el grado de amenaza en forma cuantitativa para posibilitar los ajustes pertinentes en el diseño de obras civiles que sean más seguras teniendo en cuenta los efectos sísmicos.

El departamento de Nariño está localizado dentro de una de las zonas sísmicamente más activas de la Tierra, la cual se denomina Anillo Circumpacífico. Desde el punto de vista geodinámico el emplazamiento tectónico de esta región es complejo pues es el resultado de la convergencia de las placas de Nazca con la placa Suramericana.

Para el análisis de la amenaza sísmica se considera los sismos asociados a fuentes sismogénicas, determinando su potencial de cantidad de energía que puede ser liberada (magnitud). El estudio se hace respecto a un lugar o ciudad de interés estableciendo la pérdida de energía desde la fuente, mediante la aplicación de un modelo físico-matemático para establecer un parámetro de diseño estructural.

En este trabajo el parámetro de diseño estructural establecido es la aceleración pico efectiva A_a . Este parámetro se define para un nivel de amenaza de un sismo que produce una aceleración horizontal pico tal que la probabilidad de que sea excedido en un lapso de 50 años es del 10% y por lo tanto, el período de retorno es de 475 años.

1. INFORMACION GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

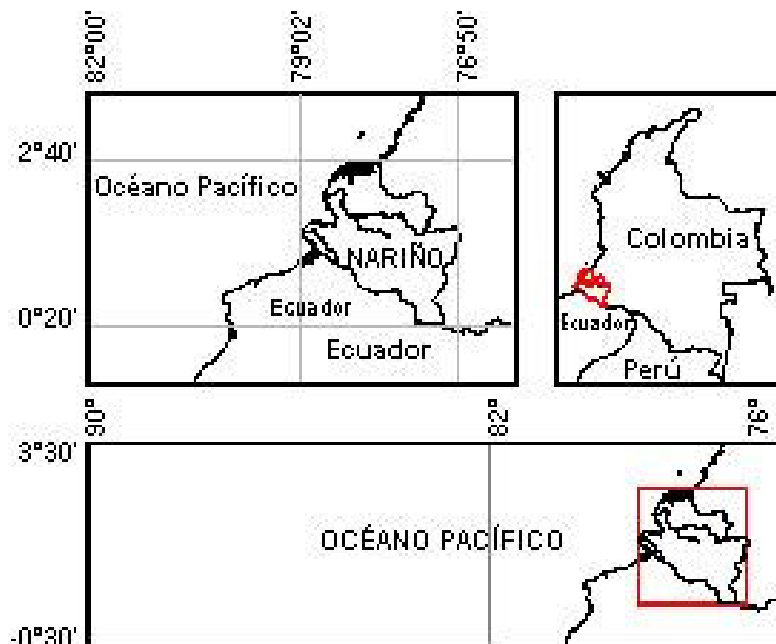
1.1 UBICACIÓN

El departamento de Nariño se encuentra al Suroccidente de Colombia, aproximadamente entre $-76^{\circ}50'$ y $-79^{\circ}02'$ de longitud y entre $0^{\circ}20'$ y $2^{\circ}40'$ de latitud; limita al norte con el departamento del Cauca, al sur con la vecina república del Ecuador, al oriente con el departamento del Putumayo, y al occidente con el Océano Pacífico. Tiene una extensión aproximada de 33.268 Km² (Acevedo, 1999), que corresponden al 2,9% de la superficie total del país y su población es alrededor de 1'244.000 habitantes.

1.2 DELIMITACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de interés para este estudio es el área que comprende el departamento de Nariño; sin embargo, debido a que han ocurrido sismos en los departamentos vecinos, en el Océano Pacífico y en el Ecuador que han causado daños materiales en el departamento, en este estudio se tienen en cuenta los terremotos que históricamente han generado impacto en la población o han causado daños materiales. Para la consecución de información sísmica se tuvo en cuenta un área más amplia comprendida desde $-0^{\circ} 30'$ hasta $3^{\circ} 30'$ de latitud y desde $-76^{\circ} 0'$ hasta $-90^{\circ} 0'$ de longitud (Figura 1). Se extendió el área de estudio un poco más hacia el occidente debido a la ocurrencia de uno de los sismos más destructivos que se han presentado en el Océano Pacífico, llamado el sismo de "Tumaco" o "Ecuador" en 1906.

Figura 1. Area de estudio.

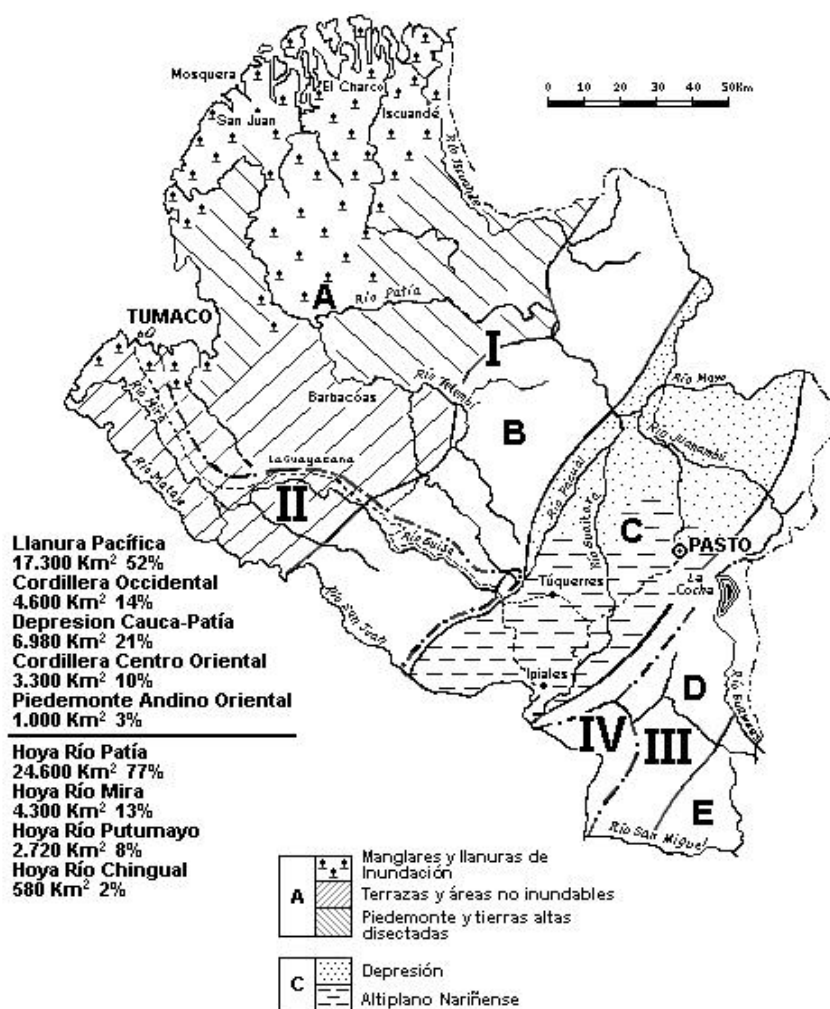


1.3 GEOGRAFÍA

La parte hidrográfica del departamento está conformada principalmente por los ríos pertenecientes a las hoyas hidrográficas del Río Patía, Río Mira y Río Putumayo. Adicionalmente, cuenta con Ríos que llevan sus aguas directamente al Océano Pacífico como Iscuandé, Tapaje, Sanquianga, Pulgandé y Mataje; y con el Río Napo en el Ecuador que forma parte del límite internacional.

Según Arango y Ponce (1982), en el departamento se distinguen cinco regiones naturales con geomorfología, geología y clima característicos, estas regiones son: la llanura Pacífica, la cordillera Occidental, la depresión Cauca-Patía, la cordillera Centro Oriental y el piedemonte andino Centro Oriental (Tabla 1, Figura 2).

Figura 2. Regiones naturales y cuencas hidrográficas.



Arango y Ponce, 1982.

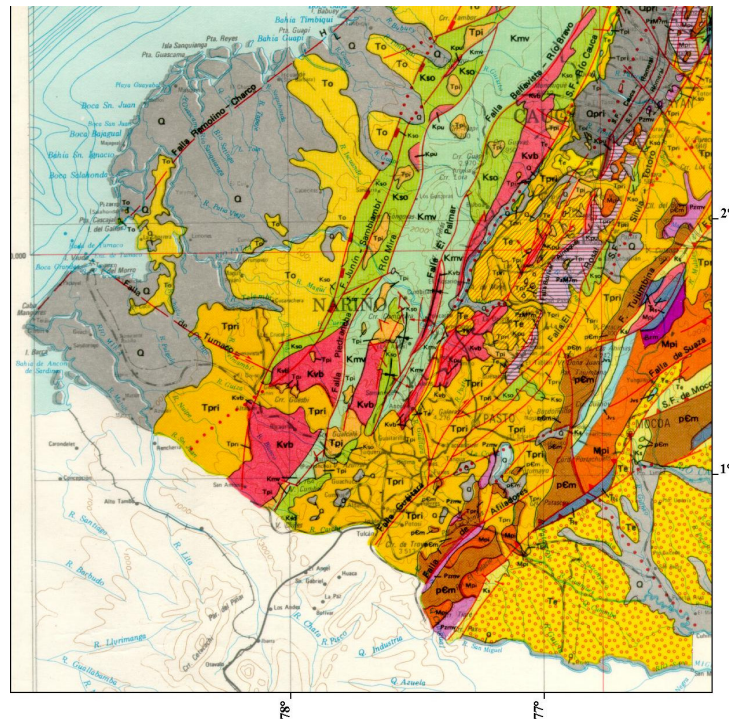
Tabla 1. Características de las regiones del departamento de Nariño.

Zona	Area aprox. (Km ²)	Altura (msnm)	T promedio (°C)	Sector
A. Llanura Pacífica	17.300	0-1000	25-30	
B. Cordillera Occidental	4.600	200-3000	5-30	
C. Depresión Cauca-Patía	6.980	450-2200	13-24	Norte
		2200-3000	5-20	Sur
D. Cordillera Centro Oriental	3.300	700-4250	-5-20	
E. Piedemonte Andino Oriental	1.000	200-700	20-25	

1.4 GEOLOGÍA

La información geológica fue tomada básicamente del mapa geológico de Nariño de Arango y Ponce, publicado en 1982 a escala 1:400.000; y del mapa geológico de Colombia de González, et al, publicado en 1988 a escala 1:1'500.000 (Figura 3). Si bien la información suministrada por el mapa geológico de Nariño es de mayor detalle, el de Colombia tiene información Geológica y de rasgos tectónicos más actualizada. Tanto en el mapa geológico de Nariño como en el de Colombia hablan de la dificultad para la correlación de las edades en esta zona debido los frecuentes cambios de facies por su ambiente de depositaciones.

Figura 3. Detalle del Mapa Geológico del Colombia del área de estudio, donde se incluyen rasgos tectónicos. Escala original 1:1'500.000 (Tomado de González, Nuñez y París, 1988)

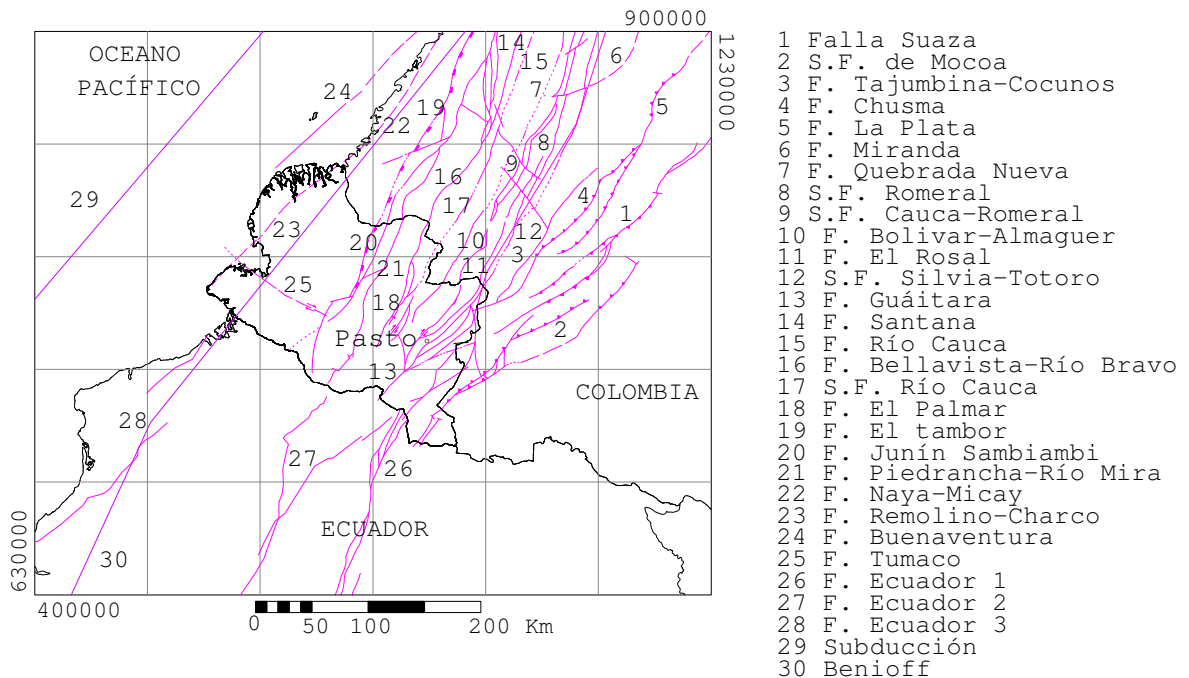


Los depósitos geológicos más antiguos (Precámbrico) se encuentran en la Cordillera Centro Oriental, al sur-oriental del Volcán Doña Juana y en la parte occidental del valle del Río Guamués; representada por el complejo migmatítico de Nariño p.e. Depósitos del paleozoico se han encontrado en el extremo nororiental de la Depresión Cauca-Patía, en la región de Monopamba, en el valle del Río Chingual y al suroeste de la Laguna de La Cocha. Las rocas de Mesozoico se han encontrado en la Cordillera Occidental, en la parte central de la Depresión Cauca-Patía, en el área del Río Juanambú y en el flanco oriental de la Cordillera Centro Oriental. Los depósitos de la edad cenozoico se encuentran distribuidas casi en todo el departamento y con características diferentes en algunas regiones naturales, especialmente en la costa pacífica, en el sur por el volcán Cumbal, en la Laguna La Cocha y en el valle de Sibundoy (Figura 3).

1.5 CARACTERÍSTICAS TECTÓNICAS, ESTRUCTURALES Y SISMOTECTÓNICAS

Nariño se encuentra ubicado en uno de los ambientes sismotectónicos más complicados e interesantes de Colombia, puesto que está influenciado por el fenómeno de subducción entre las placas tectónicas de Nazca y Suramérica. Estos movimientos de las placas generan esfuerzos de compresión, tracción y cortante dentro de la región, los cuales se ven reflejados en las fallas geológicas, y en la ocurrencia de sismos tectónicos (Figura 4).

Figura 4. Lineamientos de Fallas influentes en el departamento de Nariño.



El departamento de Nariño presenta una tectónica complicada debido al reflejo de la convergencia de tres cordilleras colombianas, además del levantamiento de las depresiones

interandinas del Valle del Magdalena y del Cauca-Patía (Murcia y Cepeda, 1991); sin embargo, en el mapa geológico de Nariño se tienen las siguientes características tectónicas y estructurales para las regiones definidas:

El Piedemonte Andino Oriental se caracteriza por presentar afloramientos de rocas del cretáceo-terciarias, que se encuentran plegadas formando estructuras asociadas a fallas inversas de orientación nor-nororiente, y por sedimentos del Plio-pleistoceno y recientes que no presentan deformaciones estructurales importantes. La zona de la Cordillera Centro-Oriental está constituida por dos bloques separados entre sí por la falla de cabalgamiento de Afiladores, cuyo trazo controla las depresiones tectónicas de la Laguna La Cocha, valle de Los Alisales y los valles de los ríos Afiladores y Chingual; el límite oriental de este conjunto posiblemente está constituido por otra falla de cabalgamiento y el occidental por la falla de Guáitara. La Depresión Cauca-Patía se originó durante el Cretáceo por la colisión de la placa del Pacífico con la placa suramericana; esta zona presenta un intenso tectonismo caracterizado por numerosas fallas y plegamientos de orientación nororiente que afectan los sedimentos Plio-pleistocenos y sus límites oriental y occidental están definidos por el sistema de fallas de Romeral y por la falla del Cauca-Patía respectivamente. En la Cordillera Occidental predominan los pliegues apretados, asociados a fallas de ángulos variables con orientación nor-noreste; la parte occidental de esta zona parece estar definida por un sistema de fallas paralelo al rumbo de esta y en la parte sur, existen depósitos volcánicos modernos que cubren el flanco occidental de la cordillera y se prolonga hasta la Llanura Pacífica. Desde el borde de la Cordillera Occidental hasta parte de la Costa Pacífica se encuentran sedimentos recientes y al norte y occidente de la ensenada de Tumaco emergen estructuras formadas por la secuencia sedimentaria del Mioceno, que sugieren un área de subsidencia al este (Arango y Ponce, 1982).

En el mapa geológico de Colombia (1988) se observa un grupo de fallas que cubre el departamento de norte a sur con diferentes grados de inclinación hacia el oriente, a excepción de la falla de Tumaco que va de oriente a occidente (Figura 4), y existe otro grupo de trazos de falla (plancha 429) que presentan dificultad para identificarlas mediante imágenes Landsat, debido a los grandes depósitos volcánicos Terciario-cuaternarios. En general en la plancha 429, los rasgos estructurales del Sistema de Fallas Río Cauca, Falla Yumbo, Sistema de Fallas de Romeral, Sistema de Fallas del Río Magdalena, Sistema de fallas del Río Suaza y Falla Afiladores tienen aproximadamente un rumbo de N10°E a N45°E y se deben a los esfuerzos compresivos típicos en zonas de convergencia destructiva de placas litosféricas, que en este caso corresponde a la acción de la Placa de Nazca que subduce al Bloque Andino; y en la plancha 410 convergen la cordillera Occidental, el valle del Patía y la cordillera Central, donde las fallas presentan un tren predominante de dirección NE y otro, al parecer más antiguo, dirección NW (Murcia y Cepeda, 1991).

En el departamento de Nariño existen algunas fallas sobre las cuales hay indicios de actividad, limitadas por la zona de subducción y por la Falla Frontal de la Cordillera Oriental, que de acuerdo al mapa geológico de Nariño, la mayoría ocurren en dirección general Norte Sur. Sarria (1995) considera que en Colombia las dos fallas más importantes por su amenaza sísmica son la Falla de Romeral y la Falla Frontal de la Cordillera Oriental;

sin embargo, para el departamento de Nariño no hay que desconocer adicionalmente la influencia del fenómeno de subducción, que ha ocasionado sismos muy energéticos.

Para el presente trabajo se tuvieron en cuenta el fenómeno de Subducción, el plano de Benioff y los siguientes sistemas de fallas:

1.5.1 Subducción de la Placa de Nazca. La deriva de los continentes o movimiento de las placas tectónicas se debe predominantemente al resultado de las corrientes de convección térmica en el material del manto. El sitio donde se produce el contacto entre dos placas que se mueven en dirección contraria es llamado zona de subducción (Dewey, 1972), como es el caso nuestro cuando la placa de Nazca subduce bajo la placa Suramericana.

Según Ramírez (1977), el noroeste de Suramérica parece haber sido el escenario o centro de colisión de varias placas litosféricas, de acuerdo a modelos de la nueva teoría de tectónica de placas. La placa de Nazca subduce en dirección general occidente-oriente con una velocidad relativa del orden de 60 mm/año, y la placa Suramericana se desplaza con dirección general oriente-occidente con una velocidad relativa entre 10 y 20 mm/año (Sarria, 1995).

La placa de Nazca se hunde con un ángulo promedio de 35° hacia el oriente arrastrando consigo sedimentos continentales provenientes de la fosa oceánica, que luego se funden generando el vulcanismo. Otra manifestación del fenómeno de subducción son procesos de deformación, tal como el gran sismo de Tumaco de 1906 (llamado también el sismo del Ecuador de 1906) ocurrido mar a dentro, que parece corresponder a este tipo de mecanismo (Ingeominas, 1998). La sismicidad ocurrida en el mar puede ocasionar maremotos.

1.5.2 Plano de Benioff. Es la zona de contacto entre las placas de Nazca y Suramerica, en donde se forman fallas inversas y de rumbo. El sismo más reciente asociado con este segmento es el ocurrido el 12 de diciembre de 1979; sismo que produjo daños materiales y pérdida de vidas humanas.

1.5.3 Sistema de Fallas de Romeral (SFR). Este sistema es una Megafalla que recorre la parte occidental de la Cordillera Central, separando dos zonas geológicas distintas debido posiblemente a una paleosutura como efecto del mecanismo de subducción que se produjo durante el Cretácico Inferior (120 Ma): en el occidente los grupos petrotectónicos (ofiolitas) son de carácter oceánico, mientras que en el oriente predomina un tipo siálico con franjas metamórficas apareadas de carácter continental. Esta falla se extiende desde Antioquia hasta Nariño y aun hasta el Ecuador (Ramirez, 1977; Ingeominas, 1998; Murcia y Cepeda, 1991).

El SFR recorre todo el territorio Colombiano de norte a sur, dentro del cual se presentan numerosos ramales de la falla principal, es por esto que en la sección sur del mapa geológico de Colombia el SFR se observa solo en un pequeño tramo con este nombre, cerca de Popayán, tramo que continúa hacia el sur con el nombre de falla Bolivar-Almaguer (Figura 4). Es común encontrar varios complejos caldéricos en el trazo de este sistema de

fallas (Murcia y Cepeda, 1991). El sismo de Popayán ocurrido el 31 de Marzo de 1983 en niveles superficiales es asociado con el sistema de Romeral (Sarria, 1995).

Esta falla tiene componentes de movimiento variables: en algunas partes es de tipo normal o de compresión, mientras que en otras hay desplazamientos horizontales. En la plancha 410, se considera como una falla inferida, con un busamiento de 90° donde el bloque izquierdo sube en un tramo, mientras que en otro tramo presenta un busamiento de 82° y en este caso el bloque que sube es el derecho. En la plancha 429 pasa por el volcán Galeras, con una dirección N45°E y al sur tiende a N10°E, donde continúa por el río Guáitara, en este sector el bloque derecho se encuentra levantado con un busamiento occidente-oriente de 15° aproximadamente (Murcia y Cepeda, 1991).

Existen fallas asociadas a este sistema, como la falla Buesaco (Murcia y Cepeda, 1991; Romero, 1997). Esta falla en el segmento (600000, 997000) y (653000, 942000), mediante interpretación de fotos aéreas, tiene una dirección que oscila entre 44°E y 64°E, un busamiento hacia el nor-occidente muy cercano a la vertical, y un movimiento de rumbo dextral con una componente vertical en el sector de Daza y La Curia; y en general es asociada con el rango de direcciones ESE que corresponde en forma general con el empuje global de la placa de Nazca contra el continente (Romero, 1997).

1.5.4 Falla Frontal de la Cordillera Oriental (FFCO). La FFCO separa el territorio Andino de los Llanos Orientales y se encuentra activa, ya que históricamente se han presentado sismos grandes asociados a esta, como el sismo ocurrido en 1827 que tuvo epicentro en inmediaciones de Gigante (Huila), con una magnitud de 7.7 y una profundidad focal inferior a 60 Km (estos parámetros se estimaron con base en el gran área en la cual se sintió el evento, en el número de réplicas y en los enormes daños ocasionados en un área poco poblada en esa época). Otro evento de importancia asociado a esta falla es el ocurrido en 1834 en las inmediaciones del Valle de Sibundoy, la magnitud pudo ser inferior a la del sismo de 1827 o similar, pero de todos modos casi con seguridad este fue más superficial. El tramo sur de esta falla se ha caracterizado por la ocurrencia de sismos de magnitudes entre moderadas y altas, mientras que los tramos centro y norte del país el mayor aporte es de microsismicidad con magnitudes de moderadas a bajas (Sarria, 1995).

Esta falla conforma uno de los sistemas más activos de los Andes del Norte, el cual se prolonga hasta el Golfo de Guayaquil (Ingeominas, 1998). En el Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador se observa que la FFCO continúa hacia el Ecuador como una falla de sobrecorrimiento con muchos pliegues especialmente al norte del Ecuador. Soulas, Yepes y Pérez (1991) mencionan que el sistema Frontal del Piedemonte Andino Oriental (FFCO) tiene un carácter esencialmente inverso e involucra las fallas del borde de la Cordillera Oriental en Colombia y las fallas del frente subandino del Ecuador responsables del levantamiento andino.

1.5.5 Sistema de Fallas de Cauca-Patía (SFCP). Este sistema de fallas en una de las mejor definidas y su origen se asocia con fracturas tensionales en la zona de flexión de la corteza oceánica subducida. El SFCP está conformado por una serie de fallas inversas

orientadas en dirección N10°E a N35°E, las cuales ponen en contacto a la cordillera occidental con la depresión Cauca-Patía. Pertenecen a este sistema las fallas inversas inferidas La Llanada, Cumbitara, Sotomayor-Policarpa, y las fallas inversas definidas Cauca-Patía, Aguada-San Francisco y Ancuya-El Peñol; fallas que tienen buzamientos entre 76° hacia el occidente y 15° hacia el oriente (Murcia y Cepeda, 1991). Por su ubicación geográfica, posiblemente las fallas Patía-Guáitara y Pisanda definidas a partir de imágenes Landsat pertenecen a este gran sistema de fallas.

Este sistema continúa hacia el sur en el Ecuador con numerosos ramales formando los segmentos de Guachucal-Cumbal, Tulcán y termina con la falla San Isidro amortiguándose en la región de Ibarra-Otavalo (Soulas, Yepes y Pérez, 1991).

1.5.6 Sistema de Fallas del Río Magdalena (SFRM). Este sistema es el límite entre la cordillera Central y el valle del Magdalena. El SFRM fue inferido e interpretado a partir de imágenes Landsat, su dirección varía oriente-occidente y S60°W, y se tiene que el bloque izquierdo está levantado y el derecho hundido. Esta falla presenta un tramo al sur de la laguna de La Cocha de unos 3 Km. cubierto por depósitos de sedimentos de origen limnico. Posiblemente la región de la laguna de la Cocha, representa la prolongación sur del valle del Magdalena, el cual se formó en el Jura-Triásico por procesos de ‘Rifting’ continental (Murcia y Cepeda, 1991).

Fallas importantes al sur de Colombia que podrían estar asociadas con el SFRM son: Algeciras (falla de rumbo y con una longitud de 250 Km), Suaza, Sibundoy y Afiladores. El Sistema de fallas del río Suaza (SFRS) es el límite entre el valle del Magdalena y la cordillera Oriental y tiene una dirección N40°E. La falla Afiladores (FA) fue definida por Ponce en 1979 como una falla de cabalgamiento y al sur ésta ejerce control tectónico sobre la Laguna La Cocha (Murcia y Cepeda, 1991).

De acuerdo Soulas, Yepes y Pérez (1991) los segmentos de Algeciras, Sibundoy y Afiladores en Colombia se prolongan hacia el Ecuador en dirección al Golfo de Guayaquil mediante la falla Chingual; más adelante esta se bifurca conformando la falla de Iliniza al sur de Machachi, continúa al sur para unirse con la falla Pallatanga prolongándose hasta el golfo de Guayaquil, y el otro ramal se ubica más al este pasando por la cordillera de Huacamayos cerca de Puyo.

1.5.7 Sistema de Fallas Junín-Sambiambi (SFJS). Este sistema de fallas es de tipo inverso, el plano de falla principal buza al este, la convergencia de deformación es hacia el oeste, limita la Cordillera Occidental con la Llanura Pacífica, y se extiende desde el sur de Colombia hasta la falla de Garrapatas. Históricamente no se tiene reporte de grandes terremotos asociados a esta falla. Cabe destacar la falla el Tambor, que corresponde a la traza más occidental del sistema de Fallas Junín-Sambiambi (Figura 4).

1.5.8 Falla de Tumaco (FT). Esta falla tiene una alineación oriente occidente N55°W, contraria al resto de sistemas de fallas. Es una falla definida como de rumbo, con movimiento dextral (Figura 4).

1.5.9 Falla Remolino-Charco (FRCH). Es una falla inferida, con una dirección N45°E. En el mapa Geológico de Colombia esta falla tiene el bloque derecho levantado y el izquierdo hundido.

1.5.10 Falla de Buenaventura (FB). Es una falla inferida en el mar, con una alineación N50°E (Figura 4).

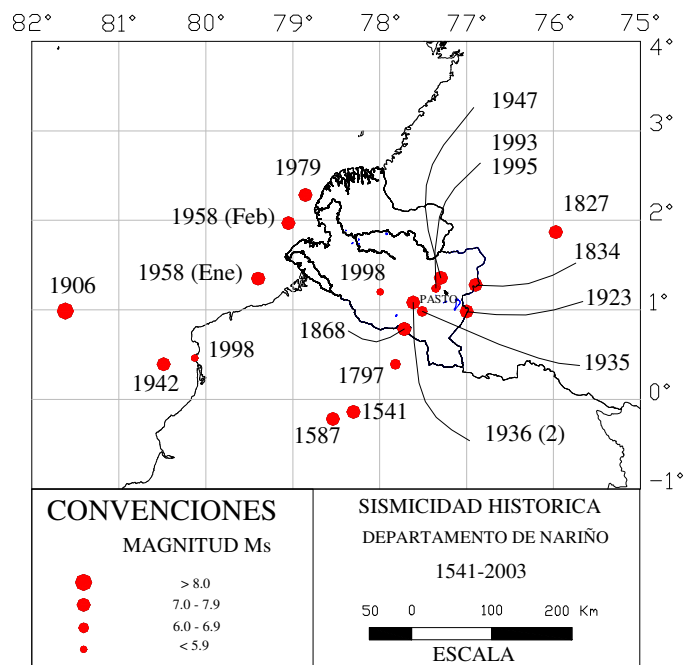
1.6 ANTECEDENTES

El Departamento de Nariño está ubicado en una zona de rasgos tectónicos con actividad reciente, que se ve reflejado con la alta actividad sísmica caracterizada por terremotos desastrosos. A continuación se presenta una relación de los sismos más importantes que han afectado al departamento de Nariño.

Los primeros sismos que se tiene conocimiento de haber afectado el departamento son los ocurridos en el Ecuador en 1541, 1587, 1698, 1763 y 1797 (Figura 5), dejando en ruinas a muchas ciudades del Ecuador, como en las provincias de Quijos, Ambato, Latacunga y Riobamba (Ramírez, 1975).

El 16 de noviembre de 1827 ocurrió un sismo de magnitud 7.7 Ms en cercanías a Gigante en el Huila, causando muchos daños (Ingeominas, 1998). Este evento es considerado el mayor sismo intracontinental conocido en Colombia y su período de retorno puede estimarse entre 400 y 800 años (Soulas, Yepez y Pérez, 1991).

Figura 5. Mapa epicentral de los principales sismos ocurridos desde 1541 hasta 2003 que históricamente han afectado el departamento de Nariño.



El 20 de enero de 1834 a las 06:45 a.m. (11:45 hora UT) se presentó un sismo muy fuerte seguido de varias réplicas, que causó la destrucción de la ciudad de Pasto en Nariño, Almaguer en el Cauca y Sibundoy en el Putumayo; el epicentro de este sismo fue reportado en la cordillera oriental entre Caquetá y Putumayo (Ramírez, 1975). Existen versiones de que en esta misma fecha y hora ocurrió una erupción en el volcán Patascoy y no un sismo (Rodríguez, 1959). Al parecer, este sismo desencadenó una erupción de este volcán.

El 15 de agosto de 1868 ocurrió un terremoto en Tulcán, al norte del Ecuador, en la provincia de Carchi, cerca de la frontera con Colombia; fue sentido en el sur de Colombia (Ramírez, 1975).

1906, enero 31, 10:36 a.m. (15:36 hora UT). En el mar adentro frente a la costas de Colombia y Ecuador se presentó un sismo considerado como uno de los más grandes registrados en el mundo durante el siglo pasado, con una magnitud de 8.6 Ms ($M_w = 8.8$); se dice que es uno de los 6 sismos a nivel mundial que más energía cinética han liberado. Lo más grave de este sismo fue la presencia de un tsunami o maremoto que llegó a Tumaco, causando la muerte de unas 1.000 personas por ahogamiento. Este maremoto también afectó a Guapi en Colombia y a Bahía de Caraquez en el Ecuador. Después del evento principal se sintieron trepidaciones en Ecuador y el interior del País (Ramírez, 1975). Se dice que hubo un levantamiento del litoral estimado 1.62 metros (Sarria, 1995).

El 13 de diciembre de 1923 y siguientes siete días, se presentaron temblores localizados en la frontera entre Colombia y Ecuador, los cuales fueron sentidos principalmente en Ipiales y Tulcán, y como resultado de estos fueron totalmente destruidas Cumbal, Carlosama, Aldana, Chiles, Túquerres e Ipiales. Se dice que unos 85 muertos fueron sacados de las ruinas de Cumbal (Ramírez, 1975)

El 6 de agosto de 1935 se considera como el comienzo de un gran período de actividad sísmica en Nariño, que finaliza en 1936 (Ramírez, 1975). El 26 de octubre de 1935, a las 08:45 p.m. (27 de octubre de 1935, 01:45 hora UT) se produjo una terrible sacudida precedida y acompañada por un ruido sordo, seguida por otros movimientos fuertes. La gente difícilmente sostenía en pie y tenían que asirse de cualquier objeto de apoyarse en las paredes para no caer a tierra. Estos terremotos se catalogaron de carácter local y su epicentro se estimó hacia el sur de Pasto con un radio de 40 km. La población de Santa Ana, situada en la carretera que comunicaba Pasto con Quito a 52 Km. de la primera ciudad, quedó reducida a un montón de ruinas (Ramírez, 1975).

El 9 de enero de 1936, a las 04:23 a.m. y a las 11:30 p.m. (enero 9 de 1936, 09:23 hora UT y enero 10 de 1936, 04:30 hora UT), se presentaron sismos de magnitudes 7.0 y 5.7 Ms respectivamente; pero que con la gran actividad sísmica presentada en la época, causaron desestabilización de algunas zonas y por consiguiente ocurrió un deslizamiento de 500 a 800 metros de longitud que obstruyó el cauce del río Sapuyes, que corre a 120 metros bajo el nivel de la meseta donde estaba ubicada la Chorrera (población de 250 a 300 habitantes). El río se desbordó sin dejar rastro del pueblo (Ramírez, 1975).

El 15 de julio de 1936, a las 06:00 p.m. (23:00 hora UT) la población de Túquerres fue destruida (fundada en 1879). Desde este día hasta el 17 de julio, se presentaron unos 20 terremotos de diferente intensidad (Ramírez, 1975). El ligero temblor del 15 fue como un aviso para los habitantes de Túquerres. Abandonaron sus casas y en los parques y en los campos construyeron de nuevo sus tiendas que pocos días antes habían desocupado, obedeciendo las órdenes de las autoridades locales. De este modo se escaparon de perecer entre las ruinas de sus casas y edificios.

El 18 de julio de 1936 a las 09:30 p.m., aún no habiendo desaparecido el terror causado por el primer terremoto, sobrevino otro más fuerte y más largo que causó nuevos desastres, y que aumentó el pánico cuando se dañó la planta eléctrica y la ciudad quedó sumida en la oscuridad.

Desde julio de 1935 hasta agosto de 1936 mas de 300 personas perdieron la vida, la mayor parte de las cuales perecieron sepultadas junto con el pueblo de la Chorrera en las aguas del río Sapuyes.

El 14 de noviembre de 1942, un sismo ocurrido a las 07:46 p.m. (noviembre 15 de 1942, 00:46 hora UT) en la costa de Esmeraldas en el Ecuador, causó grandes daños en esta ciudad y resultó afectado todo el sur de Colombia (Sarria, 1995).

El 14 de julio de 1947, a las 02:01 a.m. (07:01 hora UT) ocurrió un terremoto en Pasto seguido por tres réplicas de importancia. De este sismo hay reportes de intensidades de IX y VIII de Rossi-Forel presentadas en el territorio limitado por los cañones Guaitara y Juanambú, intensidades de IV en el pacífico, y rápidamente disminuyó III y II en las llanuras del Putumayo. Se piensa que este sismo fue superficial (menor de 10 Km. de profundidad) y se sintió primero un movimiento vertical y luego un movimiento horizontal. Se presentaron ralladuras en las edificaciones. En la ciudad de Pasto se presentaron los siguientes daños: se desplomó la cúpula de la iglesia San Felipe con el temblor de las 10:00 a.m., parte de la fachada de la iglesia Santiago se cayó, se rompieron los vidrios de la iglesia Cristo Rey, se destruyeron 1 vivienda y 1 edificio, y se presentaron averías en el Hospital San Pedro y el Hospital Civil. Se presentaron daños en Pandiaco, Aranda, La Laguna, Pejendino (se cayó la iglesia y 23 casas), El Encano y Jamondino (se cayó el arco de la iglesia). En Genoy una cruz de piedra saltó de la base en donde se había asegurado con cemento y arcilla. Este sismo fue sentido en La Unión y causó averías en viviendas como caídas de techos. En Pasto el sismo se sintió de 4 a 7 segundos y en Umbría, Puerto Asís y Mocóa tuvo una duración de 1 segundo (Ramírez, 1975).

Agosto 5 de 1949, 02:00 p.m. En el departamento de Nariño, se sintió un catastrófico fenómeno sísmico proveniente del Ecuador, y que incluso se sintió en la mitad de la república Colombiana.

En 1958, en enero 19 y febrero 1, dos sismos estremecieron las costas de Ecuador y Colombia causando 15 muertos y 45 heridos. El 30% de la ciudad de Esmeraldas quedó destruida y una embarcación se fue a pique y se supone que se debió a un fuerte oleaje del

maremoto. El sismo del 19 de enero quizá fue el más fuerte y su epicentro fue determinado por el Instituto Geofísico de los Andes Colombianos con las estaciones Bogotá, Fúquene y Galerazamba. El mareógrafo del Instituto Geográfico Agustín Codazzi instalado en la Isla del Morro al final del muelle fue destruido, el relleno que comunicaba la Isla de Tumaco y que iba de la Isla la Viciosa al Viaducto se hundió notablemente y se agrietó en muchas partes, en Cabo Manglares salió el agua a borbotones de las grietas recién abiertas y varias enramadas de mangle se precipitaron a tierra, muchas viviendas se fueron a pique y se interrumpieron las comunicaciones telegráficas entre la Espriella y Tumaco durante 24 horas. En Pasto se calculó entre 35 y 46 segundos de duración para el primer sismo y unos 10 segundos para el segundo (Ramírez, 1975).

El 12 de diciembre de 1979, a las 03:00 a.m. (08:00 hora UT) en el Pacífico Sur Colombiano, ocurrió un sismo de magnitud 7,7 Ms ($M_w = 8,1$) que produjo aproximadamente 500 víctimas entre muertos y desaparecidos, tras la ocurrencia de un gran maremoto que ocasionó grandes destrozos en Tumaco y poblaciones menores de la Costa Pacífica en los departamentos de Nariño y Cauca (Sarria, 1995). Este sismo es considerado como el segundo más violento ocurrido en la costa colombiana del Pacífico después del sismo de 1906. La profundidad del sismo fue de carácter superficial, se estimó en 33 Km., y fue seguido de muchas réplicas durante todo el mes siguiente (Ramírez y Goberna, 1980).

En los departamentos de Nariño y Cauca se presentaron los mayores daños y pérdidas de vidas. En Nariño se estimaron 452 muertos, 1.011 heridos, 95 desaparecidos, 3.081 viviendas destruidas y 2.119 viviendas averiadas; y en el Cauca suman 454 muertos, 1.047 heridos, 125 desaparecidos, 18 edificios averiados, 3.540 casas destruidas y 2.503 casas averiadas. Adicional al maremoto se presentaron otros efectos secundarios como: deslizamientos en San Juan de la Costa, licuefacción, hundimiento de la costa sur del Pacífico (desde la Bocana de Guapi hasta el sur de Tumaco) de 25 cm a 1,50 m y agrietamientos hasta de 1 metro de ancho (Ramírez y Goberna, 1980).

En la misma noche del 12 de diciembre de 1979, nació en el mar Caribe una pequeña isla de 30 metros de longitud, 5 metros de ancha y 7 metros de altura, a unos 40 Km. de Cartagena. Esta isla desapareció totalmente en enero de 1980 erosionada por el fuerte oleaje del mar (Ramírez y Goberna, 1980).

Considerando las características de las réplicas ocurridas, la ruptura de la corteza se propagó hacia el NNE, manteniendo la misma profundidad, y por tanto la mayor energía se desarrolló contra la costa colombiana, lo mismo que el tsunami (Ramírez y Goberna, 1980).

El 14 y 15 de junio de 1989 se presentó una secuencia de 30 sismos sentidos en poblaciones ubicadas al sur del departamento de Nariño, afectando especialmente a Guachucal y Cumbal debido a sus construcciones antiguas de tapia. La mayor magnitud de duración calculada fue de 4.4, y el foco sísmico al parecer estuvo asociado al Sistema de Fallas Cauca-Patía.

Pasando a la actividad más reciente de los últimos 12 años, entre el 26 de abril y el 1 de mayo de 1993 se presentó una secuencia de sismos volcánico-tectónicos en la región norte-

nororiente del volcán Galeras, que llegaron a tener una magnitud máxima de 4.5 Md y su profundidad fue muy superficial (menor a 10 Km.). Estos sismos produjeron temor en los habitantes de las poblaciones aledañas a la región epicentral. En este mismo año, entre el 24 de noviembre y el 4 de diciembre, nuevamente se presentó otra secuencia de sismos volcano-tectónicos ubicado en la misma región del episodio anterior; las magnitudes fueron inferiores a 4.0 Md y de profundidades a nivel superficial. De los 107 eventos registrados 15 fueron sentidos en la ciudad de Pasto, pero solamente causaron pánico en la gente.

Entre el 4 de marzo y el 30 de octubre de 1995, se suscitó un enjambre de unos 3000 sismos volcano- tectónicos, cuyo evento principal ocurrió el día 4 a las 06:23 p.m. (23:23 hora UT) alcanzando una magnitud de 4,7 Md. Este evento se localizó a 5 Km. al nor-nororiente del cono activo del volcán Galeras a una profundidad de 11,2 Km. 80 sismos fueron reportados como sentidos en Pasto y poblaciones vecinas al volcán. Seis personas murieron en Pandiaco por desprendimiento de una roca del talud, unas veinte casas fueron seriamente dañadas en los sectores de Daza y Chachatoy Alto, se presentaron pequeños deslizamientos de los taludes de las vías (Gómez y Cortés, 1995). El origen de estos sismos posiblemente está relacionado con sistemas de fallas geológicas que se localizan en inmediaciones del complejo volcánico Galeras (Ingeominas, 1995).

Se presentaron deslizamientos en los ríos Azufral y Pasto (Calvache y Ortega, 1995). Se produjo cambios de orden de los 15 μ rad. en los inclinómetros electrónicos y los vectores cortos de nivelación de la red de vigilancia del volcán Galeras (Ordoñez y Rey, 1995). Los daños observados se corresponden muy bien con una intensidad máxima de VIII en la escala Modificada de Mercalli en la región epicentral y en Chachatoy Alto. Para la zona norte de la ciudad de Pasto, la intensidad fue de VII (Gómez y Cortés, 1995). La RSNC obtuvo un valor máximo de VI, de intensidad en la escala MSK (Cortés y Hurtado, 1995).

El 5 de febrero de 1997 se inició una secuencia de sismos en la frontera con el Ecuador, destacándose los eventos del día 5 con una magnitud de 4.2 y del día 19 con una magnitud 4.3. Estos sismos superficiales (menos de 15 Km. de profundidad) se sintieron fuertemente en los pueblos de Chiles en Colombia y, Chilcal y Maldonado en el Ecuador.

El 18 de julio de 1998 a las 06:51 p.m. (23:51 hora UT), un sismo de magnitud de duración 4.5, localizado a 20 Km. al noreste de la población de Ricaurte, se sintió en Pasto, Túquerres, Samaniego, Yascual, Sandoná, Ricaurte y Piedrancha sin consecuencias que lamentar.

Un sismo de magnitud 7.1 Ms ocurrió el 4 de agosto de 1998 a las 08:59 a.m. (13:59 hora UT), en cercanías a la Bahía de Caraquéz en la costa ecuatoriana; el cual fue sentido en todo el departamento de Nariño, inclusive en Cali

Desde cuando el volcán Galeras mostró nuevamente signos de actividad en 1989, se han sentido también varios remezones asociados con la misma, especialmente en Pasto y poblaciones alrededor del volcán, tales como el 24 de abril, 23 de julio, algunos sismos del episodio sísmico de agosto, el del 30 de septiembre, 2, 5 y 8 de octubre, 23 de noviembre de

1989, 9 de marzo, 27 de mayo, 1, 2 y 6 de junio, 5, 6 y 19 de julio, 11 y 12 de septiembre, 5 y 24 de noviembre de 1990, 17 de julio de 1992 y otros tantos más especialmente en los años 1993 y 1995.

2. MARCO TEORICO

Existen unos conceptos que no se manejan en Física y que son fundamentales en el desarrollo del presente trabajo, por lo tanto se ve la necesidad de enunciarlos.

2.1 CONCEPTOS

2.1.1 Terremoto o sismo. La palabra terremoto es derivada de latín “Terrea Motus”, que significa movimiento de la Tierra. Un sismo es un movimiento del terreno o vibración que se origina en el interior de la Tierra, a diferentes profundidades, debido a la ruptura intempestiva de material sólido rocoso o al movimiento de fluidos en el interior de la Tierra generando una liberación de energía, la cual se irradia en todas las direcciones en forma de ondas sísmicas conocidas también como elásticas (Udías y Mescua, 1997). El movimiento causado por el sismo puede ser violento en unos lugares e imperceptible en otros.

Los sismos tectónicos son causados por la liberación repentina de energía debido a una dislocación o desplazamiento súbito de los dos lados de una falla, con el consiguiente relajamiento de las deformaciones elásticas acumuladas por la acción de esfuerzos diferenciales que actúan en diversas regiones de la litósfera. Gran parte de esta energía se disipa en calor y otra parte es irradiada en forma de ondas elásticas, que se propagan en varias direcciones conforme a un patrón de radiación haciendo vibrar el terreno; y estas vibraciones son percibidas como temblores.

Sarria (1995) considera que la liberación repentina de la energía elástica que se ha acumulado, debido a la continua deformación de la superficie de la terrestre, constituye el origen de un sismo. El mismo autor menciona que se pueden producir en los siguientes ambientes tectónicos: zonas de subducción, zona de Benioff de la placa subducida, fallamientos geológicos activos en el interior de una placa tectónica, sismos intraplaca, actividad volcánica, actividad humana.

Generalmente los sismos están acompañados por premonitorios y réplicas. Un sismo premonitorio es aquél que antecede al sismo considerado como principal en un tiempo relativamente cercano y que se localiza espacialmente en la misma zona. Las réplicas son eventos que ocurren después del sismo principal; la probabilidad de que estas ocurran es muy alta, puesto que en la zona donde se presenta la sismicidad se genera inestabilidad y el material fracturado buscará un equilibrio de fuerzas.

2.1.2 Enjambre. Es la ocurrencia de una serie de sismos, durante un período de tiempo relativamente corto en una región espacial bastante constreñida. Ninguno de estos eventos normalmente sobresale respecto a los demás (Sauter, 1989).

2.1.3 Amenaza. Peligro latente que representa la posible manifestación dentro de un período de tiempo de un fenómeno peligroso de origen natural, y que por tanto puede

producir efectos adversos en las personas, bienes y servicios, y al ambiente (Cardona, 2001).

2.1.4 Amenaza sísmica. Desde el punto de vista probabilístico se considera la amenaza sísmica como la probabilidad de que se exceda un parámetro descriptivo del sismo como la aceleración, la velocidad o el desplazamiento del terreno en un sitio y durante un tiempo de exposición dado.

La amenaza sísmica para una región se puede expresar como un valor de la probabilidad que durante un lapso de tiempo dado pueda ocurrir un terremoto que genere un determinado valor de la aceleración del suelo respecto a la aceleración de la gravedad (Cardona, 2001).

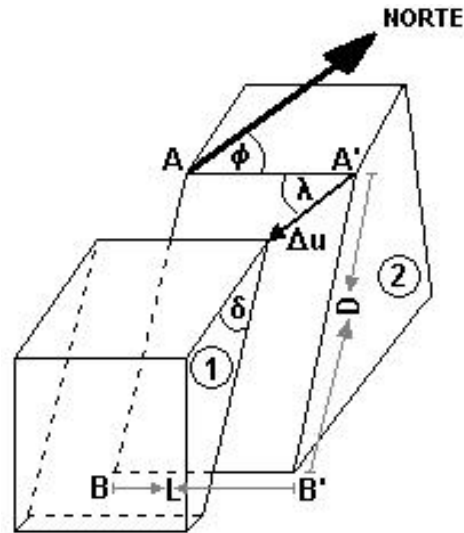
Sarria (1995) define la amenaza sísmica así: ‘La amenaza sísmica debe entenderse como la probabilidad de que un parámetro como la aceleración, la velocidad o el desplazamiento del medio transmisor iguale o supere un nivel de referencia. Se habla entonces en términos de la probabilidad de exceder el parámetro dentro de un período de retorno conexo con el tiempo de exposición de la construcción. La amenaza sísmica también puede extenderse al concepto de la intensidad local’.

2.1.5 Evaluación de la amenaza sísmica. Evaluar la amenaza sísmica es ‘pronosticar’ la ocurrencia de un sismo estudiando el mecanismo generador, el monitoreo del sistema perturbador o el registro de eventos en el tiempo; y este pronóstico se puede hacer a corto, mediano y largo plazo. Estos estudios usualmente se plasman en mapas que cuantifican la amenaza, mediante zonificaciones de áreas con resultados homogéneos (Cardona, 2001).

2.1.6 Falla. En términos generales es una ruptura, o zona de ruptura, en la roca de la corteza terrestre, en la cual se puede evidenciar un plano de ruptura que media entre los lados de material rocoso de la corteza y la ocurrencia de movimientos de dichos lados paralelos al plano de ruptura. Udías y Mézcua (1997) la definen como una zona de fractura en la corteza, en donde dos bloques han sufrido una dislocación y un desplazamiento relativo. Una falla es activa cuando manifiesta una alta probabilidad de ser capaz de producir un sismo dentro de un lapso de tiempo (en los últimos 10,000 años) y por tanto es la causa de los sismos en una región; y es considerada inactiva si no tiene actividad sísmica ni evidencia rasgos morfo-neotectónicos que indiquen desplazamientos en los últimos 10,000 años (Sauter, 1989).

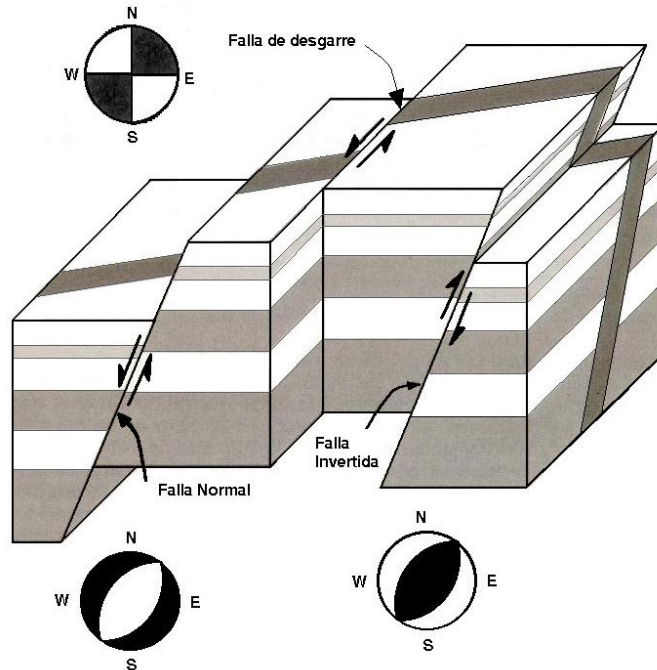
Los parámetros que definen la orientación, dimensiones, dirección y magnitud del desplazamiento de una falla son (Figura 6): **AA’BB’**-traza de la falla, es la intersección del plano de la falla con el plano horizontal; ϕ -azimut ($0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$) de la falla, es el ángulo que forma el plano de la falla con el plano horizontal; δ -buzamiento ($0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$), es el ángulo de inclinación respecto a un plano horizontal. Las dimensiones del plano de falla son su longitud **L** y anchura **D**. El desplazamiento del bloque (1) con respecto al (2) es Δu -deslizamiento o dislocación. La dirección del deslizamiento viene dada por el ángulo λ ($-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$) entre la dirección de Δu y la horizontal, medido sobre el plano de falla.

Figura 6. Parámetros que caracterizan el movimiento de una falla (Tomado de Udías y Mézcua, 1997).



De acuerdo a los valores que tomen los ángulos de buzamiento y desplazamiento, se pueden definir diferentes tipos de falla, entre ellas tenemos (Figura 7): normal, inversa, de cizalla, entre otras.

Figura 7. Diagrama que muestra los tres tipos principales de movimientos de fallas con su respectiva proyección estereográfica de la esfera focal (sección horizontal), donde se ve la correspondencia del mecanismo focal y la ruptura (Tomado y adaptado de Udías y Mezcuca, 1997; Sarria, 1995).



2.1.7. Maremoto. Un Maremoto o Tsunami es la generación de grandes olas en el mar. Se presenta como un efecto secundario debido a la ocurrencia de un terremoto que ocasiona movimientos verticales en el fondo oceánico. La velocidad de propagación de un tsunami es mucho menor que la de las ondas sísmicas, es por esto que los tsunamis llegan a la costa unos minutos después, y la altura de las olas es inversamente proporcional a la profundidad del mar; entonces, a medida que se acercan a la costa la altura de las olas aumenta.

Existe una Red Mundial de alertas de tsunamis, que mediante estudios históricos y simulaciones pretenden suministrar información sobre posibles tsunamis (tiempo de llegada y posible altura de la ola), cuando se presenten sismos de gran magnitud en el fondo oceánico.

2.1.8 Licuación. Tipo de falla del terreno en la cual un suelo no cohesivo pierde su resistencia como resultado de un incremento en la presión de poros debido al movimiento del terreno.

2.2 ORIGEN DE LOS TERREMOTOS Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS

En la actualidad la teoría más aceptada sobre el origen de los terremotos, desde el punto de vista científico, es la tectónica de placas. Esta teoría dice que la parte más superficial de la tierra está formada por una serie de placas que se mueven a velocidades del orden de centímetros por año debido a los flujos producidos a nivel del manto por convección térmica. Los desplazamientos pueden ser de separación entre placas, desplazamiento frontal o desplazamiento lateral, estos desplazamientos generan fuerzas de fricción que hacen que se presente una acumulación de energía, la cual puede liberarse en forma repentina dando origen a los sismos de tipo tectónico (Dewey, 1976). En los límites de la interacción de estas placas se forman deformaciones, fracturas y esfuerzos a gran escala, que son los generadores de diferentes manifestaciones como sismos, volcanes y fallas tectónicas.

El cinturón de fuego del pacífico llamado también el anillo circumpacífico es la zona periférica del océano pacífico en el que históricamente ha registrado las liberaciones de energía sísmica más grandes en el mundo; y Colombia es uno de los países a nivel mundial que se encuentra ubicado en esta región. La costa occidental de Colombia es un límite de convergencia donde las de Nazca y Suramericana se mueven una hacia la otra (Figura 8); produciendo el fenómeno de subducción, donde la placa de Nazca se introduce debajo de la placa Suramericana. Este proceso es el que da origen a la cordillera de los Andes.

La ocurrencia de sismos en unas zonas da origen a las fuentes sismogénicas, las cuales juegan un papel importante es los estudios de amenaza sísmica puesto que en últimas son proyecciones de volúmenes litosféricos dentro de los cuales se presume que pueden ocurrir sismos que tengan el mismo o parecido origen tectónico; una fuente sismogénica no es una falla geológica activa, y es muy probable que a una fuente sismogénica se puede asociar una o varias fallas activas. En los estudios de amenaza sísmica generalmente se identifica la localización de las fuentes sismogénicas, se caracteriza la recurrencia de las magnitudes de los sismos asociados a su actividad y se define la magnitud máxima razonable que puede

ocasionar una ruptura en una de las fallas que se encuentren dentro de la fuente (Sarria, 1995).

Figura 8. Placas tectónicas de Nazca y Suramericana, causantes del fenómeno de subducción y, de la formación de la cordillera de los Andes.



Entre las características más importantes de los sismos tenemos:

2.2.1 Localización. El epicentro y el hipocentro representan una región en donde se originó un sismo, pero generalmente se los asocia como un punto ubicado en una superficie o en un volumen. El epicentro es la proyección en superficie de la localización de un sismo (coordenadas de latitud y longitud) y el hipocentro es la localización de un sismo en el que además del epicentro se tiene el valor de la profundidad a la que se generó el evento.

Cuando se hace un reporte por la ocurrencia de un sismo, generalmente se da como epicentro la población o vereda más cercana y se suministra adicionalmente localización hipocentral del sismo.

Sarria (1995) en su libro de ingeniería sísmica, menciona que en ambientes tectónicos de subducción, como es el caso de Colombia, la sismicidad puede ocurrir a profundidades entre 5 y casi 700 Kilómetros. Se considera un sismo superficial cuando se presenta a niveles superficiales, a nivel de la corteza terrestre entre 0 y 30 Km.; también hay sismos intermedios y sismos profundos. Para tener una idea de posibles víctimas y daños en una zona determinada es importante conocer además de la profundidad: la magnitud, geología de la zona, si la población está cerca o no del epicentro y el tipo de infraestructura de la zona.

2.2.2 Duración. Un sismo puede durar varios segundos, minutos, horas, días y hasta meses, dependiendo de su nivel energético, por ejemplo se dice que con el sismo de 1906 ocurrido

en el Océano Pacífico la Tierra estuvo vibrando durante varios meses. Cuando se presenta un sismo la Tierra vibra a diferentes frecuencias y estas pueden ser detectadas instrumentalmente con diferentes duraciones dependiendo del tipo de instrumento que se esté empleando y de la distancia a la fuente. Un mismo sismo puede sentirse por las personas con diferentes duraciones (unos segundos) dependiendo de la distancia al foco, de la posición en que se encuentre la persona y del tipo de suelo en donde se encuentre ubicado.

La duración de un sismo es sinónimo de capacidad de destrucción y en ingeniería es de interés la duración de la parte más intensa del sismo teniendo unos valores tope de aceleraciones (Sarria, 1995).

Existe cierta correlación entre la duración significativa de un terremoto y su magnitud, es por esto que en algunas redes sismológicas como la del Observatorio Sismológico del Suroccidente Colombiano -OSSO y el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto - OVSP emplean la duración de los sismos para determinar la magnitud.

2.2.3 Magnitud. La magnitud como una medida instrumental es una valoración objetiva de la energía de un sismo, la cual se calcula teniendo en cuenta parámetros como: duración, amplitud, período, entre otros y no tiene en cuenta los efectos que produjo el evento; sirve para comparar un sismo con otro y para indicar implícitamente la energía liberada durante la ruptura (Sarria, 1995). Una de las primeras relaciones utilizadas fue sugerida por Richter, pero existen diferentes escalas para valorar la magnitud (**Ms**, **mb**, **MI**, **Md**, **Mw**) basadas en los conceptos de Richter, dependiendo del parámetro empleado y de la instrumentación que esté utilizando una determinada red. La relación de Richter se resume en:

$$M = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

donde **A** es la amplitud máxima registrada en una estación por un sismógrafo de torsión estándar con un péndulo de período 0,8 segundos, una magnificación de 2800 y un factor de amortiguamiento de 0,8, localizado a una distancia de 100 Km. (sismómetro Wood Anderson) y **A₀** es la amplitud correspondiente a la misma distancia de un terremoto tomado como patrón (terremoto de M=0) (Aki y Richards, 1980).

Richter introduce otro concepto de la magnitud, **M**, en el que se tiene en cuenta el periodo **T** de la onda en segundos, la distancia epicentral **Δ** en kilómetros, el factor de corrección propio de la estación sismológica **C_s** y el factor de corrección general **C_r**, el cual varía en una forma más o menos compleja.

$$M = \log \left(\frac{A}{T} \right) + f(\Delta, h) + C_s + C_r \quad (2)$$

donde: **M** es la magnitud, **A** la amplitud de la deformación del medio en el cual está colocado el sensor del sismógrafo (se expresa en milésimas de milímetro), y **h** es la

profundidad del foco en kilómetros.

A nivel mundial se usan diferentes escalas de magnitud dependiendo de la forma o parámetros empleados, siendo los más comunes: ondas internas, ondas superficiales, momento, local y duración (Udías y Mézcua, 1997):

Magnitud de Ondas Internas: Expresión determinada por Gutenberg (Sarria, 1995). Para el cálculo de este tipo de magnitud se trabaja con información suministrada por las ondas de cuerpo, así:

$$m_b = \log \frac{A}{T} + \sigma(\Delta) \quad (3)$$

donde **A** es la amplitud reducida al movimiento del suelo en micras de la onda P o de la onda S, en la componente vertical de corto período **T** es el período, y $\sigma(\Delta)$ es función de la calibración que corrige por la atenuación de las ondas con la distancia.

Magnitud de Ondas Superficiales: Expresión muy empleada en la actualidad para sismos con distancia epicentral importante calculada desde la estación de registro. Esta magnitud se determina generalmente con base a las ondas superficiales, en donde se compara la variación de la amplitud de la vibración del suelo con la distancia.

$$M_s = \log \frac{A}{T} + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (4)$$

donde **A** es la amplitud en micras del movimiento del suelo de la onda superficial de mayor amplitud en la componente vertical de período largo, **T** es el período y Δ es la distancia epicentral en grados.

Entre las magnitudes de ondas internas y las magnitudes de ondas superficiales, existe la siguiente relación obtenida empíricamente (Udías y Mézcua, 1997):

$$m_b = 2.5 + 0.63M_s \quad (5)$$

Bath muestra unas expresiones que permiten correlacionar los valores de **m_b** con **M_s** o **M_L** (Sarria, 1995).

$$M_b = 1.7 + 0.8M_L - 0.01(M_L)^2 \quad (6)$$

$$M_b = 0.56M_s + 2.9 \quad (7)$$

Para Colombia y toda la región noroccidente de América del Sur se ha encontrado la siguiente expresión (Sarria, 1995):

$$M_s = 1.51M_b - 2.96 \quad (8)$$

Magnitud Momento: Esta magnitud fue introducida por Kanamori, en 1977, con el fin de evitar saturación de las escalas (Udías y Mézcua, 1997).

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (9)$$

donde: **Mo** es el momento sísmico.

El momento escalar es una variable importante en el estudio del tamaño de un terremoto, puesto que representa el desplazamiento relativo de la fractura por su área, y se tiene adicionalmente involucrado el coeficiente de rigidez del medio en que se ha producido el sismo. Las unidades utilizadas para **Mo** son N.m(SI) y dyn.cm (cgs). El efecto de saturación haciendo referencia a un sismo de magnitud M_s igual a 8.0, puede tener un momento sísmico hasta de tres órdenes de magnitud inferior a otro que corresponda a una magnitud de 8.3.

Magnitud Local: Es utilizada para eventos localizados a distancias menores a 500 Km., la cual es prácticamente una extensión de la definición original de Richter, a ondas registradas por otro tipo de sismógrafos, la que puede depender de la duración del evento o de la amplitud del mismo.

Magnitud de coda: Es calculada teniendo en cuenta la duración de un sismo. Para el caso de la red de corto período del OVSP en el que no es posible hacer un cálculo de la magnitud teniendo como variable la amplitud, por saturación en la señal, se emplea la siguiente expresión que depende de la duración de la señal.

$$M_c = 2.82 \log(c) - 2.59 \quad (10)$$

Donde **Mc** es la magnitud de coda y **c** es la duración del sismo en segundos

2.2.4 Intensidad. La intensidad es una valoración subjetiva de la energía de un sismo que permite determinar la fuerza con que fue percibido un terremoto; esta se determina de acuerdo a los daños o efectos en superficie que se hayan generado como consecuencia de un evento sísmico, como daños en viviendas, agrietamientos, cambios en los cauces de los ríos, deslizamientos, etc. Con este tipo de valoración fue posible reconstruir los niveles energéticos de sismos históricos de los que se tienen crónicas y relatos. Al igual que la magnitud existen diferentes escalas que tratan de representar con un valor numérico (en números romanos) los daños que se han presentado: entre más grande sea este valor, mayores serán los efectos en superficie.

Para diferenciar la intensidad con que se percibió un sismo, en un sitio con respecto a otro, se realizan los mapas de isosistas o de isointensidades, que son una representación gráfica

de la distribución espacial de las intensidades estimadas después de la ocurrencia de un terremoto, donde cada línea representa un valor de intensidad. Estas isosistas se realizan ubicando en un mapa los diferentes puntos donde se determinó la intensidad y luego se realizan las curvas encerrando los puntos con el mismo valor de intensidad. Estos mapas ayudan a determinar las tendencias de propagación de las ondas y la región epicentral del sismo.

Con el fin de evitar que la intensidad sea solamente un valor determinado subjetivamente, se han desarrollado básicamente dos expresiones que nos pueden ayudar a cuantificar la intensidad de un terremoto con base en medidas instrumentales (expresiones de Housner y de Arias).

La primera depende del espectro de respuesta de la velocidad de la masa del oscilador, y viene expresada así:

$$S(I_n) = \int_{0.1}^{2.5} S_v(T, \xi) dT \quad (11)$$

donde $S(I_n)$ es la intensidad espectral, S_v es la velocidad espectral de la masa, en cm/s, T es el período natural del oscilador en segundos y ξ es el amortiguamiento con respecto al crítico.

La segunda expresión es función del cuadrado de la aceleración, la cual se basa en la capacidad de daño de un sismo, sin tener en cuenta si existen o no estructuras en la zona, el tipo de construcción, o si las construcciones son de buena o mala calidad. Su expresión es:

$$I_{xx}(x) = f(x) \int_{0.1}^{t_0} a_x^2(t) dt \quad (12)$$

siendo $I_{xx}(x)$ la intensidad en un punto a lo largo del eje x ,

$$f(x) = \cos^{-1} \left[\frac{1}{(1 - \xi^2)^{1/2}} \right], \quad (13)$$

$a_x(t)$ es la aceleración del suelo según el eje x , en el instante t , y t_0 es la duración total del acelerograma.

2.2.5 Energía Liberada. Gutenberg y Richter en 1956 establecieron relaciones empíricas de la energía liberada de un sismo (Udías y Mézcua, 1997):

$$\log E = 5.8 + 2.4 mb \quad (14)$$

$$\log E = 11.8 + 2.4 M_s \quad (15)$$

$$\log E = 11.8 + 1.5 M_s \quad (\text{Sarria, 1995}) \quad (16)$$

Con el cálculo de la energía se puede determinar la gran acumulación de energía que se puede dar en una zona durante muchos años y la capacidad de destrucción si esta energía se libera en forma súbita.

2.2.6 Mecanismo Focal. El mecanismo focal es una herramienta importante para la evaluación del estado de esfuerzos a que está sometida la corteza terrestre y relaciona el registro en el sismograma de la onda P con el campo de esfuerzos (Sarria, 1995). Para hacer una representación del mecanismo focal, se usan proyecciones estereográficas y se requiere: conocer la polaridad de la primera llegada para lo cual es necesario tener calibrados los sensores, conocer la posición geográfica del foco y de la estación sismológica, cubrimiento azimutal al foco para lo cual es necesario tener un buen número de estaciones.

2.2.7 Longitud de Ruptura. Uno de los modelos del origen de los terremotos es la teoría del rebote elástico, en donde se plantea que las deformaciones elásticas se van acumulando en una región hasta que se supera la resistencia del material y se produce una fractura con un movimiento relativo de sus dos partes. Esta energía elástica se almacena en forma lenta, en procesos que pueden durar 10 a 100 años, relajándose súbitamente mediante un terremoto que solo dura algunas decenas de segundos. De acuerdo al modelo matemático que se emplee, se puede considerar que un terremoto se origina en un foco puntual y que a partir de este punto las ondas sísmicas se propagan, o como la ruptura de una parte de la corteza lo cual genera un corrimiento relativo de dos partes; por tanto, la energía total del sismo se libera afectando una zona de ruptura dentro de la falla. En el foco del sismo se inicia la liberación de la energía, y solo una parte muy pequeña se libera en este sitio.

En un sismo grande el tamaño de la zona de ruptura es proporcional a la energía total liberada y al tipo de falla entre otros; y para sismos muy grandes la longitud de ruptura puede llegar inclusive a cientos de kilómetros. Muchos autores han sugerido la siguiente relación entre la longitud de ruptura y la magnitud M_s (Ingeominas, 1998).

$$L_r = e^{(a \cdot M_s - b)} \quad (17)$$

Donde a y b son constantes que depende de cada región, y M_s es la magnitud. En sismos grandes, el tamaño de la zona de ruptura depende de la energía total liberada, del tipo de falla y de características geológicas y sismológicas de la región (Castillo y Guerra, 1987); de ahí la importancia en la decisión de la expresión que se vaya a utilizar.

2.2.8 Atenuación. Cuando ocurre un sismo de magnitud M_s , la intensidad del evento se atenúa inicialmente a través de la longitud de ruptura y luego por el medio que viaja la onda; es por esto que la mayor influencia y por tanto los valores de intensidad más grandes generalmente se obtienen en los sitios que están más cerca al tramo de la falla que forma

parte de la zona de ruptura; y a mayor distancia de la zona de liberación de la energía, menor será la intensidad. Esta hipótesis es la base de la formulación general del Modelo Línea Fuente y está sustentada con la presencia de curvas de isosistas de forma alargada; mientras que el Modelo de Fuente Puntual muestra las curvas de isosistas en forma circular

La intensidad “*y*” (aceleración, velocidad, desplazamiento o intensidad de Mercalli Modificada) depende de la magnitud del sismo *m* y de *r* que es la menor distancia entre el sitio de interés y la zona de ruptura, entonces:

$$y = f(m, r) \quad (18)$$

Para trabajar con este modelo es necesario tener las relaciones de atenuación y sus funciones inversas:

$$m = g_1(y, r) \quad (19)$$

$$r = g_2(y, m) \quad (20)$$

En general la atenuación hace referencia a las pérdidas de energía que se manifiesta en la disminución de la amplitud de las ondas sísmicas en la medida que éstas se propagan durante su viaje desde la fuente a la superficie. A mayores distancias, mayores son las atenuaciones y menores son los daños esperados.

Si se tiene un medio homogéneo, continuo e isotrópico a través del cual las ondas sísmicas se van atenuando conforme se van propagando, se contemplan básicamente tres mecanismos: dispersión geométrica, absorción inelástica y scattering. Si consideramos el medio homogéneo, no se contemplan mecanismos de atenuación por scattering y la atenuación se puede expresar:

$$A(f, r) = A_0(f) r^{-n} e^{-\frac{\pi \cdot r f}{Qv_p}} \quad (21)$$

donde: *A*₀ corresponde a la amplitud de la onda sísmica en la fuente, y *n* describe el exponente de dispersión geométrica según el tipo de onda.

2.2.9 Aceleración en el terreno. Para determinar los valores de aceleración registrados en varios sitios y ver como varía con la distancia al foco (Leyes de Atenuación) y entender su relación con la magnitud, se requiere de una red de acelerógrafos en la zona de interés que permita hacer este tipo de estudios; pero, como no siempre es posible tener una densidad importante de estos instrumentos, varios autores han realizado expresiones que permiten determinar los valores de aceleración en función de la magnitud y la distancia. Sarria muestra que estos valores de aceleración se encuentran con expresiones de la forma:

$$a = b_1 e^{b_2 M} (R + b_3)^{-b_4} \quad (22)$$

donde:

b_1, b_2, b_3, b_4 son constantes que se obtienen por regresión
 R es la distancia focal

Los estudios más empleados en diferentes partes, debido a que emplean una muestra amplia son la de Esteva, Donovan y McGuire, y en su orden son:

$$a = 1230e^{0.80M} (R + 25)^{-2} \quad (23)$$

$$a = 1320e^{0.58M} (R + 25)^{-1.52} \quad (24)$$

$$a = 472e^{0.64M} (R + 25)^{-1.3} \quad (25)$$

La ecuación (27) es una relación de atenuación, que define la relación entre un parámetro de movimiento del terreno, la magnitud y la distancia de la fuente sísmica al sitio. Estas ecuaciones son usualmente derivadas del análisis de registros sísmicos.

Entonces, el comportamiento de un parámetro descriptivo del movimiento producido por el sismo, como la aceleración, en función de la distancia a la fuente de liberación de la energía del mismo es comúnmente llamada ley de atenuación.

2.3 ALGUNAS CARACTERISTICAS DE LAS FUENTES

2.3.1 Distribución espacial y temporal de terremotos. Tradicionalmente se ha considerado la distribución espacial como la distribución geográfica de los terremotos y de sus efectos destructores (Udías y Mezcuca, 1997) y la distribución temporal como el estudio estadístico de los sismos en el tiempo. La fuente primaria para el tratamiento de estas distribuciones, es la recopilación de datos sobre los terremotos conformando catálogos con información como: fecha y hora de ocurrencia, localización, magnitud y/o intensidad, daños producidos, etc. En Colombia entre los primeros catálogos de sismos publicados se encuentra el de Ramírez, en 1975; una de las referencia más completa sobre la sismicidad de América del Sur es el Catálogo de terremotos para América del Sur (CERESIS, 1985) y actualmente la mayor y mejor fuente de información sísmica del país la tiene Ingeominas, a través de la Red Sismológica Nacional.

La distribución espacial de los terremotos ha permitido conocer unas regiones más propensas que otras a la ocurrencia de terremotos y por lo tanto, separar zonas con diferente actividad sísmica. A nivel mundial mediante este tipo de estudios se ha logrado diferenciar zonas de mucha concentración de sismos, localizados en franjas relativamente estrechas, las cuales han posibilitado dividir la superficie de la Tierra en una serie de áreas donde su interior es prácticamente asísmico.

La distribución temporal de los terremotos mediante herramientas estadísticas, ha permitido el desarrollo de modelos para el pronóstico de sismos en el tiempo y para la evaluación de la

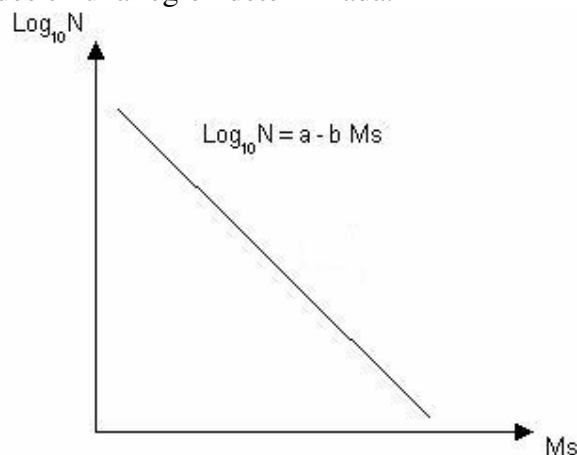
amenaza sísmica en términos de probabilidad de ocurrencia de eventos en un intervalo de tiempo.

2.3.2 Distribución de las magnitudes. El análisis de la evolución espacio temporal de la sismicidad aporta características importantes relacionadas con los procesos que se estén generando en la región de interés. Para este tipo de análisis se puede aplicar el método estadístico desarrollado por Gutenberg y Richter en 1944, llamado Relación de Gutenberg y Richter. Esta es una relación empírica que muestra la relación entre la magnitud de los sismos ocurridos en una región y la ocurrencia de los mismos, y por tanto el número esperado de sismos por año con magnitudes mayores que m . Esta relación ha sido aplicada en varias partes en el mundo, ya que suministra un factor llamado parámetro b que permite estimar características relacionadas con la tectónica de la región de interés (Rüttener, 1995). Entonces, en una zona de la corteza terrestre y durante un período de tiempo dado, la ocurrencia de sismos puede aproximarse por medio de la siguiente relación (Ingeominas, 1998):

$$\text{Log}_{10}N(m) = a - bM_s \quad (26)$$

Donde $N(m)$ es el número de sismos con magnitud mayor o igual a m , y a y b son constantes que representan el intercepto de la recta con el eje de las ordenadas y la pendiente de la recta respectivamente (Figura 9). El parámetro b , entonces da una idea de la frecuencia relativa de ocurrencia de sismos de diferente tamaño; entonces, este parámetro indica la pendiente de la ecuación de Gutenberg-Richter.

Figura 9. Distribución de frecuencia de ocurrencia respecto a la magnitud M_s (Relación de Gutenberg y Richter), donde se observa el comportamiento del número de eventos en función de las magnitudes en una región determinada.



Esta relación también se puede representar como:

$$N(m) = e^{(\alpha - \beta \cdot M_s)} \quad (27)$$

Donde $\alpha = 2,3 a$, y $\beta = 2,3 b$.

El significado físico del parámetro **b** depende de la región de estudio, de la profundidad focal, de los niveles de esfuerzos acumulados y, del tipo y competitividad de la roca (Casas, 1991).

Para la determinación del parámetro **b** existen diversos métodos; sin embargo, los más empleados son el Método de Mínimos Cuadrados y el Método de Máxima Probabilidad propuesto por Utsu aplicando las siguientes expresiones (Utsu, 1961):

Método de Mínimos Cuadrados

$$b = \frac{\Delta \log N}{\Delta M_s} \quad (28)$$

Método de Máxima Probabilidad de Utsu

$$b = \frac{\log(e)}{\bar{M} - M_0} \quad (29)$$

Donde \bar{M} es la magnitud promedio para los eventos considerados, **M₀** es la magnitud mínima considerada y *e* es el número 2,71828.

Si **M₀** es la magnitud mínima (**M_s** = 3 ó 4), y **M_u** es el límite superior de la magnitud, que puede variar de una región a otra. El uso de un umbral bajo de magnitud asume que los pequeños eventos no son relevantes para la evaluación de la amenaza, y de esta forma pueden ser despreciados. La distribución de probabilidad de la magnitud, llamada **F_M(m)**, se puede obtener así:

$$F_M(m) = P(M \langle m | M_0 \leq m \leq M_u) = \frac{N(M_0) - N(m)}{N(M_0) - N(M_u)} \quad (30)$$

$$F_M(m) = \frac{1 - e^{-\beta(m-M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_u-M_0)}} \quad (31)$$

Para $M_0 \leq m \leq M_u$.

La función de densidad de probabilidad es entonces:

$$f_M(m) = \frac{d}{dm}(F_M(m)) = \begin{cases} \frac{\beta e^{-\beta(m-M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_u-M_0)}} & \text{para } M_0 \leq m \leq M_u \\ 0 & \text{para los otros casos} \end{cases} \quad (32)$$

Típicamente los valores del parámetro b encontrados alrededor del mundo están en un rango entre 0.7 y 1.1 (Rüttener, 1995). Los valores más altos de este parámetro pueden estar relacionados con actividad sísmica de menor tamaño, que representan una alta heterogeneidad en la estructura, donde la roca tiende a ser más débil lo cual facilita el fracturamiento y liberación de esfuerzos (Mogi, 1962 a, b, 1963, en Casas, 1991); y por tanto en esta zona se tendrán muchos sismos con magnitudes menores y no se espera gran cantidad de sismos con magnitudes grandes. Mientras que los valores bajos del parámetro b pueden estar asociados con actividad sísmica de mayor tamaño, lo cual implica grandes esfuerzos acumulados en el material de la región debido a la mayor resistencia a las tensiones impuestas por el medio, haciendo difícil el proceso de relajación de esfuerzos, y también relacionado con la heterogeneidad moderada del medio (Mogi, 1962 a, b, 1963, en Casas, 1991). Esta es una condición crítica, puesto que con magnitudes mayores en una región, mayor será la probabilidad de ocurrencia de sismos destructivos.

2.4 PROBABILIDADES Y ESTADISTICA

Los problemas en probabilidades generalmente son de la siguiente forma: se parte de ciertas probabilidades P_1, P_2, P_3, \dots , obtenidas a partir de consideraciones teóricas o hipótesis, esto es, a priori, o bien dadas por la experiencia, por medio de las frecuencias relativas correspondientes, f_1, f_2, f_3, \dots , es decir, a posteriori, o finalmente, dadas como constantes arbitrarias, cuyos valores han de determinarse posteriormente. Estas constantes se llaman parámetros. Después, se calculan otras probabilidades P_1', P_2', P_3', \dots , como funciones de P_1, P_2, P_3, \dots . Los valores dados de P_1, P_2, P_3, \dots , se sustituyen en estas funciones y, finalmente, la comprobación de la teoría consiste en comparar los valores así obtenidos con las frecuencias relativas correspondientes, f_1', f_2', f_3', \dots , que son los valores experimentales de P_1', P_2', P_3', \dots . Por otro lado, si P_1, P_2, P_3, \dots son parámetros arbitrarios, o dependen de ellos, se trata de elegir sus valores numéricos de tal manera que concuerden lo mejor posible con los valores teóricos o experimentales de P_1', P_2', P_3', \dots .

La teoría de probabilidades debe partir siempre de ciertas probabilidades dadas de antemano en el problema considerado y dará siempre resultados en forma de probabilidades. Es por esto que al aplicar esta teoría, no podemos aprender nada sobre un solo suceso. Por otro lado, si la probabilidad de que un suceso ocurra es muy pequeña, podemos suponer con suficiente certeza para todos los propósitos prácticos que el suceso en cuestión no ocurrirá en una única observación; es por eso, que para este estudio se trabaja con un grupo de sismos, los cuales se asume que ocurren uno independiente del otro.

2.4.1 Magnitudes físicas calculadas y sus errores. La gran mayoría de las magnitudes físicas que se calculan o se estiman son aproximadas y por tanto no es posible encontrar un valor exacto. Supongamos que el valor real de cualquiera de los parámetros a evaluar es A (o exacto) que se considera desconocido y a es su valor aproximado. Llamamos error de cualquier magnitud a la diferencia entre el valor real y el aproximado.

$$\Delta a = A - a \quad (33)$$

Como el signo del error es igualmente desconocido, tenemos que el error ϵ es igual al valor absoluto de esta diferencia, y entonces:

$$A = a \pm \epsilon \quad (34)$$

Por lo tanto ϵ es el error absoluto, y en muchos casos se puede considerar que el error absoluto es mucho menor que la misma magnitud aproximada, es decir, $\epsilon \ll |A|$ y $\epsilon \ll |a|$, en otras palabras $A \approx a$. De aquí se tiene que el error absoluto límite se determina por la desigualdad:

$$A - \epsilon_{\text{lim}} \leq A \leq a + \epsilon_{\text{lim}} \quad (35)$$

Si queremos caracterizar la exactitud relativa de la medición, en función de la magnitud que se mide, introducimos el valor del error relativo δ , el cual lo determinamos por:

$$\delta = \frac{\epsilon}{|A|} \quad (36)$$

Partiendo de las definiciones de error absoluto y del relativo, se puede escribir

$$A = a \pm \epsilon = a(1 \pm \epsilon/a) \quad (37)$$

Entonces:

$$A \approx a(1 + \delta) \quad (38)$$

Si se amplían los límites, entre los cuales se encuentra el valor exacto A , se puede escribir:

$$A \approx a(1 + \delta_{\text{lim}}) \quad (39)$$

Cuando se determina el valor de la magnitud de un sismo, se emplean diferentes ecuaciones o fórmulas dependiendo del tipo de magnitud que estemos calculando y nos puede dar como resultado una gran cantidad de números decimales, los cuales es necesario redondear, y determinar la cantidad de cifras decimales exactas o cifras significativas que representen el valor que se está midiendo y los errores de los números redondeados. Cuando los ceros sirven solamente para designar un orden decimal, ellos no se consideran cifras significativas.

En el campo de la sismología son varias las magnitudes físicas que se calculan con valores aproximados, y es por esto que en muchas ocasiones se trabaja con una cantidad de cifras decimales para indicar una aproximación, y cuando se usa el redondeo, se da lugar al correspondiente error.

En el presente trabajo nos detendremos a analizar un poco los errores en la intensidad, magnitud, localización epicentral y atenuación calculadas para la sismicidad en el departamento de Nariño. Estos valores son aproximados, por lo que hay que definir el error.

2.4.2 Teorema de Bayes. En la teoría de probabilidades se tiene el axioma: “la probabilidad de que ocurran dos sucesos simultáneamente es igual a la probabilidad absoluta de uno de ellos multiplicada por la probabilidad condicionada del otro”, llamado ley de multiplicación de la probabilidad o ley de las probabilidades compuestas, la cual se puede expresar así:

$$P(AB) = P(A)P(B|A) \quad (40)$$

$$P(AB) = P(B)P(A|B) \quad (41)$$

Si consideramos que $P(A)$ y $P(AB)$ son cantidades conocidas. Entonces (41) se puede escribir:

$$P(B|A) = \frac{P(AB)}{P(A)} \quad , \text{ Suponiendo } P(A) \neq 0 \quad (42)$$

Sustituyendo (41) en (42), se encuentra que:

$$P(B|A) = \frac{P(B)P(A|B)}{P(A)} \quad (43)$$

Consideramos ahora v sucesos, A_1, A_2, \dots, A_v , mutuamente excluyentes dos a dos y de los cuales uno al menos ocurre con certeza; en símbolos:

$$A_i A_k = 0 \quad \text{donde: } i \neq k \quad A_1 + A_2 + \dots + A_v = E \quad (44)$$

Entonces, sea X un suceso arbitrario, no necesariamente uno de los sucesos A_1, A_2, \dots, A_v . Es entonces evidente que, junto con el suceso X , debe ocurrir uno de los sucesos A_1, A_2, \dots, A_v . Es decir, si X ha ocurrido, también ha ocurrido el $A_1 X$, o el $A_2 X$, \dots o el $A_v X$; esto es, simbólicamente

$$X = A_1 X + A_2 X + \dots + A_v X \quad (45)$$

Puesto que los sucesos A_i y A_k se excluyen mutuamente para $i \neq k$, también ocurrirán los sucesos $A_i X$ y $A_k X$. Por tanto, de (45) obtenemos:

$$P(X) = P(A_1|X) + P(A_2|X) + \dots + P(A_n|X) \quad (46)$$

Por (40) sabemos que $P(AB) = P(A)P(B|A)$, entonces:

$$P(A_i|X) = P(A_i)P(X|A_i) \quad (47)$$

Si reemplazamos esto en (46) tenemos el teorema de probabilidad total, que se expresa como:

$$P(X) = P(A_1)P(X|A_1) + P(A_2)P(X|A_2) + \dots + P(A_v)P(X|A_v) \quad (48)$$

Escrito de otra forma es:

$$P(X) = \sum_{i=1}^v P(A_i)P(X|A_i) \quad (49)$$

Aplicando la ecuación (47) tenemos que:

$$P(A_i|X) = \frac{P(A_i)P(X|A_i)}{P(X)} \quad (50)$$

Entonces:

$$P(A_i|X) = \frac{P(A_i)P(X|A_i)}{P(A_1)P(X|A_1) + P(A_2)P(X|A_2) + \dots + P(A_v)P(X|A_v)} \quad (51)$$

$$P(A_i|X) = \frac{P(A_i)P(X|A_i)}{\sum_{i=1}^v P(A_i)P(X|A_i)} \quad (52)$$

La expresión (52) es la que se conoce como **teorema de Bayes**. Otra forma de expresar el teorema de Bayes es partiendo de la ecuación:

$$P(X) = \sum_{i=1}^v P(A_i)P(X|A_i) \quad (53)$$

$$P(A_i|X)P(X) = P(X|A_i)P(A_i) \quad (54)$$

Combinando las ecuaciones (53) y (54) tenemos que:

$$P''(A_i) = P(A_i|X) = \frac{P(X|A_i)P'(A_i)}{P(X)} \quad (55)$$

La expresión (60) es conocida como el **teorema de Bayes** o la **regla de Bayes**.

$$\begin{aligned} P''(A_i) &= \text{probabilidad a posteriori} \\ P'(A_i) &= \text{probabilidad a priori} \\ P(X|A_i) &= \text{probabilidad del muestreo} \\ \frac{1}{P(X)} &= \text{factor de normalización} \end{aligned}$$

2.4.3 Distribución de Poisson. En la distribución de Poisson el espectro está formado por todos los enteros positivos, y la distribución viene dada por: $i = 0, 1, 2, \dots$, tal que:

$$\left. \begin{aligned} \varphi_i &= e^{-\mu} \frac{\mu^i}{i!}, \quad \mu > 0 \\ \sum_{i=0}^{\infty} \varphi_i &= e^{-\mu} \sum_{i=0}^{\infty} \frac{\mu^i}{i!} = e^{-\mu} e^{\mu} \equiv 1, \end{aligned} \right\} \quad (56)$$

La fórmula de Poisson se expresa de la siguiente manera:

$$P_i(t) = e^{-\lambda t} \frac{(\lambda t)^i}{i!}, \quad P_i(0) = \begin{cases} 1 & i = 0 \\ 0 & i > 0 \end{cases} \quad (57)$$

2.4.4 Distribución Normal. Es una de las distribuciones más importantes, tanto en la teoría como en la práctica, frecuentemente llamada también ley de distribución de Gauss. Esta ley de distribución ocupa un lugar especial, por ser fundamental para la teoría clásica de los errores de las observaciones como para el tratamiento estadístico moderno de los resultados experimentales. La función de densidad de probabilidad se determina por la fórmula:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (58)$$

Para todos los valores de x comprendidos entre $-\infty$ y $+\infty$, los parámetros μ (esperanza matemática) y σ (desviación cuadrática media general) entran en la expresión analítica de la función $\varphi(x)$. Entonces:

$$P(\Delta x) = \int_{\Delta x} f(x) dx \quad (59)$$

2.5 MODELO DE AMENAZA DE LINEA FUENTE

Se supone que para determinada región existen n fuentes potenciales generadoras de sismos y que cada una de ellas tiene una tasa promedio v_i de ocurrencia de sismos, los cuales tienen una magnitud $m \geq m_0$, donde m_0 representa la menor magnitud de interés; entonces la tasa promedio de ocurrencia de sismos en la región será:

$$v = \sum_{i=1}^n v_i \quad (60)$$

Por la definición del teorema de Bayes, si en la región de estudio se presenta un sismo con magnitud $m \geq m_0$, la probabilidad de que la intensidad Y (variable aleatoria) exceda un valor prefijado y es:

$$P(Y > y) = \sum_{i=1}^n (P(Y > y | E_i) \times P(E_i)) \quad (61)$$

Donde E_i representa la ocurrencia del evento con $m \geq m_0$ en la fuente i . Si se supone que la tasa promedio de ocurrencia v_i relativa a toda la región permanece constante con el tiempo, la probabilidad de ocurrencia del evento E_i está dado por:

$$P(E_i) = \frac{v_i}{v} \quad (62)$$

Remplazando la ecuación (62) en la ecuación (61) tenemos la probabilidad de que la intensidad Y exceda el valor y

$$P(Y > y) = \frac{1}{v} \sum_{i=1}^n P(Y > y | E_i) v_i \quad (63)$$

Se puede suponer que la ocurrencia de futuros sismos de importancia no muy frecuentes en una región es un proceso homogéneo de Poisson con una tasa promedio de ocurrencia v_i (número de sismos por año con magnitud $m \geq m_0$). Un proceso de Poisson asume que un evento es al azar en el tiempo e independiente de los otros, lo cual no es totalmente consistente con la teoría de rebote elástico de ocurrencia de sismos, y de esta forma no sería posible modelar las liberaciones súbitas de deformaciones acumuladas continuas para patrones de premonitorios y réplicas; a pesar de lo anterior, si se asume que la ocurrencia de eventos sísmicos no es muy frecuente y que la actividad sísmica de la fuente es homogénea distribuida sobre la fuente sísmica, y si se tiene en cuenta que la ventana de tiempo que se está manejando es grande, es posible aplicar el proceso de Poisson.

Entonces, para cada evento, hay una probabilidad de exceder la intensidad y , por lo tanto se puede deducir que la ocurrencia de una intensidad $Y > y$ en el sitio es también un proceso de Poisson con tasa de ocurrencia $v_p(Y > y)$, o:

$$\sum_{i=1}^n P(Y > y|E_i)v_i \quad (64)$$

La probabilidad de que la intensidad en el sitio exceda y en un año es:

$$P(Y > y)_{1año} = 1 - e^{\left(-\sum_{i=1}^n P(Y > y|E_i)v_i\right)} \quad (65)$$

Para valores pequeños de la probabilidad, los resultados pueden ser aproximados por:

$$P(Y > y)_{1año} \cong \sum_{i=1}^n P(Y > y|E_i)v_i \quad (66)$$

Entonces, la probabilidad de excedencia es la probabilidad de que un nivel específico de amenaza o riesgo sísmico sea excedido en un lugar o región durante un lapso de tiempo determinado.

El período de retorno \bar{T}_y correspondiente en años, para intensidades mayores de “ y ” es:

$$\bar{T}_y = \frac{1}{1 - e^{\left(-\sum_{i=1}^n P(Y > y|E_i)v_i\right)}} \quad (67)$$

$$\bar{T}_y = \frac{1}{\sum_{i=1}^n P(Y > y|E_i)v_i} \quad (68)$$

El período de retorno es el tiempo promedio que transcurre entre las ocurrencias de un movimiento del terreno con un nivel específico en un lugar determinado. Numéricamente es igual al inverso de la probabilidad anual de excedencia.

Para obtener la tasa promedio de ocurrencia para cada fuente v_i es necesario hacer algunas suposiciones:

a) Si la actividad sísmica de la región está homogéneamente distribuida en un área A , esto es, que hay igual probabilidad de que un terremoto suceda en cualquier parte de una región; entonces, la tasa de ocurrencia v_i de la fuente i dentro del área se determina de:

$$v_i = \frac{A_i}{A} v_A \quad (69)$$

Donde v_A representa la tasa de ocurrencia en el área A , A_i es el área de la fuente i y A es el área de la región.

b) En las regiones donde la actividad sísmica no es uniforme, v_i puede determinarse directamente de los datos del número promedio de ocurrencia por año en la fuente i .

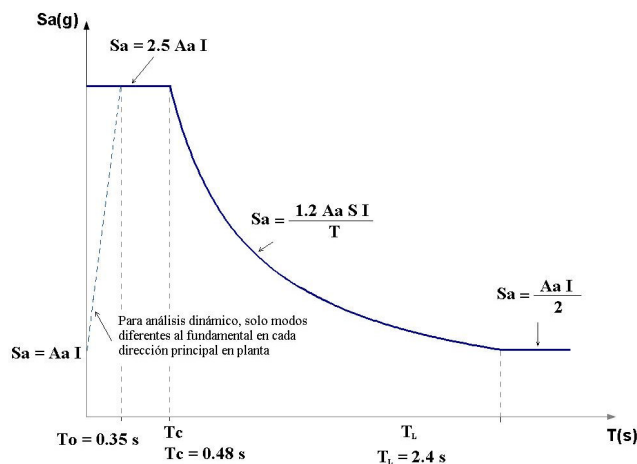
En cualquiera de los dos casos se supone implícitamente que la sismicidad de las fuentes en el futuro va a permanecer constante con respecto a la que se encuentra del análisis de la sismicidad histórica. De las suposiciones anteriores, la primera es la que más se acomoda a las condiciones de Nariño.

El término $P(Y > y | E_i)$ se define como la probabilidad condicional de la intensidad en una fuente i , establecida según la ecuación (71). Este término es particular para cada tipo de fuente y el análisis depende del conocimiento de la sismicidad histórica representada por la recurrencia de las magnitudes, la geometría y actividad de las fuentes sismogénicas en el área, en donde la magnitud y localización de un sismo en una fuente i es aleatoria (Castillo y Guerra, 1987). El cálculo de este término es la parte más compleja del cálculo de la probabilidad de que la intensidad en el sitio exceda y en un año, y su correspondiente período de retorno (Ingeominas, 1998).

2.6 ESPECTRO DE DISEÑO

Las Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo Resistente presentó a los ingenieros diseñadores estructurales el espectro de diseño de construcciones, el cual tiene en cuenta el cortante sísmico en la base de la edificación V_s , el cual depende de la masa de la edificación, del período de vibración y de la aceleración espectral. El espectro en una forma explícita de averiguar la frecuencia del tren ondulatorio como efecto de un sismo (Figura 10).

Figura 10. Espectro Elástico de Diseño definido para un coeficiente de amortiguamiento igual al 5% del crítico.



La forma del espectro elástico de aceleraciones para un coeficiente de amortiguamiento crítico del cinco por ciento (5%), que se debe utilizar en el diseño, se da en la figura 10 cuando los períodos de vibración están entre T_C y T_L . Para períodos de vibración menores de T_C el valor de S_a está limitado. Para períodos de vibración mayores a T_L el valor de S_a no puede ser inferior al dado en la gráfica. Finalmente, cuando se utilice el análisis dinámico, para períodos de vibración diferentes al fundamental, menores de T_0 ($T_0 = 0.3$ segundos), el espectro de diseño se debe obtener de $S_a = A_a I$.

3. METODOLOGÍA

El objetivo principal en un estudio de Amenaza Sísmica, como el que se realizó en este trabajo para el departamento de Nariño, consiste en cuantificar la probabilidad de que un parámetro como la aceleración, velocidad o desplazamiento presentado ante la ocurrencia de un sismo (dado en fracción de la gravedad), sea excedido en un lapso de tiempo dado; sin desconocer los efectos sísmicos asociados al sismo como son: hundimientos del terreno, deslizamientos de tierra, tsunamis, licuación, entre otros. En términos generales, en este trabajo se estudió la historia de los sismos ocurridos en el pasado, y se estimó la probabilidad de ocurrencia en el futuro.

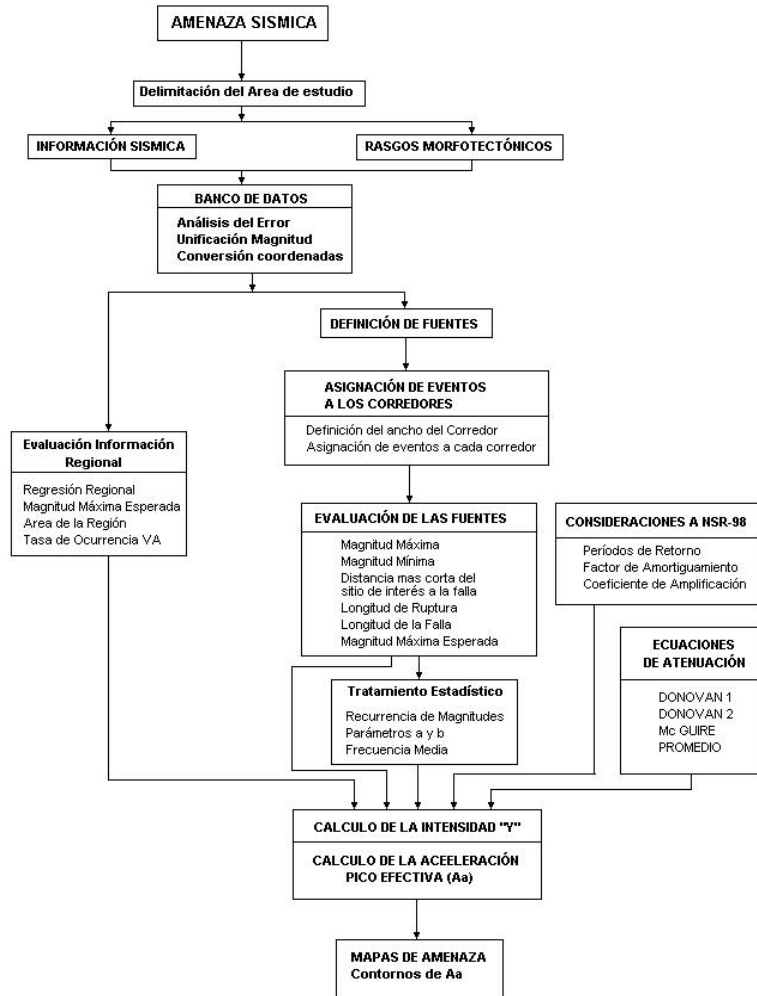
La evaluación de la amenaza sísmica para el departamento de Nariño es un estudio a nivel regional, en donde se integró la sismotectónica regional y la local, para lograr una mejor valoración de las fuentes sismogénicas y sus características. Usando la información sísmica, la información tectónica, y aplicando el modelo de línea fuente descrito en el capítulo anterior, se realizó la evaluación de la amenaza sísmica en 12 cabeceras municipales y en los puntos de cruce cada 10 Km (aproximadamente cada 0.2 grados de latitud y longitud).

Para el desarrollo del presente estudio se siguieron en términos generales los siguientes pasos (Figura 11):

1. De acuerdo a la recolección de información sísmica, geológica y tectónica, se circunscribió el estudio a un área (ver 1.2) teniendo en cuenta la ocurrencia de sismos en sus límites, y que estos hayan producido sacudimientos importantes en el departamento. Se tuvo en cuenta que en otras partes del mundo apoyándose en ecuaciones de atenuación de la aceleración han deducido que a distancias mayores que 200 Km, en la mayoría de los casos, los efectos locales de los sismos son despreciables.
2. Con la información recopilada, se formó un banco de datos conformado por 2205 sismos, a los cuales se les hizo un análisis del error en la localización y en la determinación de la intensidad, con el fin de posteriormente determinar las fuentes regionales y las distribuciones de probabilidad de ocurrencia para 12 cabeceras municipales y se trabajó una unificación en la conversión de coordenadas y de magnitudes.
3. Mediante la utilización de ArcView gráficamente se realizó la asignación de fuentes asociables a cada una de las fuentes sismogénicas identificadas como aportantes a la amenaza; esta asignación consiste en la determinación de subconjuntos de sismos pertenecientes por un lado a una misma fuente sísmica y por otro lado perteneciente a un mismo accidente tectónico. Para la asignación de sismos a diferentes fallas se usó un ancho de corredor de 40 Km. para las fallas a nivel continental y para la zona de

subducción y el plano de Benioff se empleó un ancho de 80 Km. Para los sismos asignados a más de una fuente se usó el criterio de vecindad absoluta.

Figura 11: Flujograma de la metodología utilizada en la evaluación de la amenaza sísmica para el departamento de Nariño.



4. Se realizó la definición y evaluación de las fuentes sismogénicas regionales y los corredores de falla. Esto incluye: magnitud máxima, magnitud mínima, distancia más corta entre cada uno de los puntos de interés a las fuentes identificadas, longitud de ruptura, longitud de la falla y profundidad promedio.
5. A cada una de las fuentes estudiadas se les hizo un tratamiento estadístico, con el fin de evaluar la recurrencia de las magnitudes a nivel regional, y de determinar los parámetros A y B de cada fuente y la frecuencia media de los eventos asignados.
6. Con base en las relaciones entre longitud de falla y magnitud, y las magnitudes máximas de cada una de las fuentes se evaluaron las ecuaciones de atenuación de la aceleración.

7. Usando el modelo de línea fuente se evaluó la amenaza sísmica en las principales cabeceras municipales del departamento y en los puntos de cruce de una grilla formada cada 10 Km. Se determinó la función de probabilidad condicional acumulada del parámetro de amenaza o de la aceleración. Con esto se buscó reflejar la historia pasada a través de la recurrencia de magnitudes y la futura mediante un generador de eventos aleatorios; el producto de los dos componentes produce la esencia del resultado final buscado.
8. Se dibujaron líneas de igual aceleración en todo el departamento para obtener los mapas de zonificación sísmica y de aceleraciones horizontales.

3.1 BANCO DE DATOS

Para el estudio de la amenaza sísmica se plantea como primera medida un estudio de distribución espacial de terremotos, realizando una recopilación de información histórica e instrumental organizada sistemáticamente con datos de fecha y hora de ocurrencia, coordenadas y profundidad de la localización, magnitud, daños producidos, etc. El objetivo de esta primera parte del trabajo es proporcionar información confiable desde 1541 hasta el año 2003, mediante un catálogo incluyendo información recopilada de diferentes fuentes.

3.1.1 Búsqueda de la información. Para la conformación de la base de datos se empleó datos macrosísmicos o información histórica e información determinada con datos instrumentales, de diferentes catálogos. Entre las fuentes de información más importantes tenemos: Centro Regional de Sismología-CERESIS, Red Sismológica Nacional de Colombia-RSNC de INGEOMINAS, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto-OVSP también de INGEOMINAS, y el Observatorio Sismológico del SurOccidente Colombiano de la Universidad del Valle-OSSO.

3.1.2 Filtro realizado a la información. Debido a que la información fue compilada de varios catálogos se encontraron diferencias en la localización epicentral, ocasionadas principalmente por la utilización de diferentes tipos de coordenadas, los valores de magnitud e intensidad estaban reportadas en diferentes escalas, algunos catálogos no reportaron profundidad ni determinación de errores, etc.; por lo anterior fue necesario realizar el siguiente filtro inicial de la información:

- Solo se escogieron sismos de magnitudes mayores o iguales a 2.5 sin importar la escala de magnitud en la que estaba el reporte.
- Se eliminó la información que estaba por fuera del área de estudio.
- Para valores de magnitud diferentes en una misma escala se escogió el máximo valor reportado, lo que nos permite tener un cálculo por exceso y no por defecto; sin embargo, las diferencias no superan el 0.2 entre un catálogo y otro.
- Para las diferencias en las coordenadas de localización del sismo entre un catálogo y otro, se tuvo en cuenta el tipo de coordenadas que se usen, la ubicación del sismo y la fecha de ocurrencia. Primero que todo se hizo una unificación de las coordenadas. En los casos en que estas diferencias persistían, para los sismos ocurridos a nivel histórico (antes de

1946) se escogió el dato reportado por CERESIS sin importar la localización del sismo, porque la información de CERESIS es una información procesada y filtrada por varias instituciones en Sudamérica (están incluidas INGEOMINAS y el OSSO por parte de Colombia). Si el sismo ocurrió en la parte continental del área de estudio entre 1946 y 1983 se escogió el reportado por el IGA, entre 1983 y 1993 el reportado por el OSSO y desde 1993 hasta el 2003 el reportado por la RSNC. Si la localización del sismo está en la parte oceánica, ninguna de estas redes puede localizarla con exactitud, entonces para estos casos se escogió el reportado por CERESIS, ya que esta emplea la información suministrada por redes a nivel mundial. Como caso especial, para los sismos localizados en el área de influencia del volcán Galeras, se escogió el reportado por el OVSP. La mayor credibilidad para épocas históricas la tiene el reporte de CERESIS y para la sismicidad reciente la RSNC.

Una vez filtrada la información, se realizó un mapa de distribución espacial de los sismos en el área de influencia del departamento de Nariño (Figura 20).

3.1.3 Información histórica e instrumental. La metodología más utilizada para el estudio de información sísmica histórica consiste en hacer una recopilación de datos de fuentes originales como crónicas, relatos, etc. en donde se conozca la ocurrencia de un terremoto en el pasado, y del cual no se tenga información instrumental. El pionero de estos estudios en Colombia fue el Jesuita Jesús Emilio Ramírez; más adelante el Geólogo Armando Espinosa, funcionario de INGEOMINAS, con documentos originales de la época colonial, dio a conocer sismos históricos que no se conocían en catálogos y realizó aclaraciones y modificaciones respecto a la localización y a fechas de ocurrencia de sismos importantes en Colombia.

Para la conformación del catálogo se tuvo en cuenta la información histórica ya trabajada por varios autores, ya que no es de nuestro interés hacer un tratamiento a esta información, ni determinar valores de intensidad, magnitud y localización de los sismos teniendo en cuenta reportes históricos. Solo en caso de que se observe inconsistencias en la determinación de estos valores, se tendrán en cuenta los reportes y las crónicas si se tienen disponibles para estimar su intensidad.

Una vez definido el catálogo se realizará una diferenciación entre la información histórica y la obtenida instrumentalmente, teniendo en cuenta que los inicios precisos de los reportes instrumentales en el país no son claros y por otra parte, observar la completitud de los datos compilados.

3.1.4 Unificación de magnitudes e intensidades. Para determinar el tamaño de un terremoto se puede hacer usando un método subjetivo teniendo en cuenta los daños o consecuencias que fueron ocasionados durante este, y usando un método objetivo en el que se evalúa la energía liberada del sismo empleando los registros sísmicos. Estos valores son los que llamamos intensidad y magnitud respectivamente.

Para determinar la intensidad de un sismo, existen diferentes escalas en las que se define para cada grado un serie de fenómenos, que se deben relacionar, siendo las mas empleadas en Colombia: la de Mercalli Modificada propuesta por H. Wood y F. Newmann en 1931 y la MSK propuesta por Medvedev, Sponheuer y Karnik adoptada para Europa en 1967 (Udias y Mézcua, 1997). Para realizar una valoración de la energía se usan diferentes escalas de magnitud dependiendo de la forma o parámetros empleados, siendo las más comunes: magnitud de ondas internas (mb), magnitud de ondas superficiales (Ms), magnitud momento (Mw), y magnitud local (MI).

Debido a la variedad de bases de datos consultados, el catálogo tiene datos de magnitud reportados en diferentes escalas. Por ejemplo, la RSNC utiliza la magnitud local, el OSSO y el CORPasto utilizan la magnitud de coda y CERESIS utiliza Ms y mb. Para el manejo de la información es más conveniente tener el dato de magnitud, que representa la energía liberada por el sismo, en una sola escala; por esto, se tomaron los datos de magnitud y se realizaron regresiones que permitieron definir expresiones para determinar una única escala de magnitud.

En el anteproyecto se planteó la necesidad de convertir todas las magnitudes a magnitud momento, pero en vista de que poca de la información compilada usa esta escala de magnitud, no fue suficiente para hacer el tratamiento estadístico; entonces, se decidió hacer la unificación a la escala Ms para ondas superficiales, mediante regresiones. En cuanto a la intensidad se unificó a la escala de intensidad de Mercalli Modificada y se determinaron intensidades en función de las magnitudes.

3.1.5 Modelos de error para datos de intensidad. El dato de intensidad macrosísmica es el parámetro más confiable para representar el movimiento del terreno en la sismicidad ocurrida históricamente. El grado de intensidad está representado por un valor entero, el cual representa el grado de daño sufrido a causa del terremoto, y su determinación se hace en base a documentos históricos que contienen relatos o crónicas. Por lo tanto, los datos de intensidad de este catálogo, poseen mucha incertidumbre, debido especialmente a:

En algunos casos los reportes son alarmistas en donde solo se mencionan los efectos máximos observados y no se tiene en cuenta el resto de las construcciones. En una misma ciudad se pueden presentar diferentes valores de intensidad, los cuales no siempre son reportados en su totalidad. Esta información depende mucho de la impresión de una sola persona. Si el informante sufre o no daños, su reporte será en este sentido. Normalmente cuando se hace un reporte de daño en un edificio o una vivienda no se menciona para nada el tipo de construcción, lo que permitiría asignar con mayor certeza uno u otro valor de intensidad. La unificación de la intensidad a la escala de Mercalli Modificada a partir de una magnitud o de otra intensidad involucra una incertidumbre que nos puede llevar a un error. En algunos casos se cuenta con dos o más valores de intensidad para una misma ciudad, pero no se especifica en qué proporción afectó a un sitio cada dato de intensidad.

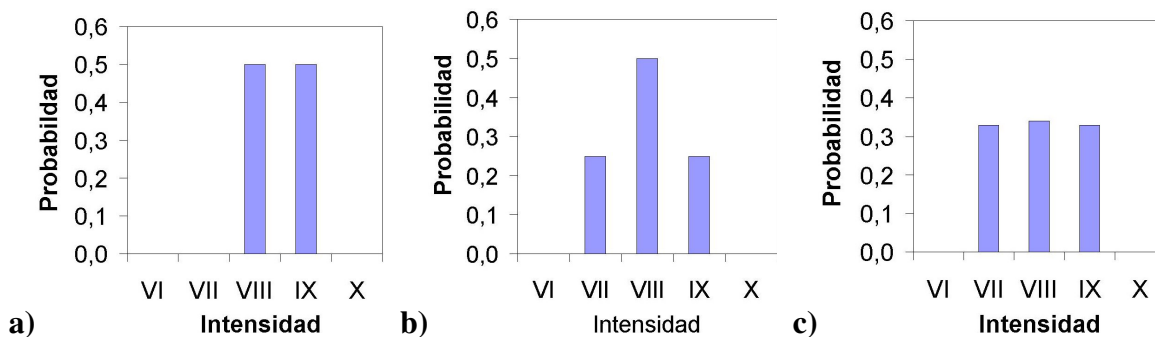
Como se puede observar son varios los aspectos que afectan la certeza o no en el valor de intensidad reportado; y por lo tanto, no es posible determinarla con exactitud. Es por este

motivo necesario hacer una apropiada evaluación de las intensidades dadas mediante una estimación de sus errores y la asignación de una distribución de probabilidad.

El catálogo procedió de diferentes fuentes de información y en varios de los casos se tuvieron por ejemplo reportes distintos de intensidad. La figura 10 muestra gráficamente las posibles distribuciones de probabilidad para rangos de intensidad. Por ejemplo, cuando se tuvieron dos reportes, donde el valor de intensidad epicentral o de un sitio determinado es VIII o IX **a)**, se le asigna un valor de probabilidad de 0.5 lo que nos indica que la intensidad pudo ser VIII con una probabilidad del 50% y IX con una probabilidad igual del 50%. En otro caso se tiene como valor de intensidad VIII, donde el error estimado es de ± 1 y al que se puede tener dos interpretaciones: en la primera **b)** se tiene que VIII es el grado de intensidad más probable comparada con las intensidades VII y IX; y en la segunda **c)** se tiene que la intensidad probable en un sitio está definida por un rango de intensidad entre VII y IX.

Para definir el error en la determinación de la intensidad, se tuvo en cuenta la precisión con que fueron asignadas las intensidades, lo cual dependió de la cantidad de datos de daños disponibles en los reportes históricos. Para esta asignación también se tuvo en cuenta si el valor de intensidad reportado en el catálogo fue calculado a través de un dato de magnitud o de intensidad en otra escala y de la precisión en la localización del evento (Tabla 2).

Figura 12. Distribuciones de probabilidad que representa la incertidumbre en la estimación de las intensidades.



Para las intensidades con valores decimales como resultado de la conversión del dato de magnitud en intensidades, fueron proporcionalmente distribuidas de acuerdo al correspondiente grado de intensidad, por ejemplo un valor de intensidad de 7.25 da una intensidad del VII con una probabilidad del 75% y una intensidad de VIII con una probabilidad del 25%.

Se estimó las distribuciones de probabilidad de intensidades para 12 cabeceras municipales del departamento: Barbacoas, Buesaco, Cumbitara, El Chaco, Guapi, Ipiales, La Unión, Pasto, Ricaurte, Samaniego, Tumaco y Túquerres; y como referencia se determinó para la ciudad de Popayán. Para las cabeceras municipales que contaron con datos de intensidad se les asignó un error de acuerdo a la tabla 2, de lo contrario se utilizaron las curvas de

isosistas para asignar las intensidades y sus respectivos errores. Esta información se encuentra en el archivo ERR-INT.XLS.

Tabla 2. Modelos de error y distribuciones de probabilidad que se asignaron a la intensidad

Error	Distribuciones de Probabilidad	Descripción de Criterios
0	0.05	<p>Cuando se tienen muchos datos de descripción de daños, la intensidad pudo ser evaluada sin mayores dudas y con certeza en la asignación.</p> <p>Error en la localización del sismo ≤ 10 Km.</p> <p>Valores asignados cuando existe una probabilidad del 80% y del 90%.</p>
	0.90	
	0.05	
	0.10	
	0.80	
0.5	0.10	<p>Existe alguna duda sobre la intensidad evaluada y el error en la localización del sismo es ≤ 10 Km. La probabilidad asignada en este caso es del 70%.</p>
	0.70	
	0.15	
1.0	0.15	<p>Cuando la evaluación de la intensidad es incierta, pero se asume que la asignada es la más probable; y con un error en la localización > 10 Km.</p> <p>Si es calculada a través de un dato de magnitud o de una intensidad en otra escala, con un error en la localización > 10 Km.</p> <p>Valores asignados cuando existe una probabilidad del 60% y del 50%.</p> <p>Cuando se tienen tres posibles valores de intensidad con la misma probabilidad.</p>
	0.20	
	0.60	
	0.20	
	0.50	
	0.50	
	0.25	
	0.50	
0.25		
2.0	0.33	<p>Cuando se tiene un rango muy ancho de posibles valores de intensidad y los errores en la localización son > 10 Km.</p> <p>Valores asignados cuando existe una probabilidad del 50% al 40%.</p>
	0.34	
	0.33	
	0.15	
	0.20	
	0.30	
	0.20	
	0.15	
	0.05	
	0.45	
	0.45	
	0.05	
	0.10	
	0.40	
0.40		
0.10		
0.16		
0.34		
0.34		
0.16		

Se estimó en un 80% la distribución de probabilidad de una intensidad cuando la cabecera municipal de interés estaba en la mitad de dos curvas de intensidad, y si la cabecera municipal estaba justamente en la línea de cambio de isosista, se asignó un 50% de distribución de probabilidad. Para la ubicación de las cabeceras municipales en otro sitio distinto a los descritos anteriormente, se les asignó una distribución de probabilidad extrapolando los valores dados. El objetivo es determinar cuales son las cabeceras municipales con mayor probabilidad de tener las mayores intensidades registradas y compararlas posteriormente con los resultados del cálculo de amenaza.

3.1.6 Modelos de error para la localización de sismos. Las localizaciones epicentrales de eventos macrosísmicos o sismos históricos, se refiere a la localización más probable teniendo en cuenta el valor más alto de intensidad reportado ante la ocurrencia de un sismo. Estas localizaciones no necesariamente tienen que coincidir exactamente con el epicentro determinado instrumentalmente, porque varios factores influyen en la distribución de intensidad (densidad de población, geología superficial, entre otros).

Actualmente, para la sismicidad registrada instrumentalmente, el programa para la localización de eventos sísmicos utilizado por la Red Sismológica Nacional de Colombia-RSNC, el Observatorio Sismológico del Suroccidente Colombiano-OSSO, la Escuela Politécnica Nacional del Ecuador-ESPONA y el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto-OVSP es el HYPO71PC, el cual utiliza para la determinación de los errores en localización el algoritmo de Geiger (Lee y Lahr, 1975). La exactitud de las localizaciones instrumentales esta determinada por la distribución de estaciones, por el número de fases leídas por evento, por la precisión en la lectura de cada fase y por el modelo de velocidad usado para la localización.

El algoritmo de Geiger a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S a cada una de las estaciones, encuentra un hipocentro provisional y luego la mínima diferencia entre los tiempos de llegada observados y el teórico; este cálculo lo repite (proceso iterativo) hasta que la solución matemática reporte menos errores. Después de cada iteración encuentra un hipocentro actualizado, calculando las derivadas parciales de los tiempos de recorrido respecto a la posición de la fuente, y haciendo la inversión de la matriz correspondiente (Lee y Stewart, 1981)

Las localizaciones tanto instrumentales como macrosísmos se pueden expresar como la máxima probabilidad de estimaciones, las cuales pueden ser mejor modeladas por una distribución normal bidimensional, cuya densidad para simetría circular con covarianza igual a cero está dada por la ecuación (77). Entonces, la probabilidad P para el epicentro tiende en un área $(\Delta x \Delta y)$, suponiendo que el epicentro más probable está en (0,0) y que la desviación estandar es σ , es igual a la integral sobre esta área de la función de densidad de probabilidad (Ecuación 59).

$$f(x_1, y_1) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{1}{2\sigma^2}(x_1^2 + y_1^2)} \quad (70)$$

$$P(\Delta x, \Delta y) = \int_{\Delta x \Delta y} f(x, y) dx dy \quad (71)$$

donde:

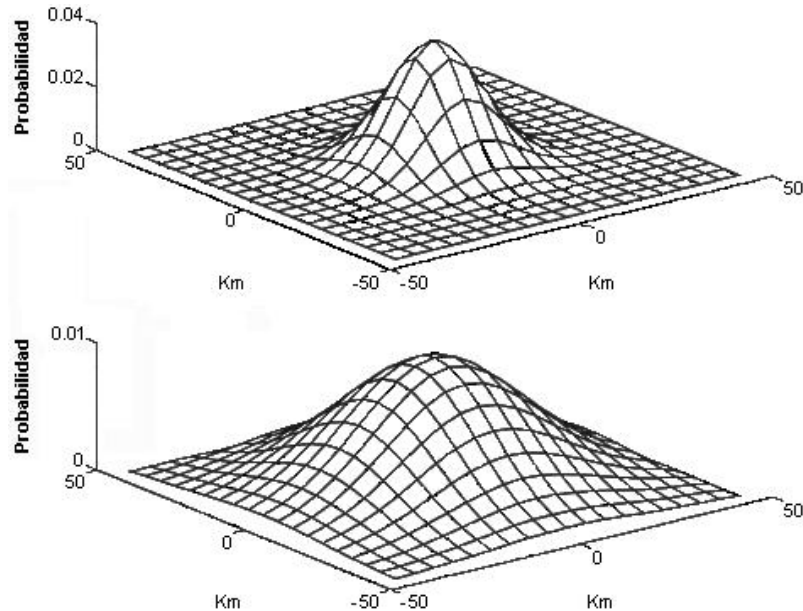
x_1, y_1 = punto de interés

σ = error en la localización

$\Delta x, \Delta y$ = área para la cual la probabilidad es calculada

De acuerdo a esta formulación, se tiene que hay una probabilidad del 68.3% de que el epicentro esté en un radio igual a σ alrededor de la localización determinada. En la figura 13 se muestra la probabilidad en áreas, donde el epicentro está en $(x = 0, y = 0)$ y la localización del error es de 10 Km y 20 Km, respectivamente. Para esta representación se utilizó una malla donde se tomaron puntos cada 5 Km.

Figura 13. Probabilidad de localización de un sismo en un área con una grilla de 5Km x 5Km, asumiendo que el epicentro está en $(x=0, y=0)$ y un error en la localización de 10 Km (a) y de 20 Km (b).



El interés es determinar la función de probabilidad, para lo cual es necesario calcular la desviación estandar o error en la determinación de la localización: para los sismos determinados instrumentalmente se utilizó la información suministrada por el programa HYPO71PC para unos casos y para otros utilizando la información suministrada por algunos catálogos consultados; y para los sismos históricos se trabajó con las distancias más cortas entre un reporte y otro.

El programa HYPO71PC asigna unas calidades a la localización (Tabla 3), dependiendo de la precisión en la determinación del epicentro y de la profundidad.

Tabla 3. Calidades reportadas por el HYPO71PC en la localización de un sismo (Tomado de Lee y Lahr, 1975).

CALIDAD	EPICENTRO	PROFUNDIDAD FOCAL
A	Excelente	Buena
B	Buena	Regular
C	Regular	Pobre
D	Pobre	Pésima

Esta información está relacionada con el valor de la raíz cuadrada de la media de los cuadrados de los errores residuales de tiempo en cada una de las estaciones RMS, del error en el epicentro ERH, del error en la profundidad focal ERZ, entre otros. Estos errores son suministrados adicionalmente por el programa HYPO71PC en su archivo de salida.

Los datos tomados del catálogo de CERESIS suministran información que contemplan el error en la localización epicentral (Tabla 4) y el error en la determinación de la profundidad (Tabla 5); por lo tanto, se tomó como desviación estandar para los que tienen información el reportado por este catálogo.

Tabla 4. Descripción de la calidad en la localización epicentral de los sismos, codificación reportada por el catálogo de CERESIS.

CALIDAD	ERROR
Instrumental	
A	< 1 Km
B	1 – 5 Km
C	5 – 10 Km
D	10 – 25 Km.
E	25 – 50 Km
F	50 – 100 Km
G	100 – 200 Km
H	200 – 400 Km
J	> 400 Km
I	Desconocido
Para Macrosismos	
T	< 10 Km
U	10 – 25 Km
V	25 – 50 Km
W	50 – 100 Km
Y	100 – 200 Km
M, X	Desconocido

En los reportes históricos como el de Ramírez, para los cuales es necesario calcular el error en la localización se ha tomado F_1 como el sitio donde ocurrió el sismo y R_1, R_2, \dots, R_n los diferentes pueblos o ciudades donde se cuenta con reporte de que el evento se haya sentido o causado daños. Se calcularon las distancias entre $(R_1, R_2), (R_1, R_3), \dots, (R_1, R_n), (R_2, R_3), \dots$ y se debió estimar el error en la localización la menor de estas distancias calculadas.

Se tienen muchos casos en que solamente se cuenta con el reporte en un solo sitio R_1 , por lo tanto la distancia entre (F_1, R_1) podría ser considerada como el error en la localización. Entonces, para los sismos que tienen más de un reporte, se calculó $(F_1, R_1), (F_1, R_2), \dots, (F_1, R_n)$ y se escogió el error como la menor distancia encontrada entre los valores de $(F_1, R_1), \dots, (F_1, R_n), (R_1, R_2), \dots, (R_1, R_n), (R_2, R_3), \dots, (R_{n-1}, R_n)$.

Tabla 5. Descripción de la calidad en la profundidad de los sismos, codificación reportada por el catálogo de CERESIS.

CALIDAD	ERROR
Instrumental	
A	< 1 Km
B	1 – 5 Km
C	5 – 10 Km
D	10 – 20 Km.
E	20 – 40 Km
F	40 – 60 Km
G	60 – 100 Km
I, M	Desconocido
Para macrosismos	
T	< 10 Km
U	10 – 20 Km
V	20 – 40 Km
W	40 – 80 Km.
Y	80 – 150 Km
X	Desconocido

Para el cálculo del error se tomó el archivo creado en excel con toda la información del catálogo. De este archivo solo se dejaron para trabajar las siguientes columnas: código, fecha de ocurrencia (año, mes y día), tiempo (hora, minutos y segundos), calidad en la determinación de la fecha y la hora del terremoto, coordenadas de localización (latitud y longitud), calidad en el localización, profundidad, calidad de la profundidad, RMS, error en la determinación del tiempo (esta columna fue incluida), error en la horizontal o localización epicentral y error en la vertical, país, ciudad o pueblo donde ocurrió el sismo y fuente de la información.

Para la información suministrada por CERESIS, se tomó los valores de calidad reportados y se determinó los errores en el tiempo, en la horizontal y en la vertical. Para los casos en que

el error esté en un rango, se tomó el valor promedio (por ejemplo, cuando la calidad en la localización horizontal es W, lo que significa que el error está entre 50 y 100 Km, se tomó como error 75 Km). Para algunos sismos, localizados por el Observatorio de Pasto y por la Red Sismológica Nacional, se contó con el valor del error tanto en la horizontal como en la vertical.

Del total del catálogo se determinó que 348 sismos no contaban con información del error en la localización, ni con un dato de calidad en la localización, y tampoco con reporte histórico. Para estos sismos, se definió el error de acuerdo a la fuente de información primaria, escogiendo el máximo error reportado por esta fuente y este dato se le asignó a todos los sismos que no tenían información. Por ejemplo, el sismo ocurrido el 16 de diciembre de 1994 en el Océano Pacífico, con una magnitud M_s de 4.4, reportado por la RSNC no tenía dato de error en la localización; entonces debido a que el máximo error reportado por esta fuente es de 50 Km, se asignó este valor al error en la localización de este sismo.

Una vez determinados los errores (desviación estandar) en la localización de la sismicidad se calculó la probabilidad de que un epicentro tienda en un área (Ecuaciones 77 y 78). Con la determinación de los errores, las probabilidades y utilizando el programa Autocad, se realizaron mapas en Autocad con el fin de ver la influencia de los errores en la localización para la determinación de las fuentes sísmicas. Para realizar estos mapas fue necesario hacer la conversión de coordenadas reportadas en WGS84 y geográficas a coordenadas planas de Gauss.

3.1.7 Conversión de coordenadas. La información del catálogo proviene de una variedad de fuentes de información, las cuales utilizan diferentes coordenadas que indican la localización de los sismos. En vista de la variedad en la presentación del dato de coordenadas (WGS84, Planas de Gauss, Geográficas, etc), fue necesario hacer la conversión de coordenadas Geográficas referencia Bogotá a coordenadas planas de Gauss con referencia Buenaventura (norte, oeste).

Para la conversión de coordenadas se utilizó el programa Geocal facilitado por el ingeniero Rafael Cárdenas (funcionario de INGEOMINAS). El procedimiento para realizar la conversión de coordenadas geográficas a planas es: organizar un archivo de entrada en ascii, en donde se coloca el nombre del sismo, el valor de latitud y el valor de longitud, separados con un espacio. Se carga el programa Geocalc, en la primera ventana que aparece se selecciona las coordenadas fuente o que tipo de coordenadas deseamos transformar y que tipo de coordenadas deseamos tener, luego se escoge la opción de transformación de coordenadas desde un archivo, y el usuario debe escoger el nombre del archivo de entrada (archivo en ascii preparado previamente) y el nombre del archivo de salida. En la salida, el programa suministra un archivo que contiene el nombre del sismo y las coordenadas planas de Gauss norte y oeste (y,x).

3.2 DEFINICIÓN DE FUENTES

Para la definición de fuentes se trabajó primero con la información sismológica, la cual permitió señalar regiones con mayor sismicidad, y luego se trabajó con la información tectónica donde se determinaron las principales fallas que afectan el departamento, y en base a esto se definieron las fuentes con corredores de falla

3.2.1 Definición de regiones. La utilización de los modelos de error introducidos para la localización de los terremotos permitieron mostrar mapas epicentrales que tienen en cuenta la incertidumbre que ellos tienen (Figura 37). Para calcular estos mapas, los cuales son llamados en este estudio ‘mapas epicentrales difusos’, se sintetizaron las probabilidades de todos los eventos en un área dada. La probabilidad de que la localización de un evento esté dentro de un área dada se calculó asumiendo una distribución normal bidimensional.

Para contraste, se hizo un mapa epicentral de los mismos sismos, pero sin tener en cuenta las incertidumbres en la localización (Figura 38). Utilizando el mapa de distribución espacial y los mapas epicentrales difusos (Figuras 18, 37 y 38), y por medio de observación de la evolución espacial se hizo un reconocimiento de agrupaciones de sismos que por la ubicación de éstas sobre una zona determinada se consideraron fuentes o regiones sismogénicas. En este proceso se identificaron las siguientes regiones sismogénicas, las cuales fueron circunscritas en un área determinada:

- Fuente Noreste
- Fuente Centro-este
- Fuente Sur-este
- Fuente Galápagos norte
- Fuente Galápagos sur
- Subducción norte
- Subducción sur
- Pacífico

3.2.2 Definición de fuentes con corredores de falla. Primero que todo, usando el programa Autocad facilitado por INGEOMINAS y teniendo en cuenta la información geológica consultada se digitalizaron todos los trazos de falla sin discriminación de las escalas y se compilaron en un solo mapa. Con este mapa se identificaron para los diferentes sistemas de falla muchos ramales o microfallas y se vio la dificultad para limitarlas.

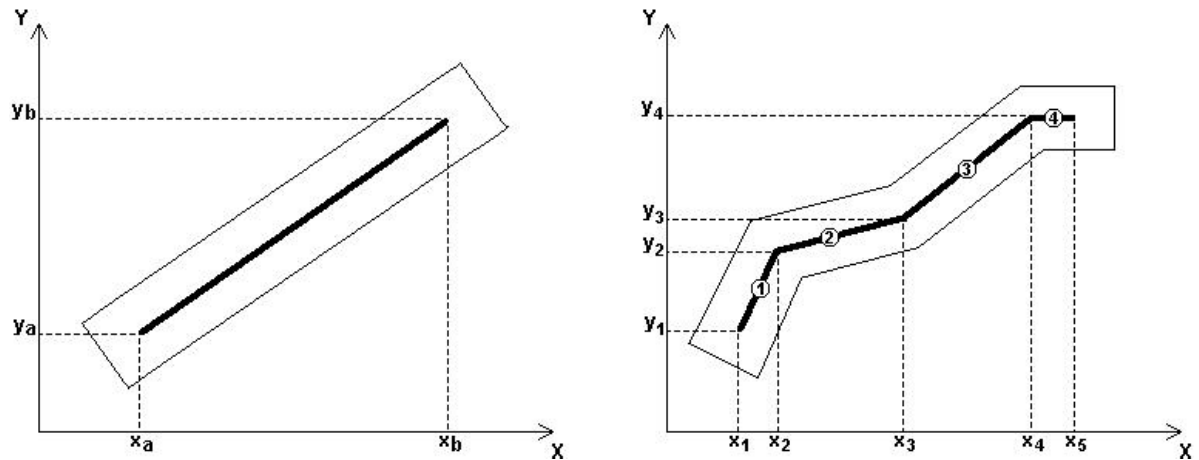
Por lo anterior, y consciente de que la información geológica empleada en este estudio es limitada, se utilizaron los datos disponibles; y de acuerdo a esta información tectónica compilada, se identificaron muchos trazos de falla los cuales se agruparon en 7 macro sistemas de fallas ubicadas en el territorio colombiano, 3 macro sistemas de fallas en el territorio ecuatoriano y las zonas de Subducción y Benioff.

Debido al error que se obtiene en el proceso de localización del foco del sismo, tal como se estudió en este trabajo, y teniendo en cuenta que las fallas no se consideran lineales sino como un área de influencia a través de su lineamiento, estas se consideraron como fuentes sísmicas delimitadas por zonas de influencia definidas como corredores y no como líneas.

En estudios de amenaza sísmica el objetivo principal de la definición de corredores es la asignación de eventos.

En el estudio general de amenaza sísmica de Colombia se proponen corredores de 40, 60, 80 y 100 Km. Teniendo en cuenta lo anterior y que en este trabajo se hace un análisis a nivel regional se determinó que el ancho de los corredores en la parte continental sea el mínimo usado por dicho estudio (40 Km.) y para la zona de subducción y benioff se usó un ancho de 80 Km. Para definir el corredor se trazaron dos líneas paralelas a la falla ubicadas a lado y lado de esta, a una distancia correspondiente a la mitad del ancho del corredor y adicionalmente se trazaron dos líneas perpendiculares a la misma distancia en los extremos de la falla; pero como las fallas tuvieron más de un tramo se definieron los corredores de las fallas con las líneas paralelas a los diferentes lineamientos con el fin de definir un área de asignación por tramo de falla (Figura 14).

Figura 14. Definición del ancho del corredor para la asignación de eventos en una falla con uno y con varios segmentos de falla.

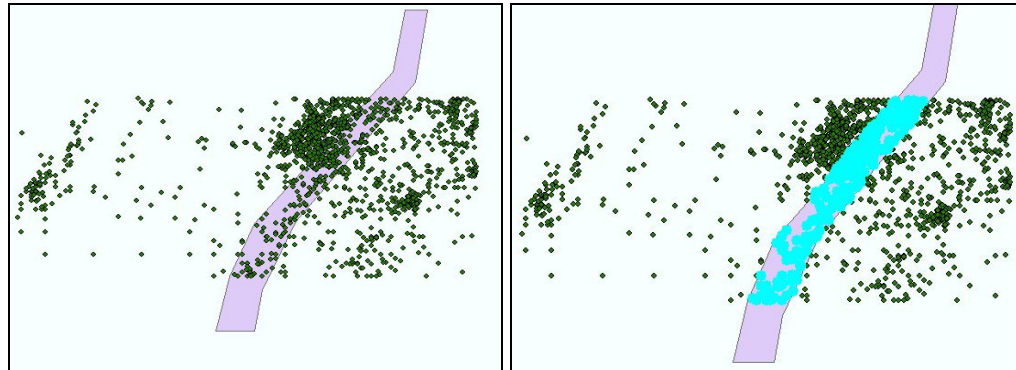


A diferencia del estudio general de amenaza sísmica, donde para los extremos de corredor se definieron trazando dos líneas perpendiculares a la falla, estos se ubicaron a una distancia media del ancho del corredor de falla en forma paralela a una línea perpendicular de la falla.

3.3 ASIGNACIÓN DE EVENTOS A LAS FUENTES

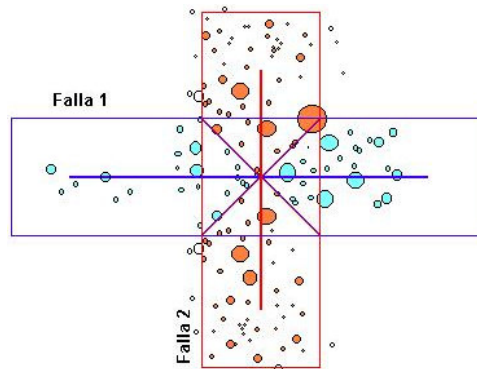
Las regiones sismogénicas y los sistemas de falla identificados se limitaron gráficamente mediante polígonos realizados en el programa Autocad, donde a las regiones sismogénicas le corresponden áreas y a los sistemas de falla corredores. Estos polígonos y la información sísmica se organizó en una base de datos los cuales fueron importados usando el programa Arcview. Con este programa se seleccionaron los sismos que se encontraban dentro de estas zonas y se extractaron subconjuntos de sismos pertenecientes a una misma región y a un mismo accidente tectónico, según el caso, con datos de fecha, hora, localización, magnitud, etc. (Figura 15).

Figura 15. Polígonos y sismicidad usados para la asignación de eventos, y proceso de selección usando el programa ArcView.



Debido a que el corredor tiene un ancho apreciable, existe la posibilidad de que un mismo sismo pueda ser asignado a dos fallas diferentes; sin embargo, teniendo en cuenta una asignación preferencial, se aplicó el criterio de vecindad absoluta para solucionar el problema de tener eventos asignados a más de una fuente. Por ejemplo si se tienen dos fallas que se cruzan como la Falla 1 y la Falla 2 de la figura 14, se trazan los corredores de falla independientes de la sobre-posición entre ellas y luego se separan los corredores mediante trazos diagonales y se seleccionan los eventos que estén dentro de estas áreas.

Figura 16. Asignación de sismos cuando dos fallas se cruzan.



3.4 CARACTERIZACIÓN DE LAS FUENTES

Para cada una de las fuentes identificadas, se determinó magnitud máxima, magnitud mínima, profundidad

3.5 DETERMINACIÓN DE LA RECURRENCIA

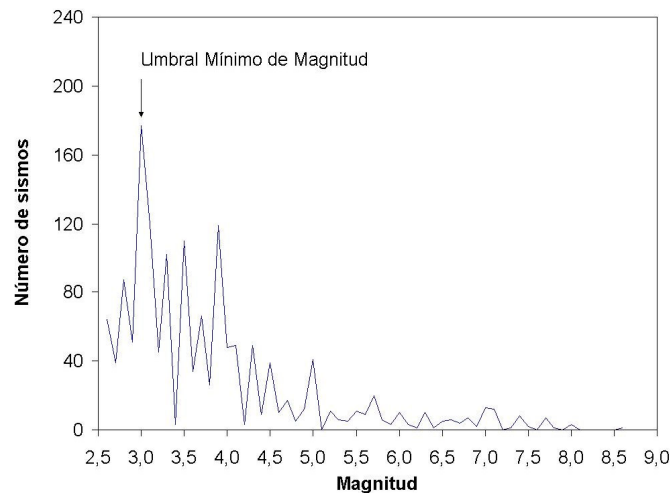
El estudio de la recurrencia de los sismos según su magnitud se realiza mediante el estudio de parámetro b, el cual depende de la región estudiada, la profundidad focal, los niveles de esfuerzos acumulados y el tipo y competitividad de la roca.

La recurrencia de sismos según su magnitud en el tiempo se determinó para cada una de las fuentes identificadas, graficando en escala semilogarítmica: la magnitud M_s en las abscisas en escala normal versus el número de ocurrencias N de eventos con magnitud igual o mayor a M_s en las ordenadas en escala logarítmica. Para este procedimiento se tuvo en cuenta el umbral mínimo de magnitud, el cual se encuentra relacionado en la gráfica de magnitud contra ocurrencia de sismos (Figura 17).

Con los datos de cada fuente identificada se aplicó el método de mínimos cuadrados haciendo una regresión lineal, y usando el método de máxima probabilidad o de Utsu se encontraron las rectas respectivas, a partir de las cuales se determinó el valor del parámetro b y la magnitud máxima esperada para cada una de las fuentes. El método de máxima probabilidad es usada con mayor frecuencia para la determinación de la magnitud máxima esperada, y generalmente arroja mayores valores posibles; por lo tanto, para algunas fuentes se tomó el valor encontrado con el método de mínimos cuadrados.

Para hacer el cálculo del parámetro b incluyendo toda la información del presente catálogo, inicialmente se hizo una selección de la máxima magnitud reportada por cada sismo y posteriormente se contabilizaron los sismos ocurridos con un mismo valor de magnitud, observándose mayor número de sismos con magnitud 3.0 (Figura 17). Este cálculo se realizó sin discriminar el tipo de magnitud, debido a que no se tiene una unificación completa para todos los sismos. Lo que normalmente se espera es contar con muchos sismos de poco nivel energético y pocos sismos con magnitudes grandes, sin embargo, para este caso por la complejidad de fuentes de información y especialmente por no tener una información completa de sismos de magnitudes menores, no se observa una tendencia dominante, porque en la mayoría de los casos solo se reportan los sismos más energéticos. En vista de esto, no es posible hacer una regresión lineal con todos los datos y obtener unos buenos coeficientes de correlación que nos permita determinar el parámetro b .

Figura 17. Numero de sismos ocurridos para cada tipo de magnitud en el departamento de Nariño.



3.6 CALCULO DE LONGITUD DE RUPTURA

El cálculo de la longitud de ruptura es una de las variables principales del análisis de los resultados, la cual indica para una magnitud dada el segmento de falla que se rompe cuando ocurre un terremoto. Existen varias ecuaciones para determinar la longitud de ruptura; sin embargo, el Estudio General de Amenaza Sísmica del País utiliza las ecuaciones desarrolladas por Ambrasseys usando expresiones para el límite superior, límite inferior y el de mejor ajuste. Para este estudio, se utilizará la fórmula de mejor ajuste:

$$L_r = e^{(1.596Ms-7.56)} \quad (79)$$

donde: L_r = longitud de ruptura en Km, y M_s = magnitud

Este parámetro solamente se calculará para las fuentes definidas con corredores de falla.

3.7 ECUACIONES DE ATENUACIÓN

A nivel mundial existen numerosas ecuaciones de atenuación, y lo ideal es que para cada región sean definidas ecuaciones de atenuación que permitan caracterizar las condiciones del medio. En Colombia, no existen unas ecuaciones de atenuación definidas; por tanto, al igual que en el Estudio de Amenaza Sísmica del País, en este estudio se utilizarán expresiones determinadas en otros sitios. En Colombia, se han usado generalmente las dos ecuaciones definidas por Donovan, la de Mac Guire y el promedio aritmético de todos los parámetros involucrados. Para este estudio, se va a utilizar en los corredores de falla las ecuaciones usadas en el estudio general de amenaza sísmica de Colombia.

Donovan 1:

$$a = 1320e^{0.580Ms} (r + 25)^{-1.520} \quad (72)$$

Donovan 2:

$$a = 1080.e^{0.500Ms} (r + 25)^{-1.320} \quad (73)$$

Mc Guire:

$$a = 472.3.e^{0.640Ms} (r + 25)^{-1.301} \quad (74)$$

Promedio aritmético:

$$a = 957.43.e^{0.573Ms} (r + 25)^{-1.380} \quad (75)$$

donde: a = aceleración horizontal del terreno en cm/s^2 , M_s = magnitud
 r = distancia en Km a la falla

3.8 DETERMINACIÓN DE $P[Y > y | E_i]$

Al inicio de las evaluaciones de amenaza en el mundo se trabajó con *el Modelo de Fuente Puntual*, el cual asume que la energía liberada por el sismo es radiada desde el foco del evento sin tener en cuenta que se puede presentar una zona de ruptura, y por tanto la propagación de las ondas será de forma circular. El modelo de fuente puntual podría aplicarse para sismos con magnitudes pequeñas, pero para sismos grandes es necesario tener en cuenta la longitud de ruptura y la atenuación de la energía; información que se trabaja con el *Modelo de Línea Fuente*.

El término $P[Y > y | E_i]$ se define como la probabilidad de la intensidad en una fuente i establecida según la ecuación (71). El análisis depende del conocimiento de la sismicidad histórica representada por la recurrencia de las magnitudes, la geometría y la actividad de las fuentes sismogénicas en el área, en donde la magnitud y localización de un sismo en una fuente i es aleatoria, en general se asume que: la magnitud aleatoria de un sismo está representada por una función de distribución, la distribución del punto focal es uniforme respecto a la fuente, y que un sismo origina a una longitud de ruptura, simétricamente igual a cada lado del epicentro en dirección de la falla (Ecuación 76).

$$S = \frac{1}{2} e^{(aM_s - b)} \quad (76)$$

La ecuación de atenuación está dada por la forma general $Y = F(m, r)$ mencionada anteriormente, y se asume que la profundidad del foco es conocida.

Utilizando el teorema de probabilidad total se puede obtener la siguiente expresión:

$$P(Y > y | E_i) = \int_{M_o}^{M_u} P(Y > y | E_{i,m}) x \int (m) dm \quad (77)$$

Donde $E_{i,m}$ corresponde a la ocurrencia de un sismo con magnitud m en la fuente i . Esta ecuación debe evaluarse para todas las fuentes potenciales que puedan afectar el sitio de interés.

El parámetro $P[Y > y | E_i]$ es particular para cada tipo de fuente. Para el efecto hay necesidad de postular diferentes modelos de fuente sísmica. Por lo tanto debe disponerse de una buena información geológica que permita definir los sistemas de fallas geológicas acomodándose a la calidad de la información disponible, la cual puede ser muy variable inclusive dentro de la región y tomando en cuenta que aún la misma falla geológica puede requerir diferentes tipos de fuentes.

Con el fin de permitir la modelación de todas las fuentes sísmicas, estas se idealizan dentro de tres grandes grupos.

Fuente tipo 1: Corresponde a una falla muy bien definida. Este modelo de fuente supone que la longitud, dirección y posición de la falla con respecto al lugar de interés se conocen adecuadamente.

Fuente tipo 2: Este modelo corresponde a sistemas de fallas donde la dirección predominante de ellas se conoce, pero no es posible identificar adecuadamente cada una de las fallas que conforman el sistema. Este caso se presenta cuando una región de la corteza tiene numerosas fallas activas con una orientación predominante, o cuando la localización exacta se desconoce, pero existe evidencia que permite inferir una dirección predominante de fallamiento.

Fuente tipo 3: Este tipo de fuente se utiliza en regiones donde se conoce actividad sísmica, pero no hay estudios geológicos que la definan.

Teniendo en cuenta estos aspectos, para el caso de Nariño se considera que se ajusta mejor la fuente tipo 2, y en la evaluación de la ecuación (85) se hacen las siguientes suposiciones:

- a) La probabilidad de que el foco del sismo se presente en cualquier punto de la falla es uniforme.
- b) El sismo se origina en el foco y se propaga simétricamente a ambos lados de él. La longitud de ruptura que se presenta está relacionada con la magnitud del sismo por medio de la relación dada en la ecuación (22).
- c) La intensidad (aceleración, velocidad, desplazamiento o intensidad de Mercalli) en el sitio de interés es una función de la magnitud y la distancia más corta entre la zona de ruptura y el sitio.
- d) La profundidad focal de los sismos en cada fuente es constante y conocida de la información sismológica.

Una vez definida las condiciones de la fuente, entonces para determinar la ecuación de la intensidad Y partimos de la ecuación general para determinar la aceleración en el terreno:

$$Y = a = b_1 e^{b_2 M_s} (R + b_4)^{-b_3} \quad (78)$$

donde b_1 , b_2 , b_3 , b_4 son parámetros de atenuación constantes que se obtienen por regresión, R es la distancia focal o distancia más corta desde el sitio de interés a la zona de ruptura y M_s es la magnitud del evento.

Sacando el logaritmo natural a la ecuación (78) y despejando, tenemos la función $m = g_1(r, y)$ así:

$$\ln Y = \ln \left[b_1 e^{b_2 M_s} (R + b_4)^{-b_3} \right]$$

$$\ln Y = \ln b_1 + \ln(e^{b_2 M_s}) + \ln(R + b_4)^{-b_3}$$

$$\ln Y = \ln b_1 + b_2 M_s + \ln(R + b_4)^{-b_3}$$

$$M_s = \frac{1}{b_2} \left[\ln Y - \ln b_1 + \ln(R + b_4)^{b_3} \right]$$

$$M_s = \frac{1}{b_2} \ln \left[\frac{Y(R + b_4)^{b_3}}{b_1} \right] \quad (79)$$

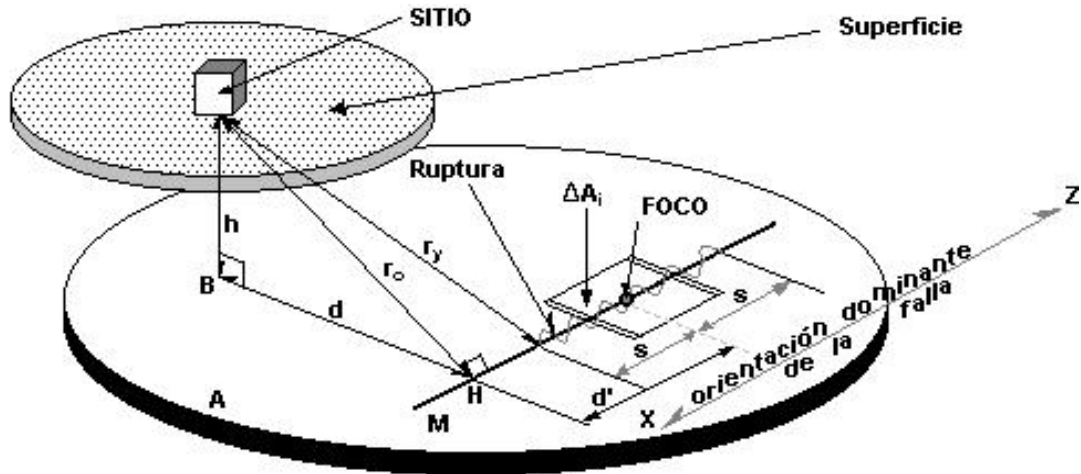
Para definir el Modelo Línea Fuente partimos de la figura 18, donde el punto **H** es la intersección en profundidad de la falla y la perpendicular (distancia más corta r_0 entre el sitio de interés y la falla).

En vista de que la ruptura no llega hasta el punto **H**, la distancia más corta entre el sitio de interés y la ruptura está dada por r_y , la cual se puede calcular así:

$$r_y = \sqrt{r_0^2 + (d' - s)^2} \quad (80)$$

Donde s es $\frac{1}{2}$ de la longitud de ruptura Lr , d' es la distancia entre **H** y el foco.

Figura 18. Esquema general del Modelo Línea Fuente.



Entonces la función inversa de la relación de atenuación será función de r_y y de y , así:

$$m = g_1(r_y, y) \quad (81)$$

Entonces la ecuación (79) queda:

$$M_S = \frac{1}{b_2} \ln \left[\frac{Y(r_y + b_4)^{b_3}}{b_1} \right] \quad (82)$$

$P(Y > y | E_i)$ es la probabilidad de que la intensidad Y exceda un valor prefijado y , cuando ocurra un evento con $\mathbf{m} \geq \mathbf{m}_0$ en la fuente \mathbf{i} . Esto también se puede escribir así:

$$P(Y > y | E_i) = P(m > M_S) = 1 - FM(M_S) \quad (83)$$

Si sabemos que:

$$FM(M_S) = \frac{1 - e^{-\beta(M_S - m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_u - m_0)}} \quad \text{para } m_0 \leq M_S \leq m_u \quad (84)$$

Entonces:

$$P(Y > y | E_i) = 1 - \frac{1 - e^{-\beta(M_S - m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_u - m_0)}} \quad (85)$$

Entonces reemplazando en la ecuación (68), se tiene que el período de retorno será:

$$\bar{T}_y = \frac{1}{1 - e^{-\left[\sum_{i=1}^n \left(\frac{1 - e^{-\beta(M_S - m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_u - m_0)}} \right) v_i \right]}} \quad (86)$$

Particularmente, para cada falla se tiene que:

$$T = \frac{1}{1 - e^{-\left(\frac{1 - e^{-\beta(M_S - m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_u - m_0)}} - 1 \right) v_i}} \quad (87)$$

Despejando M_S se tiene:

$$1 - e^{-\left(\frac{1 - e^{-\beta(M_S - m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_u - m_0)}} - 1 \right) v_i} = \frac{1}{T} \quad (88)$$

$$e^{-\left(\frac{1 - e^{-\beta(M_S - m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_u - m_0)}} - 1 \right) v_i} = 1 - \frac{1}{T} = \frac{T - 1}{T}$$

Aplicando el inverso en los dos extremos, se tiene:

$$e^{-\left(\frac{1-e^{-\beta(M_S-m_0)}}{1-e^{-\beta(m_u-m_0)}}-1\right)v_i} = \frac{T}{T-1}$$

Ahora si se aplica el logaritmo natural en ambos lados, tengo que:

$$-\left(\frac{1-e^{-\beta(M_S-m_0)}}{1-e^{-\beta(m_u-m_0)}}-1\right)v_i = \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)$$

Entonces:

$$\left(1 - \frac{1-e^{-\beta(M_S-m_0)}}{1-e^{-\beta(m_u-m_0)}}\right)v_i = \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)$$

$$\frac{[1-e^{-\beta(m_u-m_0)}]-[1-e^{-\beta(M_S-m_0)}]}{1-e^{-\beta(m_u-m_0)}} = \frac{1}{v_i} \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)$$

$$[1-e^{-\beta(m_u-m_0)}]-[1-e^{-\beta(M_S-m_0)}] = \frac{[1-e^{-\beta(m_u-m_0)}]}{v_i} \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)$$

Como el interés es despejar M_S , entonces:

$$[1-e^{-\beta(M_S-m_0)}] = [1-e^{-\beta(m_u-m_0)}] - \frac{[1-e^{-\beta(m_u-m_0)}]}{v_i} \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)$$

$$e^{-\beta(M_S-m_0)} = 1 - [1-e^{-\beta(m_u-m_0)}] + \frac{[1-e^{-\beta(m_u-m_0)}]}{v_i} \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)$$

$$e^{\beta(M_S-m_0)} = \frac{1}{1 - [1-e^{-\beta(m_u-m_0)}] + \frac{[1-e^{-\beta(m_u-m_0)}]}{v_i} \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)}$$

$$\beta(M_S - m_0) = \ln \left\{ \frac{1}{1 - [1-e^{-\beta(m_u-m_0)}] + \frac{[1-e^{-\beta(m_u-m_0)}]}{v_i} \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)} \right\}$$

$$M_s = \frac{1}{\beta} \left[\beta m_0 + \ln \left\{ \frac{1}{1 - \left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right] + \frac{\left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right]}{v_i} \ln \left(\frac{T}{T-1} \right)} \right\} \right] \quad (89)$$

De la ecuación (82) tenemos que:

$$M_s = \frac{1}{b_2} \ln \left[\frac{Y(r_y + b_4)^{b_3}}{b_1} \right]$$

Despejando se tiene que:

$$\ln \left[\frac{Y(r_y + b_4)^{b_3}}{b_1} \right] = b_2 M_s \quad (90)$$

Remplazando la ecuación (89) en (90), se tiene que:

$$\ln \left[\frac{Y(r_y + b_4)^{b_3}}{b_1} \right] = \frac{b_2}{\beta} \left[\beta m_0 + \ln \left\{ \frac{1}{1 - \left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right] + \frac{\left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right]}{v_i} \ln \left(\frac{T}{T-1} \right)} \right\} \right]$$

Sacando exponentes se tiene:

$$\left[\frac{Y(r_y + b_4)^{b_3}}{b_1} \right] = e^{b_2 m_0} \cdot e^{\left[\ln \left\{ \frac{1}{1 - \left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right] + \frac{\left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right]}{v_i} \ln \left(\frac{T}{T-1} \right)} \right\} \right]^{\frac{b_2}{\beta}}} \quad (91)$$

Despejando Y se tiene:

$$Y = \frac{b_1 \cdot e^{\left[\ln \left\{ \frac{1}{1 - \left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right] + \frac{\left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right]}{v_i} \ln \left(\frac{T}{T-1} \right)} \right]^{\frac{b_2}{\beta}}} \cdot e^{b_2 m_0}}{(r_y + b_4)^{b_3}} \quad (92)$$

Esta expresión la podemos escribir como:

$$Y = \frac{b_1 \cdot \left\{ \frac{1}{1 - \left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right] + \frac{\left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right]}{v_i} \ln \left(\frac{T}{T-1} \right)} \right\}^{\left(\frac{b_2}{\beta} \right)} \cdot e^{b_2 m_0}}{(r_y + b_4)^{b_3}} \quad (93)$$

Entonces:

$$Y = \frac{b_1 \cdot e^{b_2 m_0} \cdot (r_y + b_4)^{-b_3}}{\left\{ 1 - \left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right] + \frac{\left[1 - e^{-\beta (m_u - m_0)} \right]}{v_i} \ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right\}^{\left(\frac{b_2}{\beta} \right)}} \quad (94)$$

Con esta ecuación, se puede obtener la intensidad (aceleración, velocidad y desplazamiento) para fuentes de tipo 2. De la ecuación se tiene que:

Y	= intensidad
m ₀	= menor magnitud de interés en ingeniería (M _S = 3 ó 4)
b ₁ , b ₂ , b ₃ , y b ₄	= constantes de la ecuación (80)
m _u	= límite superior de la magnitud, el cual puede variar de región en región
β	= depende del parámetro b obtenido (β = 2.3 b) para cada fuente
r _{yi}	= distancia más corta entre la ruptura y el sitio de interés
v _i	= tasa promedio de ocurrencia v _i de la fuente i
T	= período de retorno particular para falla

3.9 DETERMINACIÓN DE LA ACELERACIÓN PICO EFECTIVA (A_a) Y MAPAS DE AMENAZA.

Para el cálculo de Y, es necesario tener algunas consideraciones respecto al espectro de respuesta y a los factores de amortiguamiento.

En cuanto a los factores de amortiguamiento, si se tienen acelerogramas con períodos de vibración muy largos, la respuesta de todos los amortiguamientos con respecto al desplazamiento tenderá a ser igual que la del suelo. Para sistemas rígidos estructuralmente, la masa tenderá a seguir el movimiento del suelo en todas sus oscilaciones, pero si el sistema tiene una rigidez intermedia se presentará una amplificación en la cual el desplazamiento aumentará menos que la velocidad, y esta a su vez menos que la aceleración.

Los factores de amortiguamiento varían de acuerdo con el porcentaje de amortiguamiento con respecto al crítico. Los valores de amortiguamiento más usados son los descritos en la tabla 6.

Tabla 6. Coeficientes de amplificación para un amortiguamiento de la estructura

Amortiguamiento	Amplificación – Aceleración
2	4.3
5	2.6
7	1.9
25	1.0

Para el cálculo de Y en términos de aceleración, se utilizará un amortiguamiento de 5.0, al que le corresponde un coeficiente de amplificación de amortiguamiento de 2.6.

4. ANÁLISIS Y RESULTADOS

4.1 BANCO DE DATOS

4.1.1 Catálogo de sismos. Para los estudios de distribución espacial, se elaboró un catálogo de sismos, el cual consiste en una recopilación de información histórica e instrumental organizada sistemáticamente con datos ordenados con un código, fecha y hora de ocurrencia, coordenadas de localización, profundidad, magnitud, daños producidos en términos de intensidad máxima y fuente de la información. (Anexo A).

El objetivo de esta primera parte del trabajo consiste en proporcionar información confiable desde 1541 hasta el año 2003, mediante un catálogo incluyendo información recopilada de diferentes fuentes para el cálculo de la amenaza sísmica en el departamento de Nariño. Para este catálogo se tuvo en cuenta tanto eventos principales como réplicas, para hacer un mejor ajuste en el tratamiento estadístico de los datos.

Fuentes de Información. Se compiló datos históricos e información calculada instrumentalmente, de los siguientes catálogos: Centro Regional de Sismología-CERESIS, Red Sismológica Nacional de Colombia-INGEOMINAS, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto-INGEOMINAS, Catálogo de la Universidad de Harvard, National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA, Centro de Procesamiento de Información Sismológica de la Universidad de Medellín, Observatorio Sismológico del SurOccidente Colombiano de la Universidad del Valle-OSSO.

- Catálogo de Terremotos para América del Sur, elaborado por el Centro Regional de Sismología-CERESIS, dentro del programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región Andina. De este catálogo conformado por 14 volúmenes se consultaron solamente 2: el que corresponde a la zona de Colombia con información desde 1566 hasta 1981 y el de la región del Ecuador que contiene información desde 1541 hasta 1981. Adicionalmente, cada uno de estos catálogos contiene una primera parte con información general de los hipocentros como fecha, localización, magnitud y máxima intensidad y una segunda parte con datos de intensidad reportadas en diferentes sitios durante los sismos de mayor magnitud.
- Parte del Catálogo de Sismos Significativos desde el año 2000 a.C. hasta 1979, publicado por la World Data Center A for Solid Earth Geophysics, de la National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA suministró información de 61 sismos.
- La Universidad de Medellín-UMED con el apoyo de otras instituciones, a través del Centro de Procesamiento de Información Sismológica, ha conformado un catálogo de sismos en el territorio Colombiano, compuesto por 5064 eventos desde 1566 hasta julio de 1998, como parte del gran proyecto de microzonificación sísmica de la ciudad de Medellín.

De este catálogo se seleccionaron 953.

- Ingeominas creó la Red Sismológica Nacional de Colombia-RSNC conformada inicialmente en 1993 por 15 estaciones que transmiten la información digital vía satélite a la sede central en Bogotá. La RSNC se ha consolidado como la institución que posee la mayor información sismológica del País y adicionalmente es integrante del Centro Regional de Sismología como colaborador del Catálogo de Terremotos para América del Sur.

Empleando el mismo esquema utilizado por CERESIS, la RSNC suministró información conformada por un banco de datos 4.516 sismos, la cual fue estructurada por: el Catálogo de Terremotos para América del Sur 1566-1981, la actualización de la Información Sísmica de Colombia ITEC-ISA DE 1980-1987, el Catálogo del Observatorio Sismológico del Suroccidente Colombiano 1987-1990, el Catálogo de la Red Sismológica Nacional de Colombia 1993-1995 y los estudios recientes de sismicidad histórica de Colombia (RSNC, 1995). Adicionalmente, se tomó parte de la información reportada en los Boletines mensuales y trimestrales desde 1993, con el fin de incluir algunas réplicas de los sismos principales.

- En el mes de julio de 1987 se creó el Observatorio Sismológico del Suroccidente Colombiano-OSSO como un grupo de investigación científica y extensión de la Universidad del Valle. Una de las principales actividades del Observatorio Sismológico del Suroccidente Colombiano es la operación y desarrollo de redes sísmicas regionales y locales, las cuales han permitido desde su fundación contar con información confiable de la región suroccidental de Colombia, la cual es considerada como la de mayor amenaza sísmica del país. En la actualidad el Observatorio Sismológico no cuenta con estaciones sísmicas ubicadas en el departamento de Nariño, pero sí con una red sísmica localizada en los departamentos de Cauca y Valle del Cauca que cubren gran parte de Suroccidente Colombiano. Para el desarrollo del presente catálogo, se tuvo en cuenta la información de los reportes mensuales enviados al Centro Operativo Regional Pasto vía fax y los reportes disponibles en su página web.
- Del libro ‘Historia de los Terremotos en Colombia’ se escogieron 34 sismos que por la fecha y localización coincidían con los de los otros catálogos y los que por su reporte resultó afectado el departamento de Nariño.
- Armando Espinosa es uno de los geólogos que a través de INGEOMINAS, ha trabajado en la reconstrucción de la parte histórica tanto para la sismicidad como para la actividad volcánica del país. En su informe ‘Cinco nuevos sismos de la Época Colonial’ hace una contribución al Catálogo Colombiano de Sismicidad Histórica, en donde uno de los sismos que menciona es el ocurrido en Pasto en 1696, el cual no estaba reportado en los catálogos.
- El Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto facilitó información volcano-tectónica contenida en el archivo 89-97.pun. Este archivo cuenta con 5.029 sismos

registrados desde finales del mes de febrero de 1989, fecha en que el Observatorio empezó a recibir información a través de estaciones sismológicas instaladas alrededor del volcán Galeras, hasta 1997. En este archivo habían 128 sismos a los cuales fue necesario calcularles la magnitud de coda, ya que no contaban con este dato. Para este cálculo, se empleó la misma expresión utilizada por el Observatorio, que relaciona la magnitud respecto a la duración del evento (Ecuación 10).

De este archivo se seleccionaron 324 eventos, con magnitud de coda mayor o igual a 2.5. Adicionalmente, se compiló la información registrada entre los años 1998 y 2003.

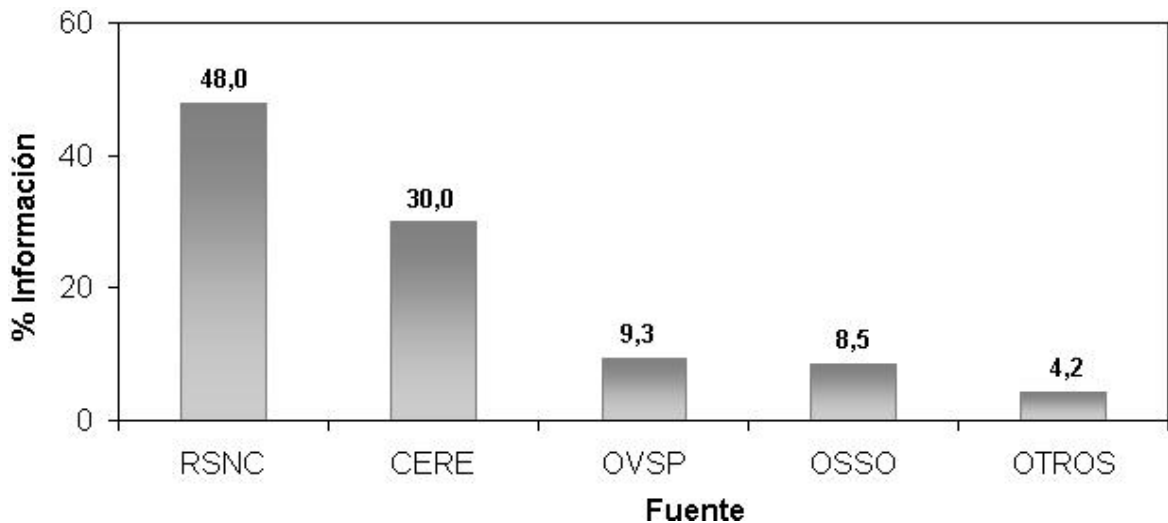
El Observatorio reporta el tiempo de la sismicidad registrada en términos de la hora local, por lo tanto a estos datos se les hizo un ajuste al tiempo universal, teniendo en cuenta la ubicación del meridiano de Greenwich respecto a Colombia, empleando la siguiente expresión:

$$H_{GMT} = H_l + 5 \tag{95}$$

Donde: H_{GMT} = Hora referida al meridiano de Greenwich
 H_l = Hora local reportada por el Observatorio

La red sismológica de corto período del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto en el contexto regional es puntual, puesto que es una red muy local; sin embargo para efectos del presente trabajo se tuvo en cuenta los eventos con magnitudes mayores a dos que son claramente registrados en esta red y que pudieron ser localizados. De las diferentes fuentes utilizadas para el trabajo de actualización del catálogo al 2003 sobresalen la Red Sismológica Nacional y el Catálogo del Centro Regional de Sismología, por tener la mayor y más completa información (Figura 19).

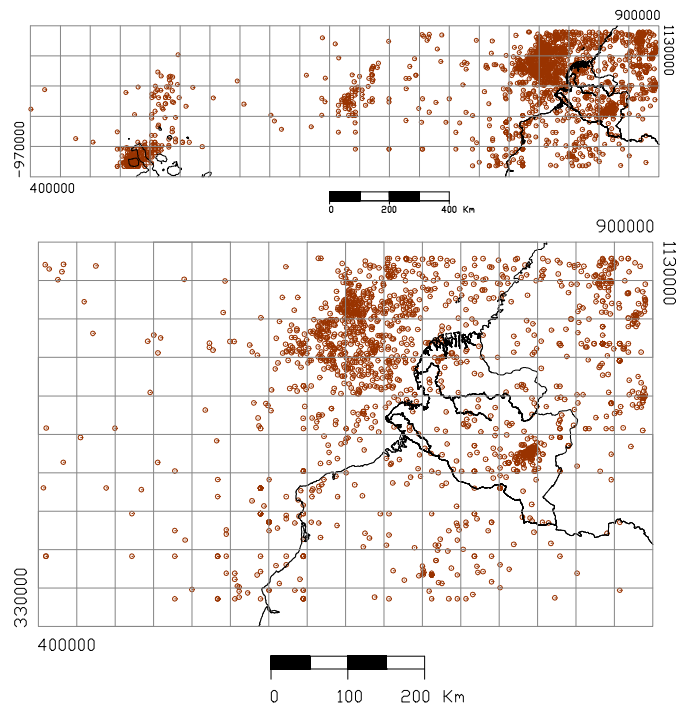
Figura 19. Distribución porcentual de la información utilizada para la conformación del catálogo de sismos para el departamento de Nariño.



Filtros aplicados a la información inicial. Aplicando los filtros descritos en el capítulo anterior a la información original, se tiene:

- De los 7,708 sismos originales, se escogieron los eventos que tenían magnitudes mayores o iguales a 2.5 sin importar la escala de magnitud del reporte, quedando 7,560 eventos.
- Se eliminó la información que estaba por fuera del área de estudio delimitado, quedando 6,267 eventos.
- En vista de que la información fue tomada de diferentes catálogos, se tenía información repetida, con la misma información en localización epicentral, profundidad, magnitud, etc., para lo cual fue necesario dejar un solo dato. Con este filtro en el catálogo quedaron 3,625 eventos.
- Para eventos repetidos con diferencias en el valor de magnitud en una misma escala de magnitud, se escogió el máximo valor, quedando 3,069 eventos.
- Después del filtro aplicado por coordenadas de localización, el catálogo quedó conformado por 2,286 Eventos (Figura 20, Anexo A)

Figura 20. Mapa de epicentros de sismos históricos e instrumentales ocurridos en el departamento de Nariño y regiones adyacentes, para un período de tiempo entre 1541 hasta 2003. En la segunda parte del gráfico se muestra un detalle de la sismicidad más cercana al departamento.



4.1.2 Información Histórica e Instrumental. En las gráficas de ocurrencia sismos por año y el número acumulado de sismos en el tiempo (Figuras 21 y 22), se observa entre 1828 y 1840 un pequeño incremento en el número de sismos que pudo deberse a la cantidad de sismos que en esa época ocurrieron o a la completitud de información; sin embargo, más adelante se observa un descenso en los registros de ocurrencia, en donde el número de sismos por año no sobre-pasan los once.

A partir de 1942 se ve claramente que el número de sismos se incrementó, la densidad de los datos es mayor y el acumulado de ocurrencia muestra un cambio en la pendiente, muy seguramente debido a la instalación de instrumentación sísmica en el país. Si se tiene en cuenta que en esta época se tienen los primeros datos suministrados por el entonces Instituto Geofísico de los Andes Colombianos (IGA) después de su creación el 21 de septiembre de 1941, y que los cambios observados en la ocurrencia de sismos por año y su respectivo acumulado, se puede considerar que la información instrumental comenzó en el año de 1942.

Figura 21. Número de ocurrencia de sismos de la sismicidad histórica e instrumental en el tiempo (desde el año 1541 hasta el 2003).

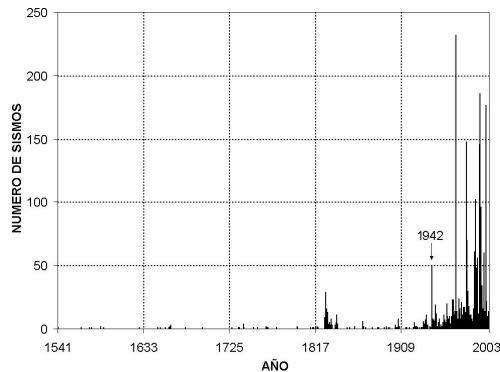
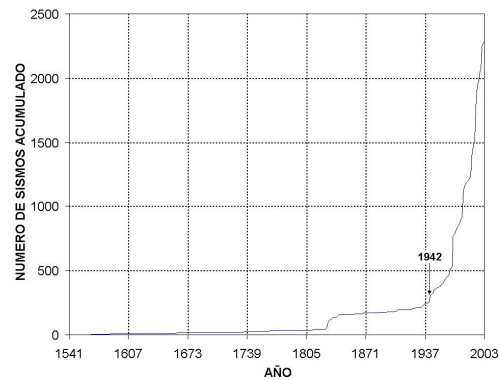


Figura 22. Número acumulado de sismos en el tiempo comprendido entre el año 1541 y el año 2003.



La sismicidad instrumental tomó más importancia cuando en la década de los ochenta del siglo pasado se crearon los Observatorio Vulcanológicos de Manizales y Pasto, y más

adelante con el Observatorio Vulcanológico de Popayán. En esta misma década se fundó en la ciudad de Cali, el Observatorio Sismológico del Sur Occidente Colombiano de la Universidad de Valle, con el fin de observar la actividad tectónica de carácter regional en esta zona del país. Luego en 1993 INGEOMINAS fundó la Red Sismológica Nacional, convirtiéndose hoy en día en la red más importante del país, en cuanto a cubrimiento y calidad de la información sísmica del país.

Las redes para monitoreo sísmico instaladas en el país y otras ubicadas en el mundo por redes mundiales, permitieron contar con información instrumental que alimentó el 89% del catálogo usado en el presente estudio, los cuales corresponden a 2,036 sismos de los 2,286 sismos del catálogo (Tabla 7).

Tabla 7. Características de la sismicidad histórica y de la sismicidad intrumental.

	Años 1541-1941	Años 1942-2003
Número de Sismos	250	2036
Número de sismos con $M_s \geq 5.0$	81	128
Número de sismos con $M_s \geq 7.0$	18	30
Número de sismos con $I_{MM} \geq VI$	97	202
Número de sismos con $I_{MM} \geq IX$	29	38
Magnitud M_s Máxima	8.6	8.0
Intensidad MM Máxima	11.0	10.5
Error mínimo en el epicentro	1.1 Km.	0.1 Km.
Error máximo en el epicentro	200 Km	200 Km

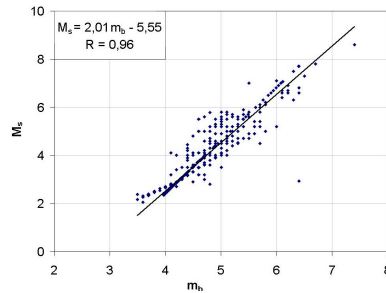
Donde: M_s = Magnitud de Ondas Superficiales

I_{MM} = Intensidad Modificada de Mercalli

4.1.3 Unificación de Magnitudes e Intensidades. Para el presente trabajo, uno de los propósitos es presentar la información relacionada con los diferentes tipos de magnitud de forma homogenizada, esto quiere decir que se desea presentar un catálogo que reporte completamente para todos los sismos el valor de magnitud en una misma escala. Inicialmente, se pretendió realizar la unificación de magnitud haciendo la conversión a magnitud momento, M_w , la cual tiene una representación más física de la energía liberada del sismo, pero lamentablemente se contó con muy poca información reportada en este tipo de magnitud; entonces, se trabajó la conversión de magnitudes a M_s (magnitud de ondas de superficie).

Por ejemplo para la relación entre magnitudes calculadas en función de ondas de cuerpo y ondas de superficie se obtuvo un regresión lineal, con un coeficiente de correlación de 0.96 (Figura 23)

Figura 23. Relación entre los valores de magnitud m_b o de ondas internas y magnitud M_S o calculada en base a ondas de superficie, cuando $3.5 \leq m_b \leq 7.4$ y $2.1 \leq M_S \leq 8.6$.



Relación I_k - M_s : Del catálogo general se determinó que 78 eventos contaban con el valor tanto de intensidad en la escala MSK, como de magnitud calculada para ondas superficiales. Con esta información se realizaron los respectivos análisis de regresión, en donde se determinó que aquellas con mejores coeficientes de correlación son la potencial y la lineal (0.97 en los dos casos), pero por facilidad en el manejo de la expresión se definió dejar para el cálculo de I_k en función de M_s y viceversa la ecuación correspondiente a la regresión lineal (Tabla 8).

Relación M_L - M_s : Se contó con información de 39 sismos que tenían tanto el dato de magnitud local como de magnitud calculada basándose en ondas de superficie. La regresión que mejor coeficiente de correlación arrojó fue la lineal (Tabla 8).

Relación M_L - m_b : Para los sismos que solamente tienen dato de magnitud local no fue posible hacer la conversión directa a magnitud de superficie, porque no se contó con suficiente información para realizar el tratamiento estadístico; entonces, se encontró la relación de conversión de magnitudes M_L a m_b . Una vez hecha la conversión a m_b se requiere hacer la conversión a magnitud de superficie.

Para obtener la relación entre las magnitudes locales y de ondas internas o de cuerpo, se empleó información de 449 eventos que contenían información de estas dos variables y se observó que la regresión con mejor coeficiente de correlación es la lineal (Tabla 8).

Relación m_b - M_s : Para el cálculo de esta regresión se contó con información simultánea de magnitudes m_b y M_S para 971 sismos; este fue el grupo de información que contó con el mayor número de datos.

Relación M_S - M_d : Para determinar las relaciones entre las magnitudes M_S y M_d se utilizaron 179 datos, con los cuales se obtuvo el mejor coeficiente de correlación (0,80) para la regresión lineal. Todas las magnitudes M_d usadas en esta regresión son las suministradas por el OVSP, calculadas con la ecuación 15.

Relación m_b - M_d : Se contó con 180 sismos que tienen información tanto de magnitud calculada basándose en la duración del evento, como de magnitud m_b . Se aplicaron las

diferentes regresiones, dando para todas el mismo coeficiente de correlación (0.74), por tanto se dejó la regresión lineal.

Relación Ms-Im: Para determinar las ecuaciones que relacionan los valores de magnitud Ms con el valor de intensidad en la escala de Mercalli, se trabajó con 301 datos, con los que se obtuvieron coeficientes de correlación de 0.89 para la regresión lineal y 0.88 para la polinómica; por lo tanto, se dejó para utilizar en los cálculos de unificación de magnitud la regresión lineal.

Tabla 8. Regresiones encontradas para la unificación de magnitudes e intensidades.

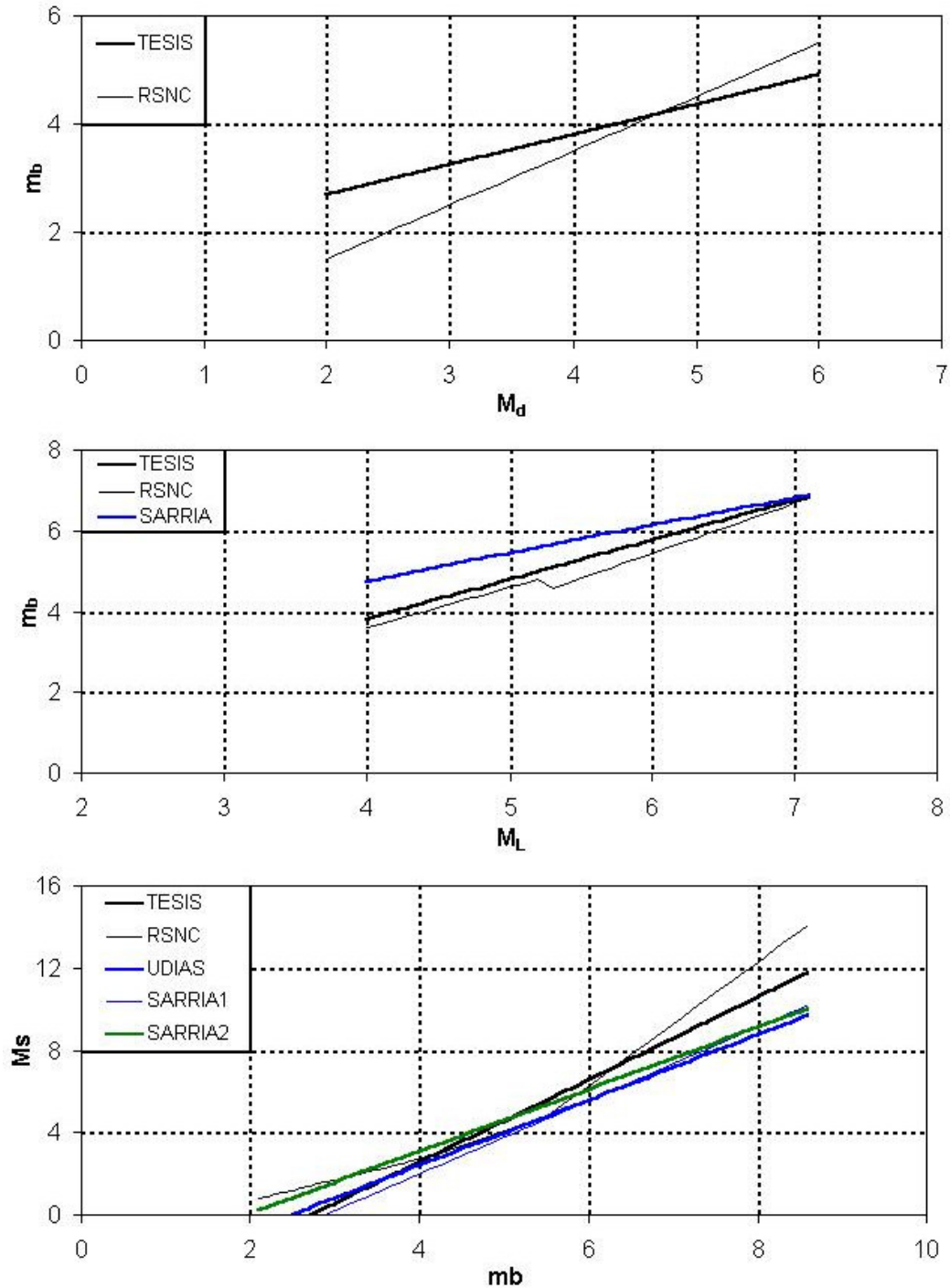
Relación	Ecuación	Correlación
Ik - Ms	$M_s = 0.68 I_k + 1.02$	0.97
M_L - Ms	$M_s = 1.94 M_L - 5.69$	0.95
M_L - mb	$m_b = 0.98 M_L - 0.11$	0.90
mb - Ms	$M_s = 2.01 m_b - 5.55$	0.96
Ms - Md	$M_s = 0.92 M_d - 1.48$	0.87
mb - Md	$m_b = 0.56 M_d + 1.57$	0.74
Ms - Im	$M_s = 0.72 I_m + 0.26$	0.88

En la figura 24 se hace una comparación entre las relaciones encontradas en este trabajo, las determinadas por la Red Sismológica Nacional para desarrollar el catálogo actualizado a 1995 y las ecuaciones descritas en las de la tabla 9, en donde no se observan variaciones muy grandes. Para la completitud del catálogo se utilizaron las encontradas en este estudio.

Tabla 9. Relación de ecuaciones de conversión.

Tipo de Relación	Fuente	Ecuación
$m_b - M_d$	TESIS	$m_b = 0.56 M_d + 1.57$
	RSNC	$m_b = M_d - 0.5$
$m_b - M_L$	TESIS	$m_b = 0.98 M_L - 0.11$
	RSNC	$m_b = M_L - 0.4 \rightarrow 4.0 \leq M_L \leq 5.2$ $m_b = 1.24 M_L - 2.0 \rightarrow M_L > 5.2$
	SARRIA	$m_b = 1.7 + 0.8 M_L - 0.01 M_L^2$
$M_s - M_b$	TESIS	$M_s = 2.01 m_b - 5.50$
	RSNC	$M_s = m_b - 1.3 \rightarrow 2.1 \leq m_b \leq 4.2$ $M_s = 1.5 m_b - 3.4 \rightarrow 4.2 < m_b \leq 5.4$ $M_s = 3.0 m_b - 11.7 \rightarrow m_b > 5.4$
	UDIAS	$M_s = 1.59 m_b - 3.97$
	SARRIA1	$M_s = 1.79 m_b - 5.18$
	SARRIA2	$M_s = 1.51 m_b - 2.96$

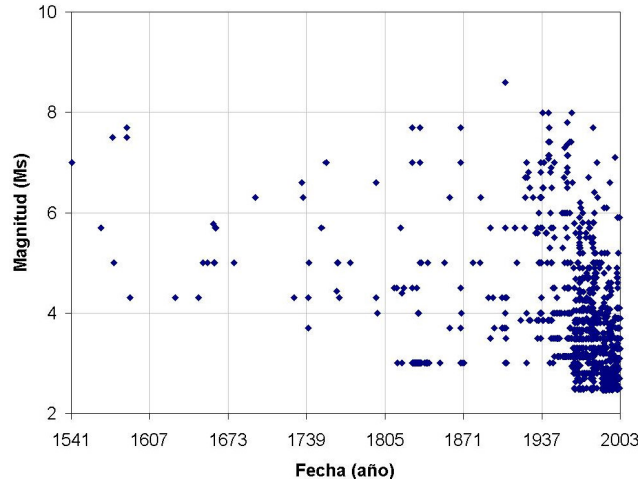
Figura 24. Comparación de las relaciones entre magnitudes realizadas en este trabajo (TESIS), por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y algunos autores como Udías y Mezcua (UDIAS) y Sarriá (SARRIA1 y SARRIA2).



Después de hacer la unificación a magnitud M_s , usando las relaciones determinadas en el presente estudio, el catálogo quedó conformado con sismos de magnitud M_s entre 2.5 y 8.6,

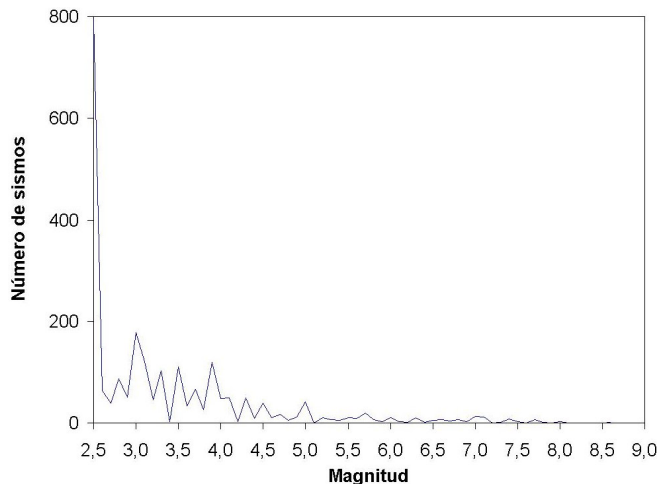
de los cuales el 95.1% tiene magnitudes M_s menores a 5.0; y el 50.8% son sismos con magnitud $M_s \geq 3.0$ (Anexo A); lo cual muestra la gran actividad sísmica en el departamento de Nariño con una variada gama de magnitudes (Figura 25) y los pocos sismos de gran magnitud que ocurrieron en el pasado han causado daños importantes.

Figura 25. Distribución de magnitud M_s en el tiempo desde el año 1541 hasta el 2003.



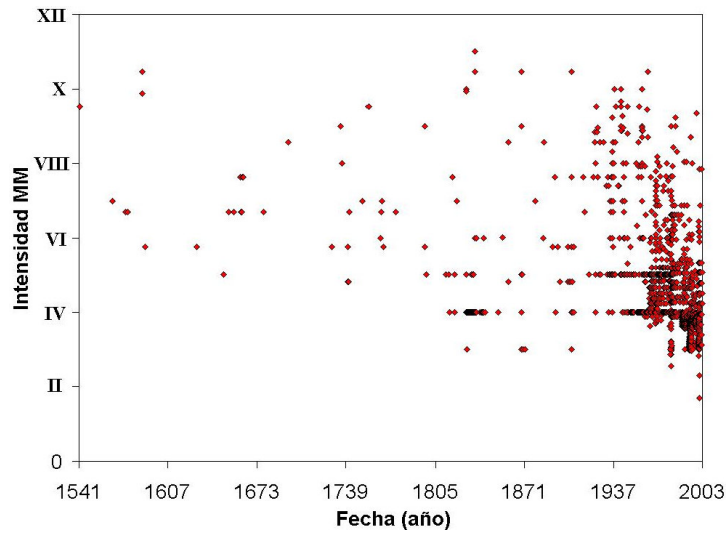
En la gráfica del número de sismos por magnitud se observa la gran ocurrencia de sismos con magnitud M_s igual a 2.5 con 793 sismos, seguido de los eventos de magnitud 3.0 con 177 sismos (Figura 26).

Figura 26. Número de sismos por magnitud que han afectado el departamento de Nariño desde el año 1541 hasta el año 2003.



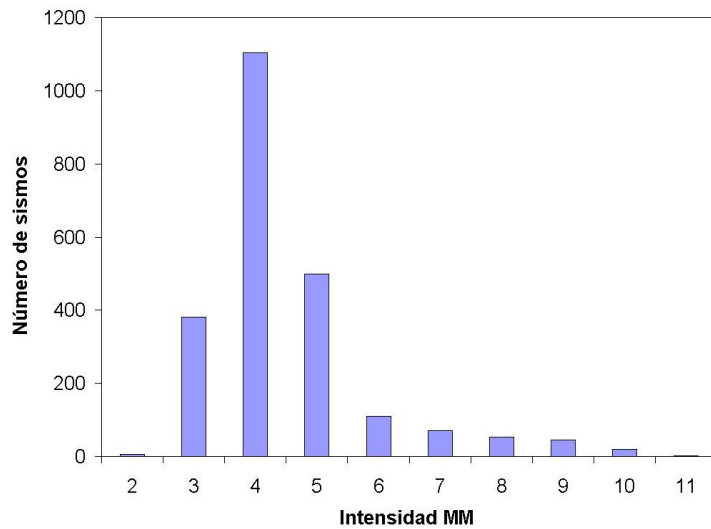
En general los reportes de intensidades en la escala de Mercalli Modificada presenta valores desde III hasta XI, y en el último año que contempla este catálogo hay valores de intensidad desde II (Figura 27).

Figura 27. Distribución de intensidades en el tiempo, desde el año 1541 hasta el año 2003.



En la figura 28 se observa un descenso muy marcado en la ocurrencia de sismos a medida que la intensidad aumenta; en esta gráfica se puede observar que el mayor número de eventos están en intensidad IV con 1,104 sismos.

Figura 28. Número de sismos por intensidad que han afectado el departamento de Nariño desde el año 1541 hasta el año 2003.



4.1.4 Modelos de Error. En las estimaciones realizadas a la incertidumbre que hay en el tamaño de un sismo (intensidad) y a la localización del mismo se obtuvo:

Modelos de error para datos de intensidad. Los modelos de error definidos con su respectiva distribución de probabilidad para las intensidades (punto 3.1.5) nos muestra una

distribución entre 0 y 2 (Figuras 29 y 30), con un mayor número de errores iguales a 1.0 cuando la evaluación de la intensidad es incierta, pero se asume que la asignada es la más probable, con probabilidades entre el 50% y el 60%, o cuando se tienen tres posibles valores de intensidad en un sitio con la misma probabilidad.

Tanto para la información histórica como para la información instrumental se tiene una predominancia en un error de 1.0 para las intensidades, con distribuciones de probabilidad máximos de 0.34, 0.50 y 0.60.

Figura 29. Distribución de los errores en la intensidad determinados para los sismos en el área de influencia del departamento de Nariño desde el año 1541 hasta el año 2003.

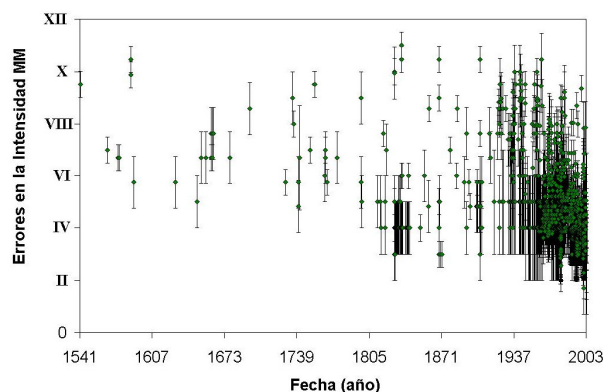
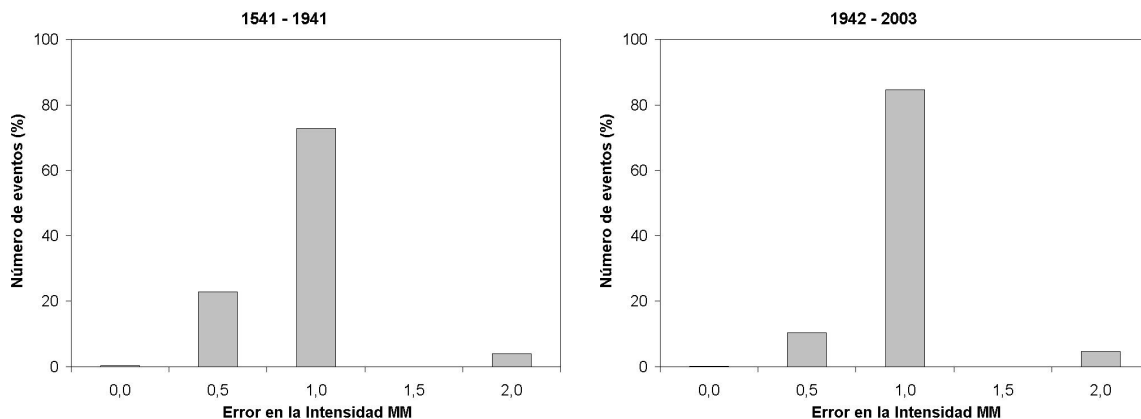


Figura 30. Distribución de los errores en la intensidad determinados para la sismicidad histórica y para la sismicidad instrumental.



La distribución de probabilidad de intensidades mayores a V en la escala de Mercalli Modificada para las 12 cabeceras municipales del Departamento nos muestra (Tabla 10):

- Para Barbacoas, la mayor probabilidad promedio de ocurrencia está en la intensidad de VIII con una probabilidad de 0.26; y el valor máximo de probabilidad está en una intensidad de V con un valor de 0.70 (Anexo B).

- Buesaco mostró una máxima probabilidad de 0.70 para las intensidades VI y VIII (Anexo B), y su mayor probabilidad promedio de ocurrencia es en la intensidad X con un valor de 0.25.
- Para Cumbitara, la probabilidad promedio mayor es de 0.25 asociado a una intensidad de V, con un valor máximo de probabilidad de 0.50 en la intensidad V (Anexo B).
- Para El Charco, la probabilidad máxima promedio de ocurrencia es de 0.39 para una intensidad de IX, y con valores máximos de 0.47 en intensidades VIII y IX (Anexo B).
- Para Guapi la máxima probabilidad promedio de ocurrencia es de 0.27 para intensidad VIII, con un valor máximo de 0.47 para intensidades VII y VIII (Anexo B).
- Ipiales presentó una máxima probabilidad promedio de 0.25 para intensidad VIII y un valor máximo de 0.84 para intensidad VII. Se presentaron sismos con probabilidades de 0.70 para Ipiales, con intensidades de VI y VIII (Anexo B).
- La Unión presentó una máxima probabilidad promedio de 0.25 para intensidad IX, y un valor máximo de 0.70 para una intensidad de VI (Anexo B).
- Para la ciudad de Pasto, se tiene un máximo valor de probabilidad promedio de 0.28 para intensidad IX, con un máximo de 0.80 para intensidad V.
- En Ricaurte se obtuvo un máximo valor de probabilidad de 0.34 para intensidades V, VI y VII (Tabla 8).
- El máximo valor de probabilidad promedio en Samaniego fue de 0.25 para las intensidades V y VIII, con un máximo de 0.80 en intensidad VIII (Anexo B).
- En Tumaco se encontró un máximo valor de probabilidad promedio de 0.31 para intensidad IX, con máximos en intensidades V, VII y VIII (Anexo B).
- El valor máximo de probabilidad encontrado para Túquerres es de 0.31 para una intensidad de VII. Se destaca un valor máximo 0.88 para intensidad VII.

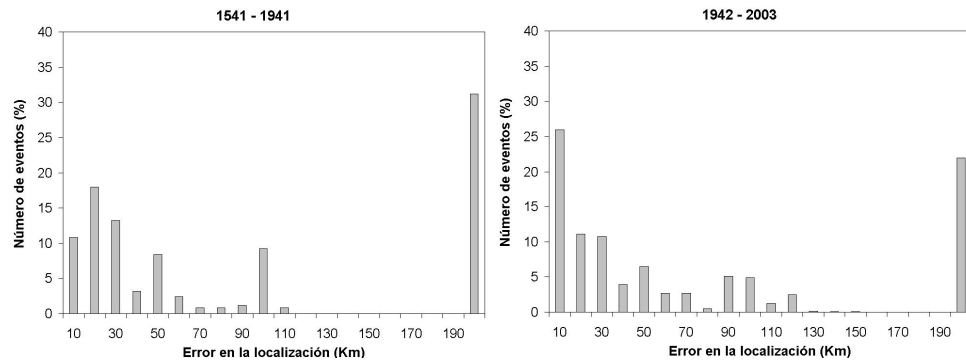
Tabla 10. Distribución de probabilidad de intensidad en 12 cabeceras municipales.

Cabecera Municipal	Máxima probabilidad promedio (M_{pp})	Intensidad asociada a M_{pp}	Intensidades máximas posibles (I_{mpp})	Probabilidad promedio asociada a I_{mpp}
Barbacoas	0.28	VIII	IX, X	0.22, 0.05
Buesaco	0.25	X	X, XI	0.20, 0.15
Cumbitara	0.25	V	X, XI	0.18, 0.15
El Charco	0.39	IX	X, XI	0.12, 0.15
Guapi	0.27	VIII	IX, X	0.24, 0.05
Ipiales	0.25	VIII	IX, X	0.16, 0.14
La Unión	0.25	IX	X, XI	0.16, 0.15
Pasto	0.28	IX	IX, X	0.28, 0.11
Ricaurte	0.24	V	IX, X	0.16, 0.15
Samaniego	0.25	V y VIII	IX, X	0.18, 0.14
Tumaco	0.31	IX	IX, X	0.31, 0.04
Túquerres	0.31	VII	IX, X	0.18, 0.13

Teniendo en cuenta los máximos valores de probabilidad promedio calculados para las doce cabeceras municipales estas siguen el siguiente orden: El Charco, Tumaco, Túquerres, Pasto, Barbacoas, Guapi, Buesaco, Cumbitara, Ipiales, La Unión, Samaniego y Ricaurte. Los más altos valores están en la costa pacífica (Tabla 10).

Modelos de error para la localización de sismos. La figura 31 muestra los errores de la localización horizontal para el período de tiempo asociado a la sismicidad histórica y para el período asociado a la sismicidad instrumental. El número de sismos con errores grandes fueron disminuyendo con el tiempo, esto se debe a la instrumentación que permite determinar con mayor precisión los epicentros.

Figura 31. Distribución del error epicentral en la localización de sismos durante el período asociado con actividad histórica y el período asociado con actividad instrumental.



Teniendo en cuenta las incertidumbres que se tienen en la localización de un sismo y usando los valores de error se elaboró un “mapa de epicentros difuso” para la zona más cercana al departamento de Nariño, donde se sintetizan las probabilidades de todos los eventos en un área. Para determinar la probabilidad de que la localización de un evento esté dentro de un área dada se calcula asumiendo una distribución normal bidimensional (ver capítulo 3.1.6). La figura 32 muestra el “mapa de epicentros difusos” para sismos entre 1541 y 2003, usando una base de grilla de área de 10 Km. x 10 Km., donde se calculó el número promedio de sismos localizados en cada elemento de área de la grilla teniendo en cuenta los modelos de error. Para contraste se elaboró un mapa epicentral de los mismos eventos, pero sin tomar en cuenta las incertidumbres (Figura 33).

El “mapa de epicentros difuso” (Figura 32) nos permitirá definir más adelante con mayor claridad las regiones sísmicas con mayor actividad y nos revelará una mejor visión de la sismicidad en regiones con baja actividad sísmica.

4.2 DEFINICIÓN DE FUENTES Y CARACTERIZACIÓN

4.2.1 Fuentes o Regiones sismogénicas. Trabajando con la distribución espacial de los sismos se busca determinar grupos de sismos en donde se distinga mayor concentración de estos. Para el trabajo con regiones no se tuvo en cuenta la profundidad de los mismos.

Figura 32. “Mapa de epicentros difuso” de sismos entre 1541 – 2003. En la gráfica se muestra el número promedio de sismos localizados en una grilla de un área de 10 Km. x 10 Km., considerando el error en la localización indicado en el catálogo.

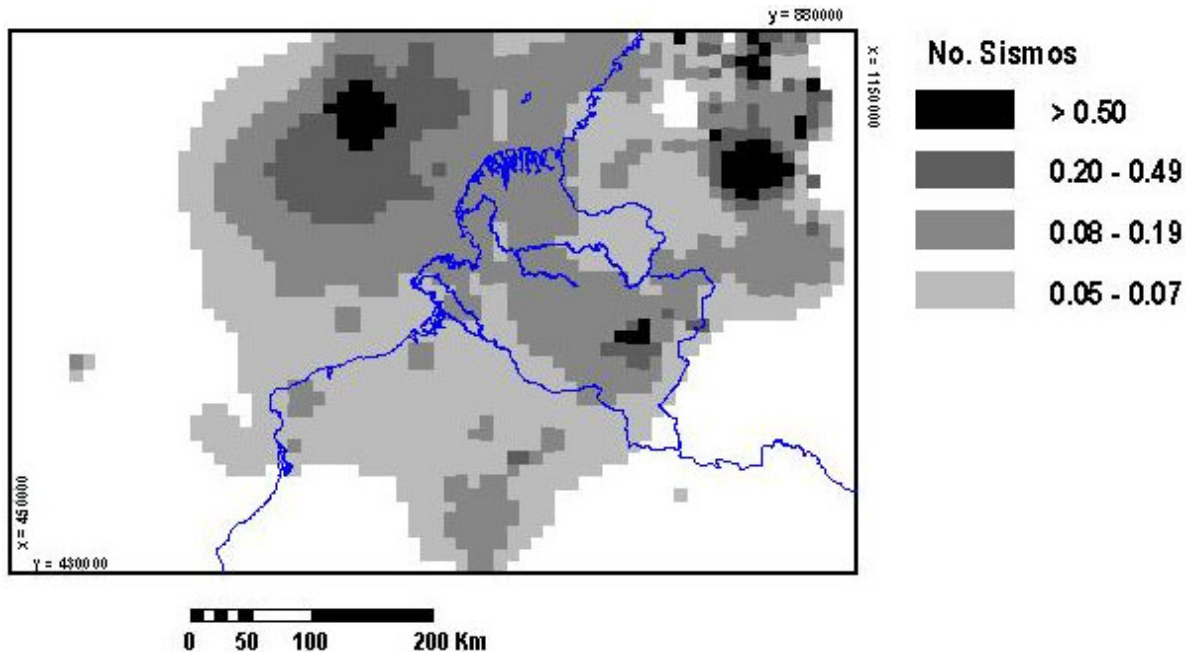
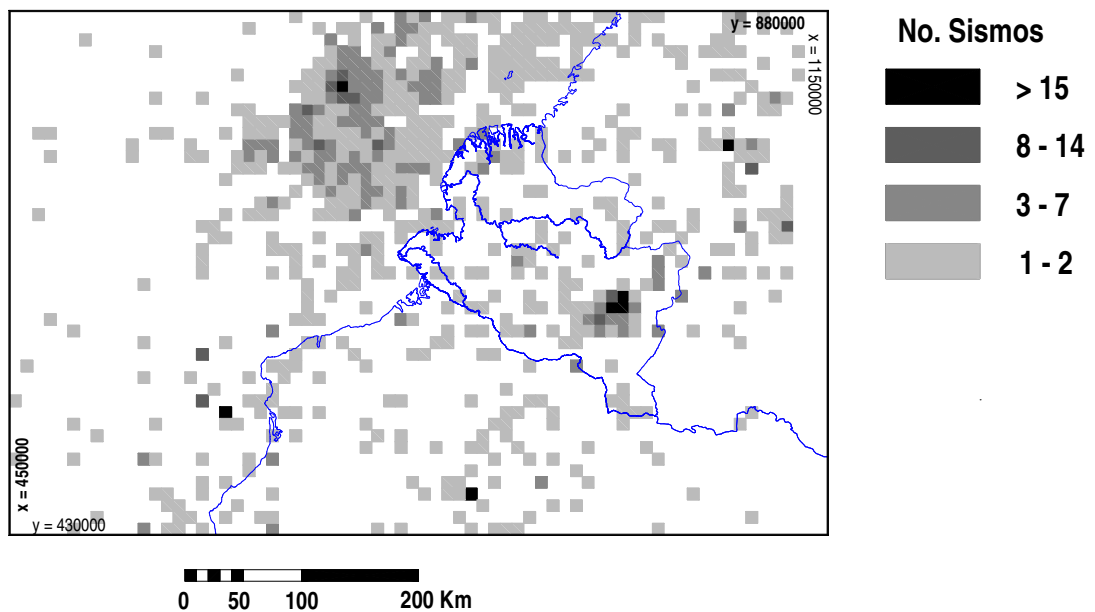


Figura 33. “Mapa de epicentros difuso” de sismos entre 1541 – 2003. En la gráfica se muestra el número promedio de sismos localizados en una grilla de un área de 10 Km x 10 Km. No se consideró el error en la localización indicado en el catálogo.



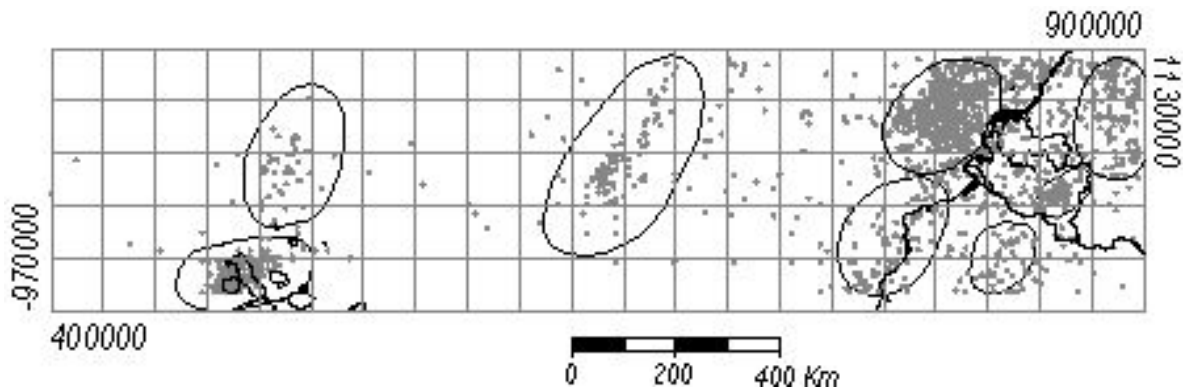
Usando el “mapa de epicentros difuso” se identificaron cinco regiones consideradas como fuentes sísmicas: fuente nor-este, fuente centro-este, fuente sur-este, fuente subducción norte y fuente subducción sur (Figura 39). Y teniendo en cuenta la distribución espacial de los sismos desde el año 1541 hasta el 2003, se corroboraron estas fuentes definidas anteriormente, y se determinaron tres fuentes más en la parte oceánica las cuales se llamaron: fuente galápagos norte, fuente galápagos sur y fuente pacífico (Figura 40).

La región definida como fuente sísmica con mayor aporte en el número de sismos es la fuente Subducción norte con 532 eventos y la que menos sismicidad presenta es la fuente Galápagos norte. Otras regiones importantes por el número de ocurrencia de sismos son la fuente nor-este, fuente centro-este y fuente Galápagos sur (Tabla 11). La Tabla 11 hace una relación del número de sismos asociados a cada fuente, sin entrar en detalles de características de las fuentes definidas; los 661 Sismos restantes corresponden a la actividad dispersa en la zona.

Tabla 11. Número de sismos asociados a cada una de las regiones designadas como fuentes sísmicas.

Fuente	Número de sismos asociados	% de Influencia
NOR-ESTE	218	13.4
CENTRO-ESTE	277	17.1
SUR-ESTE	84	5.2
SUBDUCCIÓN NORTE	532	32.7
SUBDUCCIÓN SUR	164	10.1
PACÍFICO	73	4.5
GALÁPAGOS NORTE	39	2.4
GALÁPAGOS SUR	238	14.6

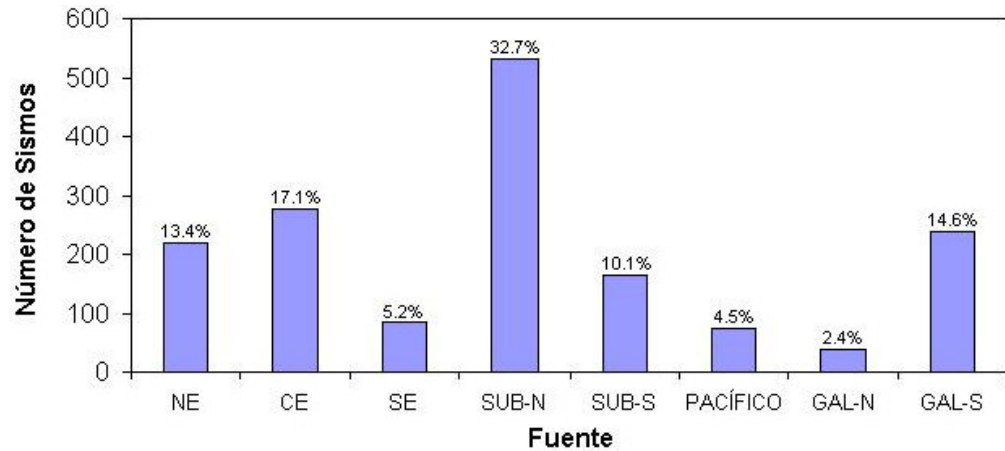
Figura 34. Fuentes definidas como regiones de actividad sísmica que han afectado al departamento de Nariño.



La figura 35 representa la tabla 11. En la figura se puede apreciar la influencia que ejerce

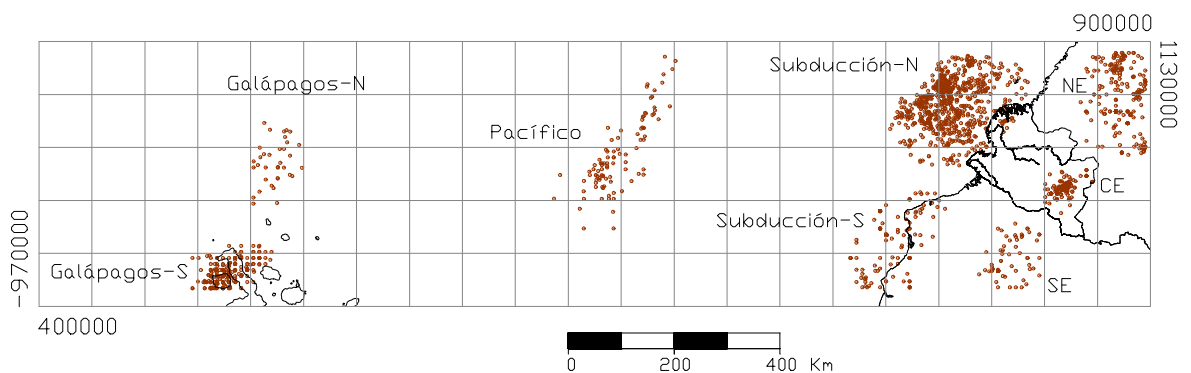
cada región y los sismos asociados a cada una de ellas.

Figura 35. Número de sismos y porcentaje de influencia de cada región sísmica.



Asignación de eventos a las regiones determinadas. La asignación de eventos a cada una de las fuentes determinadas, se realizó gráficamente mediante la realización de polígonos en el programa Autocad; posteriormente, estos polígonos y la información sísmica se organizó en una base de datos, la cual fue exportada con el programa Arcview. Para este caso en el que se definieron regiones sísmogénicas sin tener en cuenta los lineamientos de falla, se extractaron los subconjuntos de sismos pertenecientes a una misma región sin importar la profundidad del mismo, quedando asignados 1625 sismos. La sismicidad relacionada con las regiones sísmogénicas que se extractó con el programa Arcview se muestran en la figura 36.

Figura 36. Sismicidad total de las fuentes sísmogénicas



Características de las regiones. Las regiones descritas anteriormente, muestran para el período definido como histórico frecuencias de ocurrencia entre 0.00000 y 0.66667 sismos/año, considerados valores bajos comparados con el período instrumental que muestra una frecuencia entre 0.51786 y 9.61818 sismos/año. Esta diferencia básicamente se debe a la información histórica tan pobre (Tabla 12).

Tabla 12. Características de las regiones delimitadas como fuentes sísmicas.

FUENTE	M _{min} (Ms)	M _{max} (Ms)	M _{pro} (Ms)	FRECUENC. (sismos/año) 1541-1941	FRECUENC. (sismos/año) 1942-2003	Profundidad Promedio Km
Nor-este	2.1	7.7	3.3	0.38529	1.52632	41.4
Centro-este	2.1	7.7	2.8	0.12917	4.64151	7.5
Sur-este	2.6	7.7	4.6	0.13750	0.51786	43.9
Subducción-norte	2.1	7.7	3.2	0.03571	9.61818	5.8
Subducción-sur	2.2	8.0	4.4	0.05882	2.72414	35.4
Pacífico	2.6	6.8	3.9	0.66667	1.33962	46.2
Galápagos-norte	2.8	6.5	4.3	0.44444	1.40000	43.2
Galápagos-sur	2.3	8.0	3.9	0.00000	9.52000	46.4

Se resalta las fuentes Subducción-sur y Galápagos-sur por presentar los valores de magnitud máximos. Las magnitudes promedio más altas la tienen las fuentes Sur-este, Subducción sur y Galápagos-norte. En cuanto a las profundidades la mayoría oscilan entre 35.4 y 46.4 Km. a excepción de las fuentes Subducción-norte y Centro este que tienen valores en la profundidad promedio de 5.8 y 7.5 Km. respectivamente (Tabla 12).

Determinación de la recurrencia y la magnitud máxima probable. La determinación de la recurrencia consiste en un análisis estadístico de las magnitudes. Para este estudio se usaron las magnitudes M_s , (mayores a 3.0), la cual se evalúa por medio de las ondas superficiales, y permite reducir el problema de saturación temprana que puede tener por ejemplo la escala m_b

Las relaciones de recurrencia calculadas para cada una de las fuentes sísmicas nos muestran valores del parámetro “b” en un rango de $0.24 \leq b \leq 0.55$, que en general se pueden considerar como bajos (Tabla 13). De acuerdo al significado físico de “b” (Mogi, 1962) se tiene que este parámetro se incrementa a medida que el medio se hace heterogéneo, anisotrópico y débil; relacionándolo básicamente con las características físicas de cada región, de forma que un valor alto de “b” (≥ 1.0) implica que predominan los terremotos de pequeña magnitud, y por lo tanto, la región tiene poca resistencia. Si los valores encontrados son bajos, como en este caso, predominan los terremotos de magnitud mayor, indicando una mayor resistencia en el material. Este resultado concuerda con la ocurrencia en el sur-occidente de país de sismos de magnitudes grandes (≥ 7.0), que incluso uno de ellos ha sido catalogado como uno de los sismos más energéticos a nivel mundial (Sismo de enero 31 de 1906, $M_s = 8.6$, $I_{MM} = X$).

Los valores más bajos del parámetro “b” se determinaron para las fuentes Subducción -Sur, Centro-Este, Sur-Este y Nor-Este ($b = 0.24, 0.29, 0.31$ y 0.36 respectivamente), lo que indica que el medio en el que se produjeron estos sismos puede presentar cierta homogeneidad, produciendo una gran resistencia al estado de esfuerzos y tensiones

originados. Esto implica, que en el evento de liberarse esta concentración de esfuerzos podría originarse sismos de gran magnitud.

Tabla 13. Relación de Gutenberg y Richter aplicado a cada fuente sismogénica.

FUENTE	MÉTODO MINIMOS CUADRADOS	PARÁMETRO “b”
NOR-ESTE	Log N = 3.10 – 0.36 Ms	0.36
CENTRO-ESTE	Log N = 2.74 – 0.29 Ms	0.29
SUR-ESTE	Log N = 2.15 – 0.31 Ms	0.31
SUBDUCCIÓN-NORTE	Log N = 4.05 – 0.55 Ms	0.55
SUBDUCCIÓN-SUR	Log N = 2.85 – 0.24 Ms	0.24
PACÍFICO	Log N = 3.23 – 0.45 Ms	0.45
GALÁPAGOS-NORTE	Log N = 3.12 – 0.44 Ms	0.44
GALÁPAGOS-SUR	Log N = 4.11 – 0.55 Ms	0.55

Si se tiene en cuenta que el valor de ‘b’ puede cambiar con el tiempo; por lo tanto, el parámetro ‘b’ es un proceso estocástico (aleatorio), no estacionario. Si se toma una pequeña ventana de tiempo y espacio, ‘b’ puede tomarse como estacionario.

Usando el método de Máxima Probabilidad se encontró las Magnitudes Máximas Probables. Subducción-sur es la que muestra una mayor magnitud máxima esperada.

Tabla 14. Método de la Máxima Probabilidad o de Utsu aplicado a cada una de las fuentes sismogénicas.

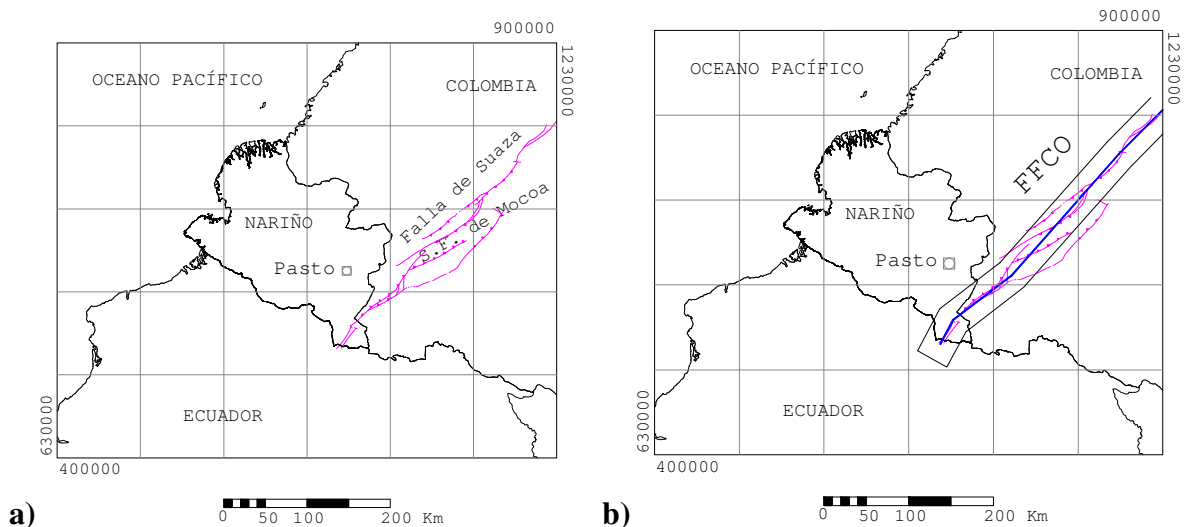
FUENTE	MÉTODO DE MÁXIMA PROBABILIDAD	MAGNITUD MAX. ESPERADA
NOR-ESTE	Log N = 4.71 – 0.82 Ms	5.74
CENTRO-ESTE	Log N = 2.45 – 0.24 Ms	10.2
SUR-ESTE	Log N = 2.60 – 0.44 Ms	5.91
SUBDUCCIÓN-NORTE	Log N = 4.12 – 0.57 Ms	7.23
SUBDUCCIÓN-SUR	Log N = 2.65 – 0.20 Ms	13.25
PACÍFICO	Log N = 3.18 – 0.45 Ms	7.06
GALÁPAGOS-NORTE	Log N = 2.62 – 0.34 Ms	7.71
GALÁPAGOS-SUR	Log N = 3.81 – 0.48 Ms	7.94

4.2.2 Fuentes con corredores de falla. Para trabajar fuentes sísmicas usando corredores de falla, inicialmente se trabajó con las planchas geológicas, las cuales cuentan con información tectónica en donde se puede identificar los principales lineamientos de falla para luego asociarlos a los diferentes sistemas de fallamientos en el sur-occidente del país. Se trabajó con cartografía geológica tanto de Colombia como del Ecuador.

De la digitalización realizada a los diferentes lineamientos de falla encontrados en la

cartografía, se les asignó su respectivo sistema de falla y el corredor asociado. Por ejemplo para la Falla Frontal de la Cordillera Oriental, se identificaron las Fallas de Suaza y el Sistema de Fallas de Mocoa, las cuales se digitalizaron y se asociaron a la FFCO con un ancho de corredor de 40 Km (Figura 37).

Figura 37. Lineamientos de falla asociados a la Falla Frontal de la Cordillera Oriental (a) y corredor designado (b).



Siguiendo el mismo procedimiento, se identificaron 11 corredores de falla (Anexo D), que de alguna manera en el pasado han afectado o pueden afectar en el futuro al departamento de Nariño, con movimientos o desplazamientos, que ocasionen sismos de importancia. Los sistemas de falla identificados son de derecha a izquierda: Falla Frontal de la Cordillera Oriental, Sistema de Fallas del Río Magdalena, Sistema de Fallas de Romeral, Sistema de Fallas Cauca-Patía, Sistema de Fallas de Junín-Sambiambi, Falla Remolino-El Charco, Falla de Buenaventura, Falla de Tumaco y, en el Ecuador las fallas Ecuador-1, Ecuador-2 y Ecuador-3 (Figura 38).

Para la zona de Subducción, y el plano de Benioff se tomó la información del Atlas Geológico de Colombia y la información disponible en el Estudio General de Amenaza Sísmica (1996), y de asociaron con un corredor de 80 Km (Figura 39).

La fuente sísmica definida con corredores de falla que hace el mayor aporte en el número de sismos es la fuente asociada con la zona de subducción con 824 eventos y las fuentes que menos sismicidad presenta son las asociadas con las Fallas Ecuador-1, Tumaco y Ecuador-3. Otros corredores importantes por el número de ocurrencia de sismos son la zona de Benioff y el Sistema de Fallas de Romeral (Tabla 15). La Tabla 15 hace una relación del número de sismos asociados a cada corredor de falla, sin entrar en detalles de características de las fuentes definidas.

Figura 38. Lineamientos de falla y sus respectivos corredores de 40 Km. para su definición como zonas de actividad sísmica.

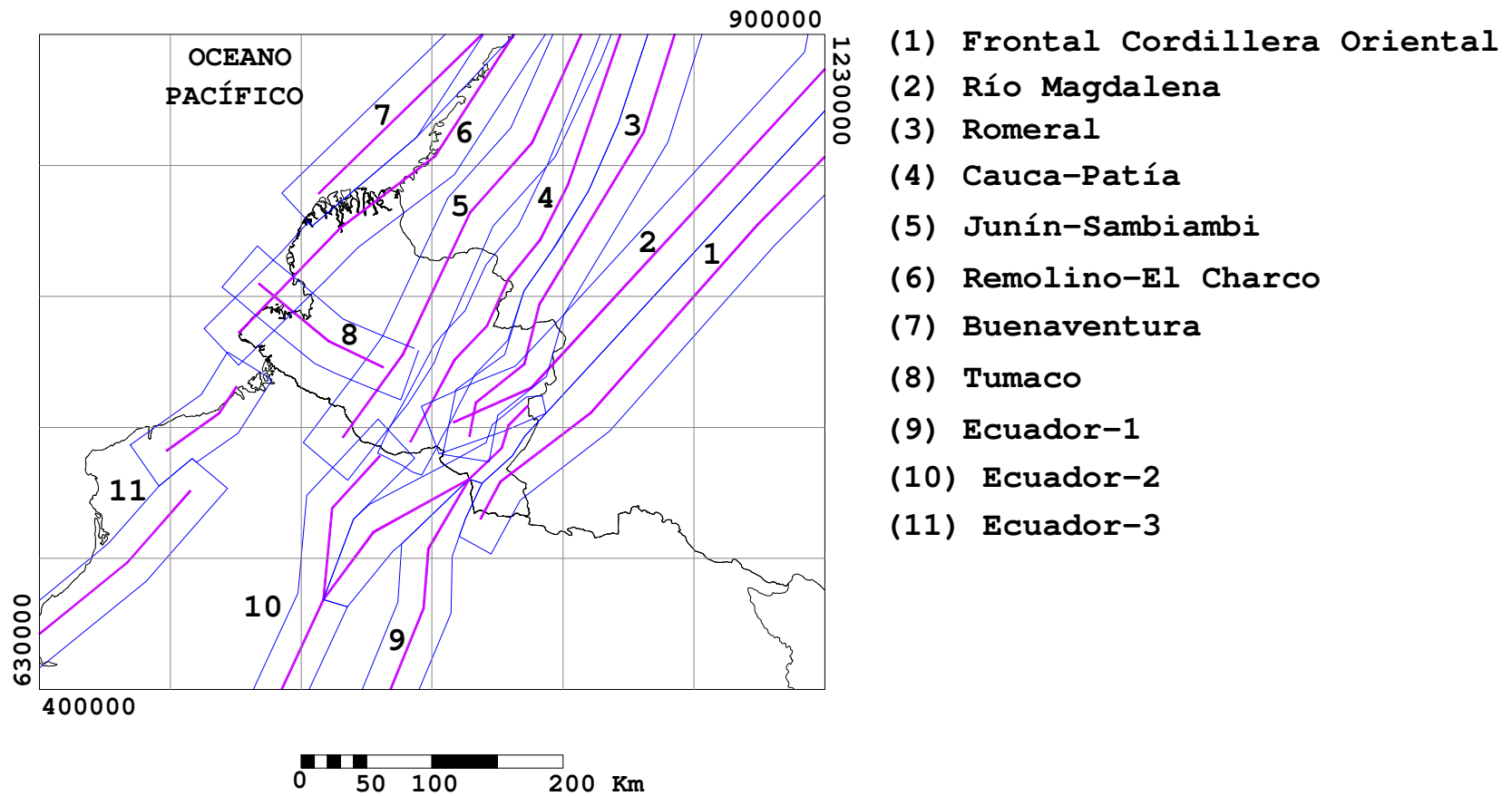


Figura 39. Lineamientos y Corredores de Falla de la Zona de Subducción y de Benioff.

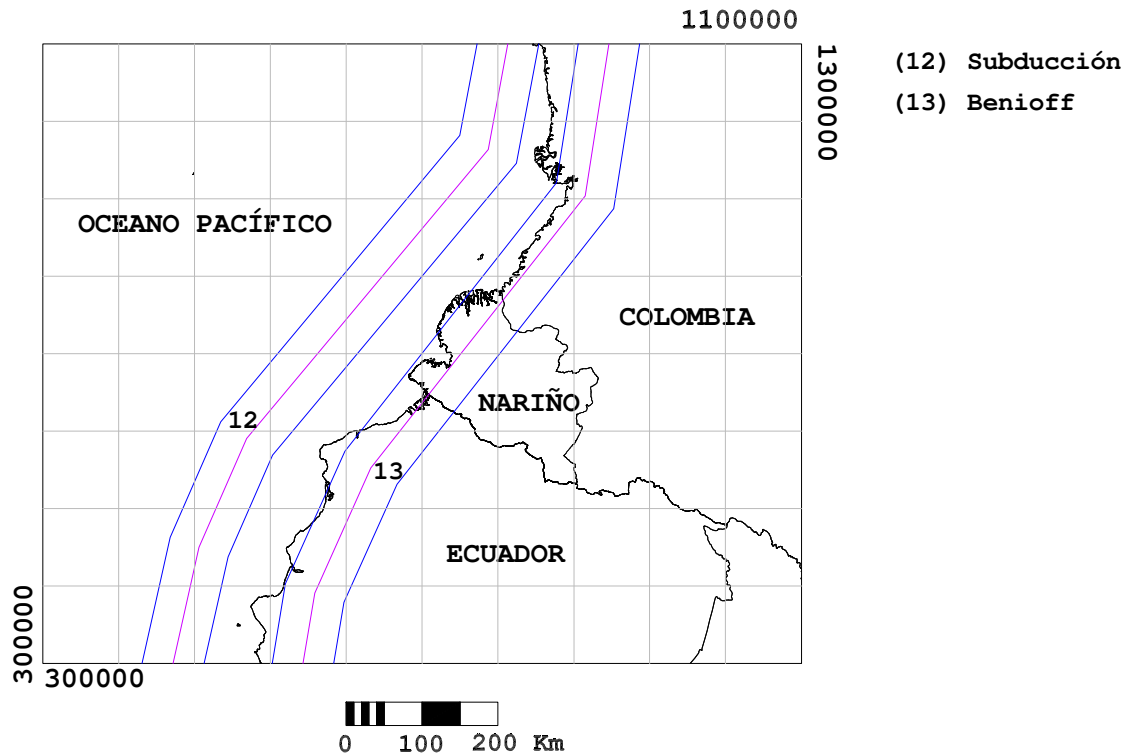
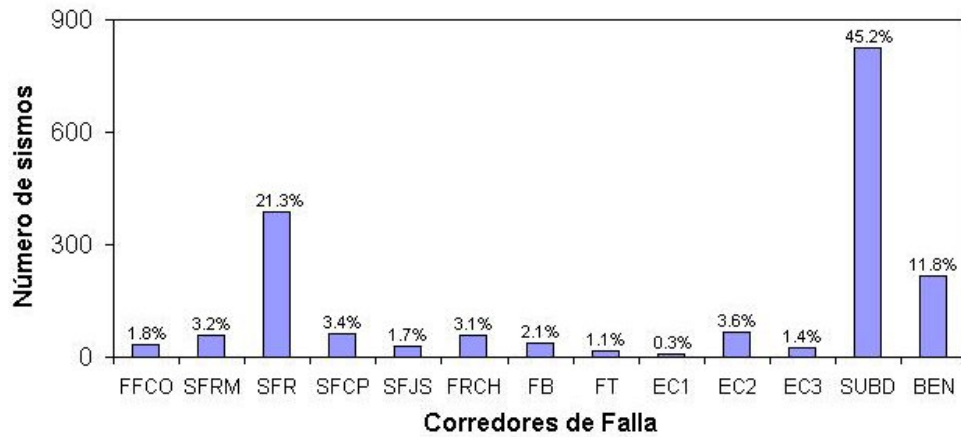


Tabla 15. Número de sismos asociados a cada una de los corredores designados como fuentes sísmicas.

Fuente	Número de sismos asociados	% de Influencia
FFCO	35	1.8
SFRM	58	3.2
SFR	389	21.3
SFCP	62	3.4
SFJS	31	1.7
FRCH	57	3.1
FB	38	2.1
FT	18	1.1
ECUADOR 1	6	0.3
ECUADOR-2	66	3.6
ECUADOR-3	25	1.4
SUBDUCCIÓN	824	45.2
BENIOFF	215	11.8

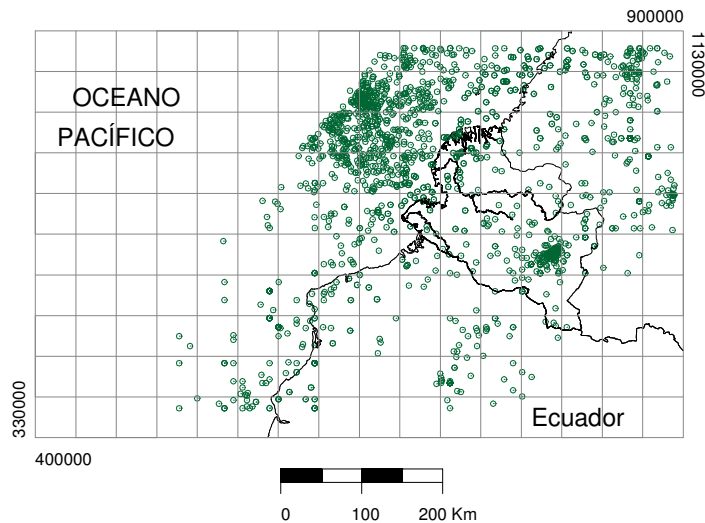
En la figura 40 se representa gráficamente los valores de la tabla 15, en donde se desea mostrar la influencia que ejerce cada falla, respecto a su sismicidad.

Figura 40. Número de sismos y porcentaje de influencia de cada corredor en el departamento de Nariño.



Asignación de eventos a las fuentes. Para la definición de los corredores se realizaron polígonos con el programa Autocad y luego se organizaron en una base de datos junto con información sísmica, exportada con el programa Arcview. Después, se extractaron los subconjuntos de sismos pertenecientes a cada uno de los corredores de falla, quedando asignados 1824 sismos. La sismicidad relacionada con los corredores de falla definidos, la cual fue extractada con el programa Arcview se muestran en la figura 41.

Figura 41. Sismicidad total asociada a los corredores de falla.



Características de las fuentes. Las regiones descritas anteriormente, muestran para el período definido como histórico frecuencias de ocurrencia entre 0.00000 y 2.00000 sismos/año, considerados valores bajos comparados con el período instrumental que muestra una frecuencia entre 0.20690 y 13.34426 sismos/año (Tabla 14). Se resaltan las

fuentes Ecuador-3, Benioff y Subducción por presentar los valores de magnitud máximos. Las magnitudes promedio más altas la tienen las fuentes Ecuador-2 y Ecuador-3. En cuanto a las profundidades promedios la mayoría de las fuentes tienen profundidades consideradas como superficiales que oscilan entre 6.6 y 46.3 Km. a excepción de la fuente de Benioff que tiene valores en el rango de profundidades intermedias, con un valor de 118.3 Km. (Tabla 16).

Tabla 16. Características de las fuentes sísmicas delimitadas con corredores de falla.

FUENTE	M _{min} (Ms)	M _{max} (Ms)	M _{pro} (Ms)	FRECUENC. (sismos/año) 1541-1941	FRECUENC. (sismos/año) 1942-2003	Profundidad Promedio Km
FFCO	2.5	7.0	3.0	2.00000	0.73333	18.0
SFRM	2.5	7.7	3.7	0.07113	0.75926	11.9
SFR	2.5	7.0	2.9	0.34324	4.59649	6.6
SFCP	2.5	7.0	3.3	0.12931	0.92157	35.0
SFJS	2.5	6.5	2.9	0.75000	0.58333	41.6
FRCH	2.5	6.8	3.1	0.05505	0.91071	43.0
FB	2.5	6.0	3.0	0.03614	0.89744	44.0
FT	2.5	7.4	3.7	0.00000	0.41860	36.0
ECUADOR-1	2.5	3.7	3.1	0.00000	0.20690	29.7
ECUADOR-2	2.5	7.7	4.7	0.12500	0.31373	27.5
ECUADOR-3	2.5	8.0	4.2	0.00000	0.41667	37.2
SUBDUCCIÓN	2.5	7.8	3.3	0.09804	13.34426	46.3
BENIOFF	2.5	8.0	3.0	0.06475	3.37705	118.3

Determinación de la recurrencia y la magnitud máxima probable. Para determinar la recurrencia se realizó el mismo análisis estadístico aplicado a las fuentes definidas como regiones, con magnitudes M_s, (mayores a 3.0).

La mayoría de las relaciones de recurrencia calculadas para la sismicidad asociada a cada uno de los corredores de falla muestran valores del parámetro “b” menores a 0.37, que son considerados como bajos (Tabla 17), exceptuando la fuente Ecuador-1 que presenta un valor de 0.97. Teniendo en cuenta los resultados anteriores, se podría decir que la fuente Ecuador-1 se caracteriza por la ocurrencia de sismos de pequeña magnitud en un medio cuasi-heterogéneo, anisotrópico y débil que ofrece poca resistencia. Mientras que en las otras fuentes predominan los terremotos de magnitud mayor, asociado con un medio que ofrece mayor resistencia. Comparando este resultado con los obtenidos para las fuentes definidas como regiones vemos que en los dos casos es muy claro que en este sector del país hay ocurrencia de sismos con magnitudes M_s por lo menos mayores a 6.0.

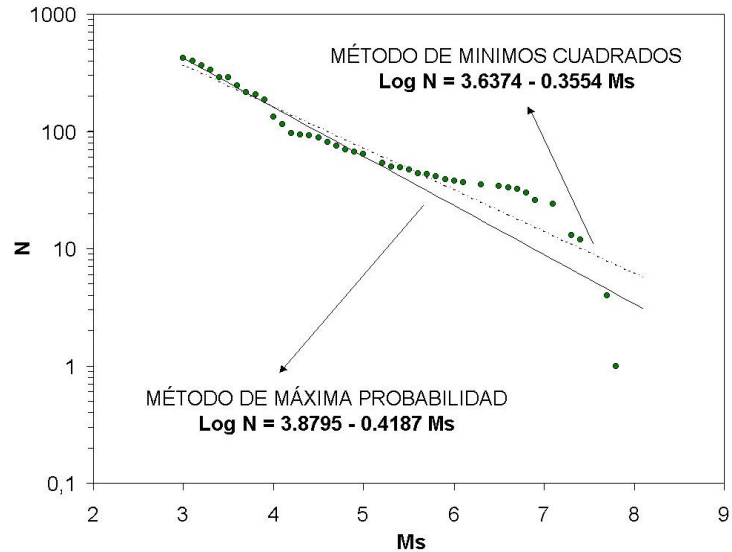
Teniendo en cuenta el volumen del material involucrado, se podría ver que una distribución de esfuerzos en mayores volúmenes conlleva a una disminución de la pendiente en el gráfico de recurrencia.

Tabla 17. Relación de Gutenberg y Richter aplicado a cada fuente sismogénica definida como corredor de falla.

FUENTE	MÉTODO MINIMOS CUADRADOS	PARÁMETRO “b”
FFCO	Log N = 1.6698 – 0.2353 Ms	0.24
SFRM	Log N = 2.4415 – 0.2821 Ms	0.28
SFR	Log N = 2.9918 – 0.3510 Ms	0.35
SFCP	Log N = 2.0767 – 0.2213 Ms	0.22
SFJS	Log N = 1.4025 – 0.2086 Ms	0.21
FRCH	Log N = 2.1470 – 0.2968 Ms	0.30
FB	Log N = 2.2340 – 0.3716 Ms	0.37
FT	Log N = 1.7825 – 0.2488 Ms	0.25
EC1	Log N = 3.5586 – 0.9676 Ms	0.97
EC2	Log N = 2.8940 – 0.3003 Ms	0.30
EC3	Log N = 1.9281 – 0.2136 Ms	0.21
SUBDUCCIÓN	Log N = 3.6374 – 0.3554 Ms	0.36
BENIOFF	Log N = 2.5457 – 0.2860 Ms	0.29

Un ejemplo de los resultados obtenidos en las regresiones se muestra en la figura 42 correspondiente a la zona de subducción.

Figura 42. Relación de Recurrencia y Magnitud Máxima Probable de la Zona de Subducción, para el período comprendido entre 1541 y 2003.



Usando el método de Máxima Probabilidad se encontró las Magnitudes Máximas Probables, para los corredores de falla. La Falla Ecuador-3, la Zona de Subducción y el Sistema de Fallas Cauca-Patía son la que presenta mayor magnitud máxima esperada.

Tabla 18. Método de Utsu aplicado a las fuentes definidas como corredores de falla.

FUENTE	MÉTODO DE MÁXIMA PROBABILIDAD	MAGNITUD MAX. ESPERADA
FFCO	Log N = 2.1738 – 0.3913 Ms	5.6
SFRM	Log N = 2.4766 – 0.3108 Ms	8.0
SFR	Log N = 4.5806 – 0.7986 Ms	5.7
SFCP	Log N = 2.0554 – 0.2377 Ms	8.6
SFJS	Log N = 1.8272 – 0.3384 Ms	5.4
FRCH	Log N = 2.4011 – 0.3768 Ms	6.4
FB	Log N = 2.4689 – 0.4517 Ms	5.5
FT	Log N = 2.1146 – 0.3415 Ms	6.1
EC1	Log N = 4.9450 – 1.4476 Ms	3.4
EC2	Log N = 2.8940 – 0.3087 Ms	9.4
EC3	Log N = 2.2164 – 0.2980 Ms	7.4
SUBDUCCIÓN	Log N = 3.8795 – 0.4187 Ms	9.3
BENIOFF	Log N = 3.0920 – 0.4309 Ms	7.2

Determinación de la longitud de ruptura. Usando la ecuación de mejor ajuste se tiene:

Tabla 19. Longitudes de ruptura máximas que se podrían generar en cada uno de los sistemas de falla.

Fuente	Ms máxima esperada (m_u)	Longitud de ruptura (Km)	L/2 (Km)
FFCO	5.6	3.97	1.98
SFRM	8.0	182.73	91.36
SFR	5.7	4.65	2.33
SFRC	8.6	476.09	238.04
SFJS	5.4	2.88	1.44
FRCH	6.4	14.22	7.11
FB	5.5	3.38	1.69
FT	6.1	8.81	4.40
EC1	3.4	0.12	0.06
EC2	9.4	1706.84	853.42
EC3	7.4	70.13	35.07
SUBDUCCIÓN	9.3	1455.06	727.53
BENIOFF	7.2	50.97	25.48

Las longitudes de ruptura más grandes, en función de la magnitud máxima probable, se pueden producir en la Zona de Subducción y en la Falla Ecuador-2 (Tabla 19).

4.3 DETERMINACIÓN DE LA INTENSIDAD (Y), Y DE LA ACELERACIÓN PICO EFECTIVA (Aa)

Para determinar el valor de intensidad “Y” en términos de aceleración primero que todo se determinó la relación de recurrencia para toda la región a calcular, obteniendo las regresiones expresadas en la tabla 20 y la tasa promedio de ocurrencia de sismos en cada falla (Tabla 17).

Tabla 20. Regresiones por el método de mínimos cuadrados y de máxima probabilidad.

Tipo de Regresión	Ecuación	Características
Mínimos cuadrados	Log N = 4.1529 – 0.3942 Ms	Parámetro b = 0.39
Máxima probabilidad	Log N = 4.1942 – 0.4187 Ms	Mu = 10.0

Mu = magnitud máxima esperada

Tabla 21. Tasa promedio de ocurrencia de sismos en cada falla

Falla	Longitud de la Falla (Km)	Ancho de la Falla (Km)	Ai (Km ²)	Vi (#s/a)
FFCO	384.81	40	15392.48	0.06250
SFRM	395.97	40	15838.88	0.06432
SFR	352.61	40	14104.24	0.05727
SFCP	353.61	40	14144.40	0.05744
SFJS	360.26	40	14410.40	0.05852
FRCH	313.20	40	12528.04	0.05087
FB	175.15	40	7006.08	0.02845
FT	115.40	40	4616.12	0.01874
EC1	245.52	40	9900.96	0.04021
EC2	347.59	40	13903.72	0.05646
EC3	233.58	40	9343.36	0.03794
SUBDUCCIÓN	609.47	80	48757.84	0.19799
BENIOFF	620.69	80	49655.44	0.20164

Se definió un área total de influencia de 400000 Km²., en un cuadrante comprendido entre 300000 y 1130000 coordenadas X de gauss y, entre 400000 y 900000 coordenadas Y de gauss; y se utilizaron las expresiones de atenuación empleadas en el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia para diferentes períodos de retorno (25, 50, 100 y 200 años), tanto para cabeceras municipales como para la grilla definida cada 10 Km. (Anexos E y F).

Adicionalmente, se tuvo en cuenta el espectro de respuesta propuesto en la norma sismo resistente del 98, donde se sugiere un factor de amortiguamiento para la estructura de 2.5. Adicionalmente, se trabajó con un amortiguamiento de 0.05 que corresponde a un 5% y su respectivo coeficiente de amplificación del amortiguamiento es de 1.9.

Comparando los valores de aceleración pico esperada calculadas para once cabeceras municipales asumiendo suelo firme y usando los coeficientes de amplificación para un período de retorno de 50 años y un amortiguamiento de 0.05, se puede determinar que las menores diferencias la tienen los cálculos realizados con las ecuaciones de atenuación Donovan 2 y la del promedio (Tabla 22, Figura 43).

Tabla 22. Valores de Aa calculados para once cabeceras municipales.

Valores de Aa para T = 50 años

CIUDAD	NORMA Aa	DONOVAN 1 Aa	DONOVAN 2 Aa	Mc GUIRE Aa	PROMEDIO Aa
BARBACOAS	0.40	0.17	0.25	0.22	0.23
BUESACO	0.30	0.29	0.38	0.33	0.36
CUMBITARA	0.25	0.23	0.31	0.27	0.29
EL CHARCO	0.40	0.17	0.24	0.21	0.22
IPIALES	0.30	0.30	0.39	0.34	0.37
LA UNION	0.30	0.25	0.33	0.29	0.32
PASTO	0.35	0.35	0.44	0.38	0.43
RICAUORTE	0.40	0.25	0.34	0.30	0.32
SAMANIEGO	0.30	0.36	0.46	0.40	0.44
TUMACO	0.40	0.22	0.30	0.26	0.28
TUQUERRES	0.30	0.33	0.42	0.37	0.41

Los cálculos de Aa realizados para todo el departamento de Nariño se ubicaron en unos mapas de contornos que nos permiten ver la zonificación de amenaza sísmica, siguiendo la misma escala usada en el Estudio General de Amenaza Sísmico de Colombia (Figuras 44, 45, 46 y 47).

Figura 43. Comparación de los valores de Aa, dados en la norma NSR-98 y los encontrados con diferentes ecuaciones de atenuación, para once cabeceras municipales del departamento de Nariño.

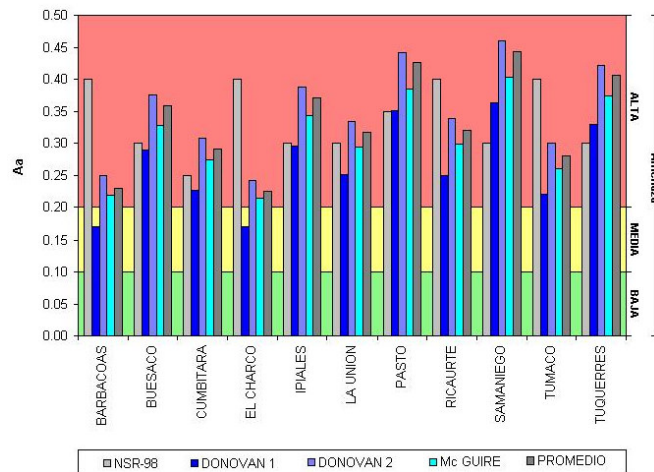


Figura 44. Mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación propuesta por Donovan (Dónovan 1) en la ecuación 80.

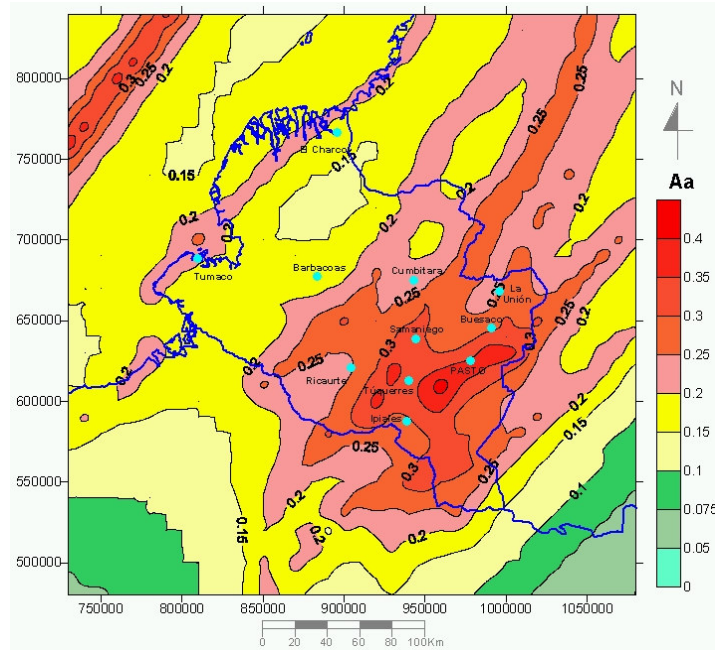


Figura 45. Mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación propuesta por Donovan (Dónovan 2) en la ecuación 81.

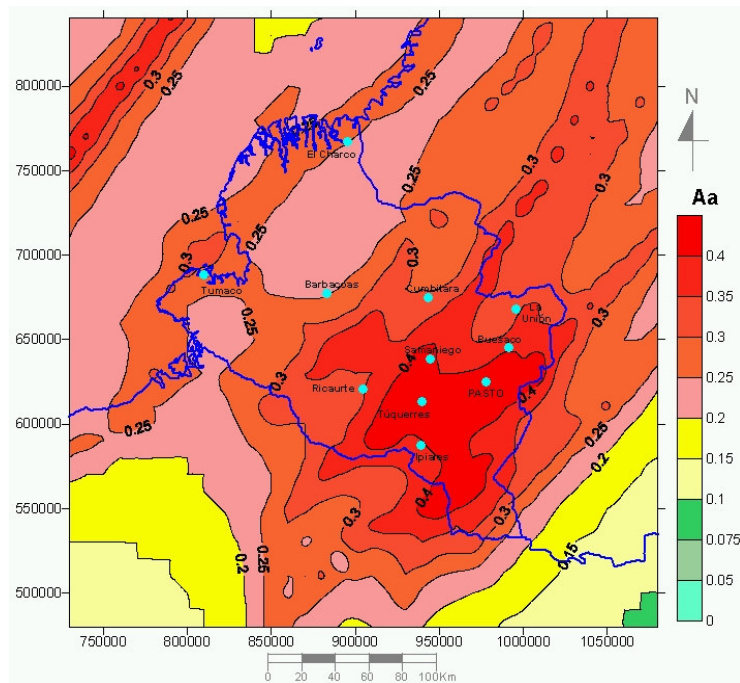


Figura 46. Mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación propuesta por Mc Guire.

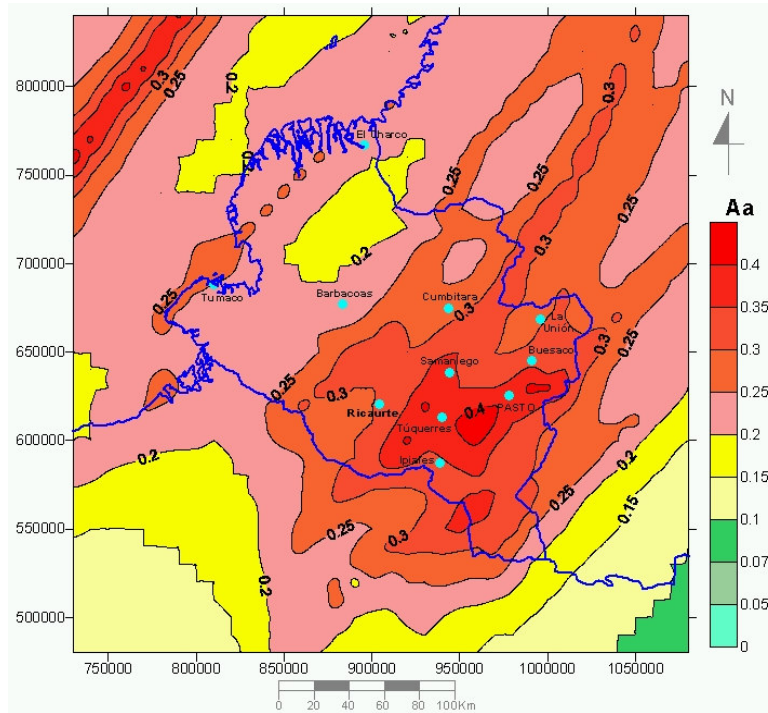
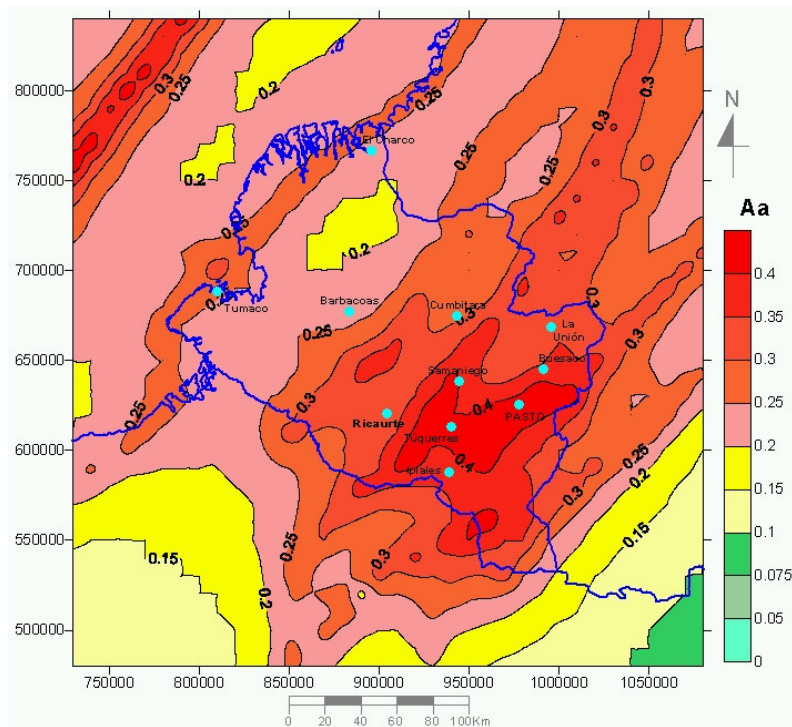


Figura 47. Mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación promedio.



Con el fin de tener una visión general de cada uno de los municipios que conforma el departamento de Nariño, estos se ubicaron en el mapa de aceleraciones pico efectivas en función de la ecuación de atenuación promedio (Figura 48, Tabla 23).

Figura 48. Ubicación de los municipios del departamento de Nariño en el mapa de aceleraciones pico efectivas para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, basados en la ecuación de atenuación promedio.

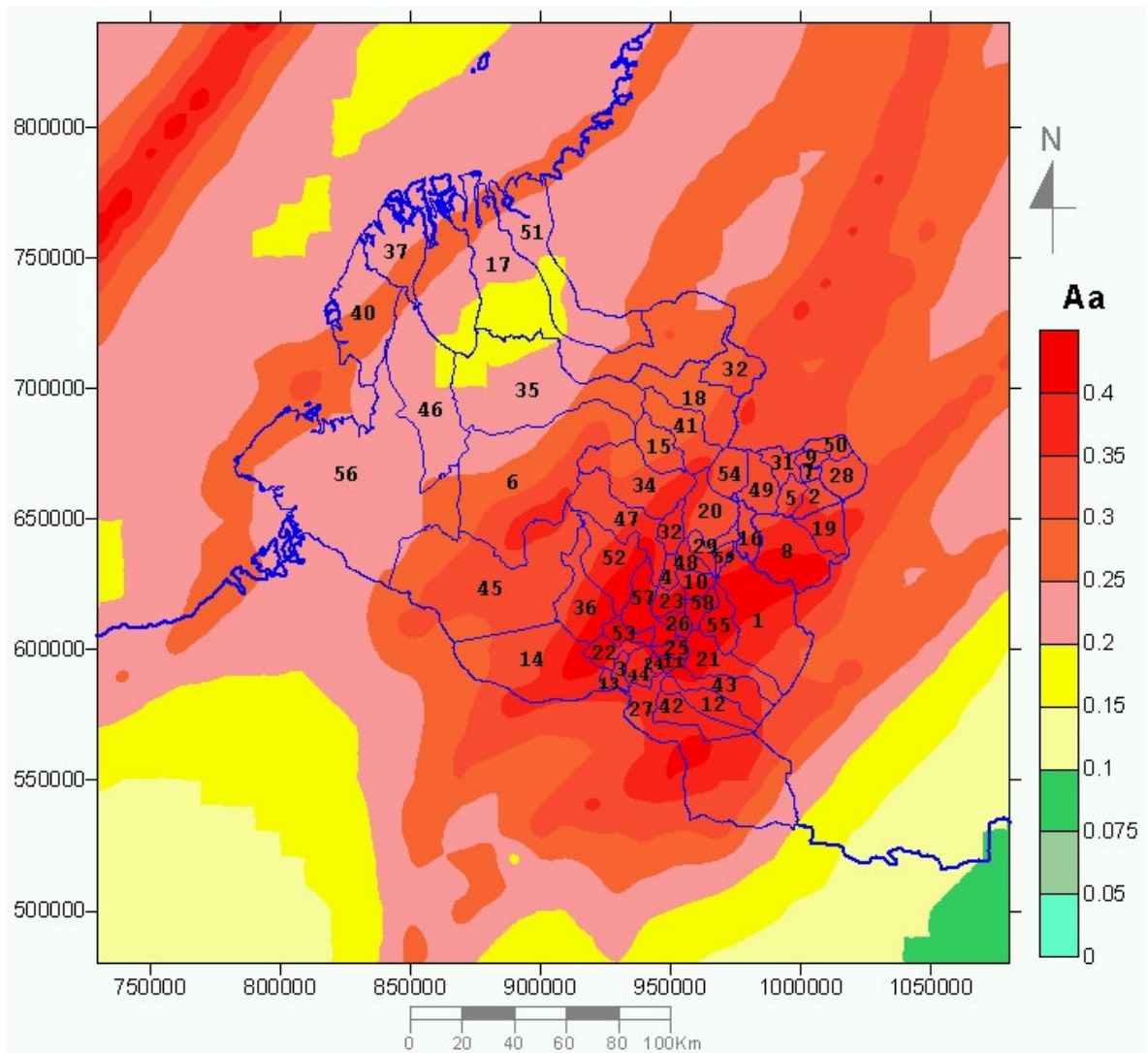


Tabla 23. Convención de los municipios del departamento de Nariño de acuerdo a la figura 48.

No.	MUNICIPIO	No.	MUNICIPIO	No.	MUNICIPIO
1	Pasto	21	Funes	41	Policarpo
2	Albán	22	Guachucal	42	Potosí
3	Aldana	23	Guaitarilla	43	Puerres
4	Ancuya	24	Gualmatán	44	Pupiales
5	Arboleda	25	Iles	45	Ricaurte
6	Barbacoas	26	Imues	46	Roberto Payán
7	Belén	27	Ipiales	47	Samaniego
8	Buesaco	28	La Cruz	48	Sandoná
9	Colón	29	La Florida	49	San Lorenzo
10	Consacá	30	La Llanada	50	San Pablo
11	Contadero	31	La Unión	51	Sn.P.de Cartago
12	Córdoba	32	Leiva	52	Santa Bárbara
13	Cuaspud	33	Linares	53	Santacruz
14	Cumbal	34	Los Andes	54	Sapuyes
15	Cumbitara	35	Magui	55	Taminango
16	Chachagüí	36	Mallaza	56	Tangua
17	El Charco	37	Mosquera	57	Tumaco
18	El Rosario	38	Olaya Herrera	58	Túquerres
19	El Tablón	39	Ospina	59	Yacuanquer
20	El Tambo	40	Francisco Pizarro		

5. CONCLUSIONES

El estudio de la amenaza sísmica está asociado con la probabilidad de excedencia de un parámetro descriptivo del sismo como puede ser la aceleración, la velocidad o el desplazamiento del terreno, es decir, la probabilidad de que uno de estos parámetros sea igualado o superado dentro de un tiempo de exposición prefijado.

Los estudios de amenaza sísmica revierten particular interés en el diseño de cualquier estructura de ingeniería (viviendas, túneles, puentes, presas, etc.) que se construya sobre una zona potencialmente activa desde el punto de vista sísmico, de manera que durante la vida útil de la estructura, ésta tenga las condiciones de sismo-resistencia especificadas para la máxima intensidad de un movimiento sísmico que se puede esperar en ese lugar durante el mismo lapso de tiempo compatible con su vida útil.

Las normas sismo-resistentes colombianas definen un espectro de diseño que esta determinado por la aceleración pico efectiva, A_a , como un parámetro del registro del movimiento fuerte del sismo

Los daños de efectos causados por la sacudida de un sismo en una zona determinada dependen de su severidad (amplitud de las ondas, contenido frecuencial y duración), de la distancia de la zona a la fuente sísmica, de las condiciones locales o efectos de sitio (suelos blandos, altos topográficos, etc.) y a la respuesta de las estructuras.

En consideración a la severidad cabe destacar la completitud del catálogo sísmico a partir de la información histórica e instrumental derivada de registros nacionales e internacionales, para la zona de estudio que involucra el departamento de Nariño, teniendo en cuenta que actualmente todos los sismos disponen de una magnitud M_s

El catálogo sísmico utilizado en este estudio para el departamento de Nariño involucró 2,296 sismos. El catálogo que se utilizó en el estudio de amenaza sísmica del país, el cual es la base de las normas sismo-resistentes colombianas contiene 11,088 sismos. Si se establece una relación porcentual de la cantidad de sismos empleadas en el presente estudio a partir del catálogo de la amenaza sísmica del país, se tiene un 20.62%, lo cual representa un número significativo de sismos.

Atendiendo a los efectos entre la fuente sísmica y el sitio a evaluar los efectos, se destacan dos aspectos, el primero relacionado con la profundidad focal y el segundo con la pérdida de energía a lo largo del viaje. Es reconocido que una de las mayores incertidumbres en la localización de un sismo está en la profundidad del mismo, lo cual tiene mayores implicaciones en sismos superficiales puesto que menor es la pérdida de energía desde la fuente sísmica; por esta razón la calidad de la localización juega un papel importante en la selección de los sismos. En cuanto a la pérdida de energía ésta contempla básicamente tres

mecanismos: dispersión geométrica, absorción inelástica y scattering; pero teniendo en cuenta el bajo conocimiento que se tiene del medio por el cual se propagan las ondas sísmicas resulta difícil poder cuantificar estos mecanismos, por lo cual, se involucran algunas expresiones de atenuación de otras regiones (Donovan y Mc Guire) ante la falta también de tener una expresión de atenuación propia a partir de acelerogramas. Si bien es cierto se pone de manifiesto una incertidumbre en el estudio, esta incertidumbre también ha estado presente en los demás estudios de amenaza sísmica que se han realizado en el país, incluyendo las normas colombianas de sismo-resistencia.

Los resultados obtenidos a nivel regional muestran en general, que el estudio de la amenaza sísmica que se tiene en las normas colombianas sismo-resistentes otorgarían un mayor margen de seguridad para los diseños estructurales en la región de la llanura del Pacífico Nariñense que corresponde a la zona con menor densidad de cabeceras municipales, debido a que toda esta zona se encuentra en amenaza alta con mayores valores del parámetro Aa; sin embargo, para la región Andina que es la zona con mayor densidad de cabeceras municipales se observa lo contrario. En este estudio, se destaca que los mayores valores de Aa se encuentran en la región Andina contrario a los de las normas colombianas de sismo-resistencia que los ubican en la región de la llanura del Pacífico.

Teniendo en cuenta que la amenaza sísmica primeramente cuantifica la ocurrencia de futuros eventos sísmicos y en segunda medida las acciones sísmicas asociadas como son las sacudidas del terreno, deslizamientos de tierra, licuación, maremotos entre otras, la región costera de Nariño aunque presenta menores valores de Aa, contempla una amenaza por la acción del mar en los efectos de maremotos y de licuación.

La definición de fuentes sismogénicas como regiones es una aproximación al comportamiento de la sismicidad en una región; sin embargo, las relaciones de recurrencia pueden dar valores no apropiados debido a la subjetividad en la selección de la región. Tal es el caso de la región subducción sur que dio una magnitud máxima esperada Ms de 13.25. Por lo anterior, se decidió determinar los valores intensidad y de aceleración pico efectiva con la zonas sismogénicas definidas como corredores de falla.

El sistema de falla del Río Magdalena es el que más aporta en la amenaza sísmica de la ciudad de Pasto con un 29.44% de contribución, luego le sigue el sistema de fallas de Romeral con un 25.01% de contribución. En las normas colombianas NSR-98 se establece que el mayor aporte proviene del sistema de fallas de la cordillera Oriental con un 38% de contribución, siguiéndole el sistema de fallas de Romeral con un 20.9% de contribución.

Para la ciudad de Ipiales, el mayor aporte de la amenaza sísmica deriva del sistema de fallas Cauca-Patía con un 23.02% y del sistema de fallas del Río Magdalena con un 19.80% de contribución.

Para la ciudad de Tumaco, el mayor aporte de la amenaza sísmica deriva de la falla Remolino-El Charco con un 33.52% y de la falla de Tumaco con un 13.69% de contribución.

6. RECOMENDACIONES

Urge la necesidad de contar con leyes de atenuación para la región de estudio, involucrando la dirección norte-sur (alineamiento de las cordilleras) y la dirección este-oeste a partir de medidas instrumentales (acelerógrafos) cuando se tenga suficiente información sísmica colectada, lo cual permitiría la validación de los estudios hechos hasta la fecha.

Como complemento a este tipo de trabajos, es indispensable los estudios de microzonificación sísmica al menos para las principales ciudades a fin de establecer el comportamiento del subsuelo ante la excitación sísmica y hacer los ajustes pertinentes al análisis de la amenaza sísmica.

Teniendo en cuenta que la región más poblada del departamento está en la zona andina y que en este sector se encontraron los valores más altos de aceleración pico efectiva, es necesario realizar estudios de microzonificación sísmica al menos en la ciudad capital.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AKI, Keiiti y RICHARDS, Paul G. **Quantitative Seismology Theory and Methods.** Volumen I. W.H. Freeman and Company. Estados Unidos, 1980.
- ARANGO C., Jorge L. y PONCE M., Alvaro. **Mapa Geológico del Departamento de Nariño.** Informe No. 1818. Bogotá. 1982
- ASOCIACIÓN COLOMBIANA DE INGENIERÍA. **Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo Resistente.** Tomo I. Capítulo A. Asociación Colombiana de Ingeniería. Bogotá, 1995.
- BULLEN, K. E. y BOLT, Bruce A. **An Introduction to the theory of Seismology.** Fourth edition. Cambridge University Press. 1993. Pag. 377-378.
- CALVACHE V., Marta L. y ORTEGA E., Adriana. Observaciones desde el helicóptero. Enjambre sísmico marzo 4 de 1995. Informe interno, Ingeominas. San Juan de Pasto, marzo de 1995.
- CARDONA O. **Estimación Holística del Riesgo Sísmico utilizando Sistemas Dinámicos Complejos.** Tesis Doctoral. Universidad de Cataluña. Barcelona. 2001. 301 p.
- CASAS-OSPINA, Libaniel. **El parámetro b como premonitorio de fases eruptivas en el volcán Nevado del Ruiz, período 1986-1990.** Universidad de Caldas, Facultad de Geología y Minas. INGEOMINAS, Observatorio Vulcanológico de Colombia. 1991.
- CASTILLO V., William y GUERRA S., Fernando. **Determinación del Riesgo Sísmico para el departamento de Nariño.** Tesis de Pregrado. Universidad de Nariño. Facultad de Ingeniería Civil. Pasto, 1987. 173 p.
- CERESIS. **Catálogo de Terremotos para América del Sur, Colombia.** 1985a.
- CERESIS. **Catálogo de Terremotos para América del Sur, Ecuador.** 1985b.
- CORTÉS J., Gloria P. y HURTADO A., Angel D. **El sismo del 4 de marzo de 1995, centro oriente del departamento de Nariño.** Informe interno preliminar. Ingeominas. San Juan de Pasto, marzo de 1995.
- GANSE, Robert A. y NELSON, John B. WORLD DATA CENTER A for Solid Earth Geophysics. Report SE-27. **Catalog of Significant Earthquakes 2000B.C. – 1979.** Including Quantitative Casualties and Damage. National Geophysical and Solar-Terrestrial Data Center. July 1981. Published by World Data Center A for Solid Earth Geophysics. U. S. DEPARTMENT OF COMMERCE. National Oceanic and Atmospheric

Administration. Environmental Data and Information Service. Boulder, Colorado 80303, USA.

DEWEY J. **Tectónica de Placas**. Deriva Continental y Tectónica de Placas. Segunda Edición. Seleccionadas de Scientific American. Madrid. 1976. pp 180-193.

GÓMEZ M., Diego M. y CORTÉS J., Gloria P. **Generalidades sobre el episodio sísmico de marzo de 1995 en el área de influencia del volcán Galeras**. Reporte Preliminar. Pasto. Marzo 19 de 1995.

GONZÁLEZ Humberto., NÚÑEZ Alberto. y PARÍS Gabriel. **Mapa Geológico de Colombia-Memoria explicativa**. INGEOMINAS. 1988. 71 p.

INGEOMINAS. **Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia**. Comité AIS300-Amenaza Sísmica. INGEOMINAS, Universidad de los Andes, Asociación Colombiana de Ingeniería. Publicación Especial INGEOMINAS. Bogotá, 1998.

INGEOMINAS, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto. **Episodio Sísmico de Alta Frecuencia, Marzo de 1995**. Reporte Preliminar. Marzo de 1995. Pasto.

LEE, W., y LAHR, J. **Hypo71pc: a computer program for determining hypocenters , magnitude and first motion pattern of local earthquake**. Servicio Geológico de los Estados Unidos. California. 1975.

LEE, W., y STEWART, S.W. **Principles and applications of microearthquake networks**. Academic Press. Londres. 1981.

MURCIA L. Armando y CEPEDA V., Héctor. **Mapa Geológico de Colombia, Plancha 429-Pasto**. Memoria Explicativa. INGEOMINAS. Bogotá, 1991.

MURCIA L. Armando y CEPEDA V., Héctor. **Mapa Geológico de Colombia, Plancha 410-La Unión**. Memoria Explicativa. INGEOMINAS. Bogotá, 1991.

OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO DE PASTO. **Episodio Sísmico de alta frecuencia marzo de 1995**. Reporte preliminar. Marzo de 1995. Pasto

ORDOÑEZ V., Milton y REY, Carlos A. **Deformación asociada al sismo del 4 de marzo de 1995 en el volcán Galeras**. Ingeominas. Informe interno. San Juan de Pasto, marzo de 1995.

RAMÍREZ, Jesús Emilio, S.J. **Historia de los Terremotos en Colombia**. Instituto Geofísico Agustín Codazzi. 1975.

- RAMÍREZ, Jesús Emilio, S.J. **Historia del Instituto Geofísico al conmemorar sus 35 años.** Antecedentes y Fundación septiembre 27 de 1941. Universidad Javeriana. Bogotá, Colombia. 1977.
- RAMÍREZ, Jesús Emilio, S.J. **Historia del Insituto Geofísico al conmemorar sus 35 años.** Los años de la Guerra, 1941-1945 y Consolidación del Instituto Geofísico, 1946-1950. Universidad Javeriana. Bogotá, Colombia. 1977.
- RAMÍREZ, Jesús Emilio, S.J. y GOBERNA, José Rafael. **Terremotos Colombianos Noviembre 23 y Diciembre 12 de 1979.** Instituto Geofísico de los Andes Colombianos. Universidad Javeriana. Serie A: Sismología No. 45. Bogotá, 1980. 95 p.
- RODRIGUEZ G., Ignacio. **Estudios geográficos sobre el departamento de Nariño.** Imprenta del departamento. Pasto, 1959.
- RED SISMOLÓGICA NACIONAL DE COLOMBIA. **Actualización y Análisis del Catálogo de Sismos de Colombia.** Catálogo de Sismos de Colombia, Datos de Hipocentros e intensidades 1566-1995. Informe Interno. Santa Fe de Bogotá, noviembre de 1995
- ROMERO L., Jaime A. **Aproximación a la Neotectónica de la Región del Volcán Galeras-Colombia.** Tesis de Post-grado. Universidad de Barcelona. Barcelona, 1997.
- RÜTTENER E. **Earthquake hazard evaluation for Switzerland.** Geophysique No. 29. Zurich. 1995. 133 p.
- SARRIA, Alberto. **Ingeniería Sísmica.** Ediciones Uniandes y Ecoe Ediciones. Santa Fe de Bogotá, 1995. 553 p.
- SAUTER, Franz F. **Fundamentos de Ingeniería Sísmica I.** Introducción a la Sismología. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Costa Rica. Pag. 89-106.
- UDÍAS V., Agustín y MÉZCUA R., Julio. **Fundamentos de Sismología.** UCA Editores. San Salvador, El Salvador. 1997.
- UTSU, T. **A statistical study on the occurrence of aftershocks, geophysical magnitude.** Tokyo, 30. 1961. pp. 521-603.

ANEXOS

Anexo A. Catálogo de sismos

REGION: Nariño, 0.5°-3.5° Lat. N, 76°-79° Long W

TIEMPO DE LA VENTANA: 1541 - 2003

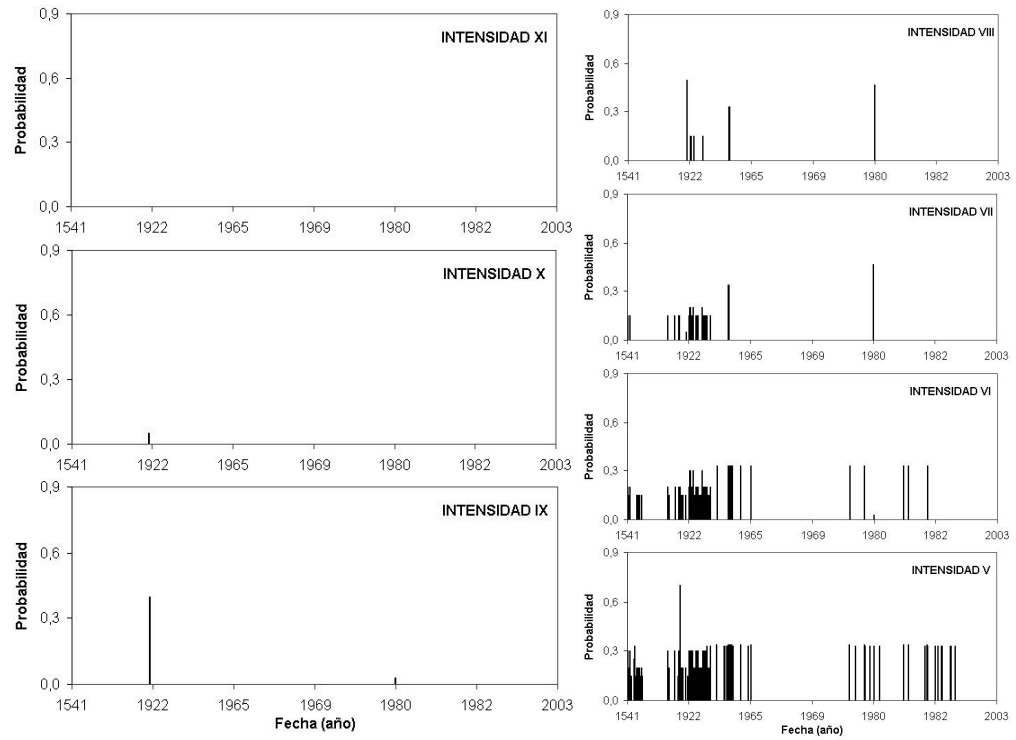
FORMATO: Columna 1: Código
Columna 2: Año
Columna 3: Mes
Columna 4: Día
Columna 5: Hora
Columna 6: Minuto
Columna 7: Segundo
Columna 8: Latitud (grados)
Columna 9: Longitud (grados)
Columna 10: Profundidad del sismos (Kilómetros)
Columna 11: Magnitud de ondas de cuerpo (mb)
Columna 12: Magnitud de ondas de superficie (Ms)
Columna 13: Magnitud de momento (Mw)
Columna 14: Magnitud de duración (Md)
Columna 15: Magnitud local (ML)
Columna 16: Intensidad en la escala de Mercalli modificada
Columna 17: Error en la determinación de la intensidad
Columna 18: Error en el epicentro
Columna 19: Error en la profundidad
Columna 20: Fuente de la información

Anexo B. Catálogo de sismos por sitios

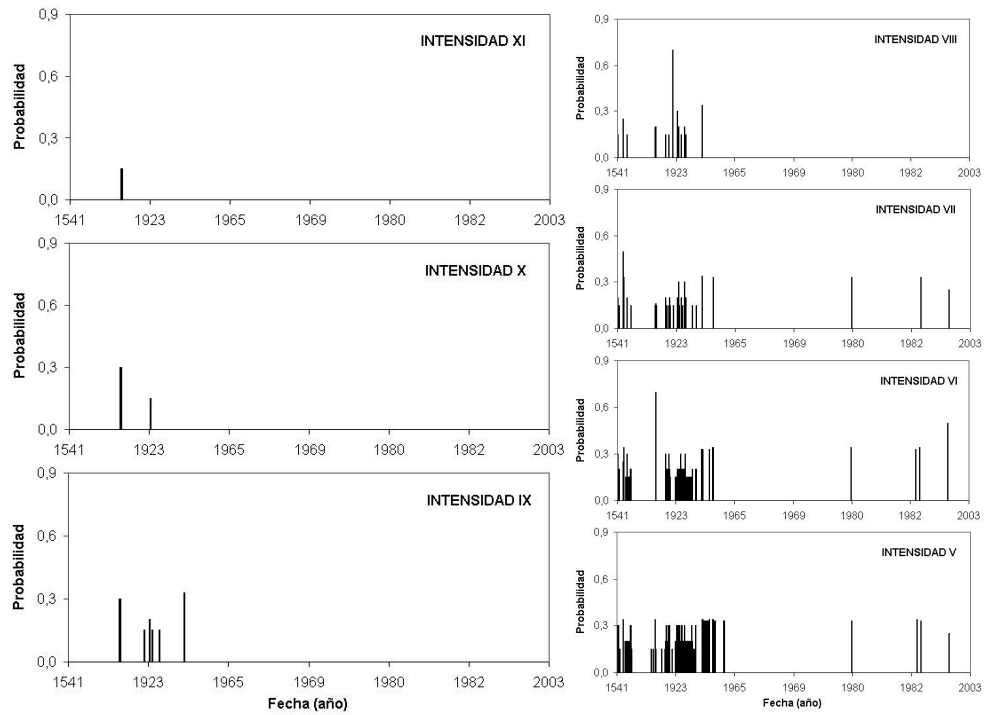
Figuras del catálogo de sismos por sitios con intensidades entre V y XI, para los 13 sitios escogidos (en orden alfabético). Estas figuras muestran la probabilidad de ocurrencia calculada para los diferentes grados de intensidad.

Los sitios seleccionados son: Barbacoas, Buesaco, Cumbitara, El Charco, Guapi, Ipiales, La Unión, Pasto, Popayán Ricaurte, Samaniego, Tumaco y Túquerres.

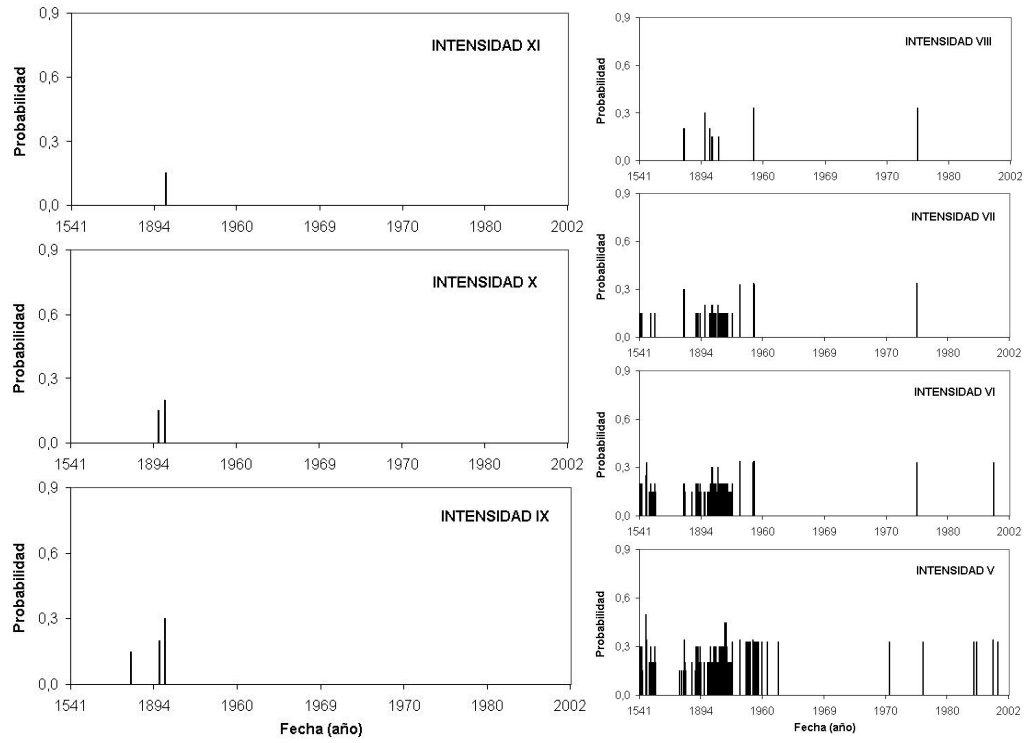
Barbacoas



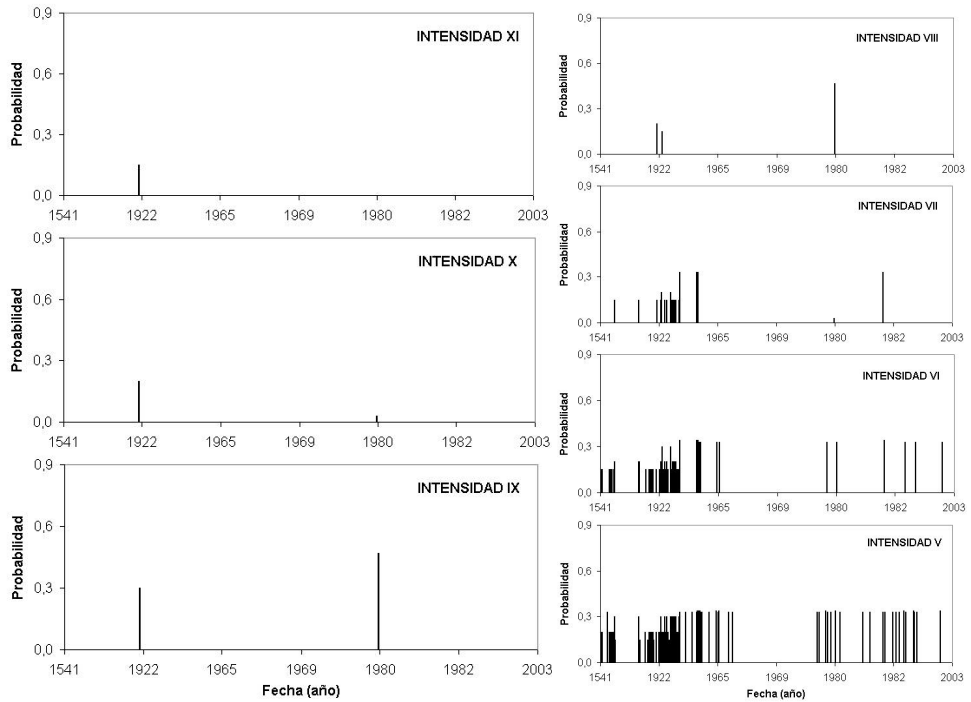
Buesaco



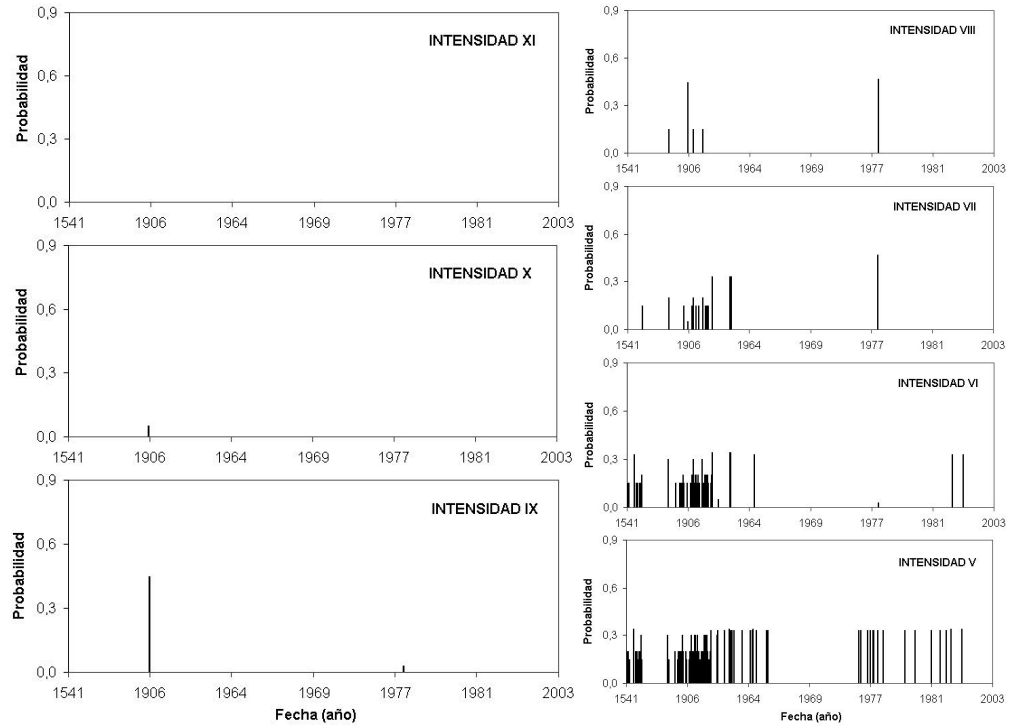
Cumbitara



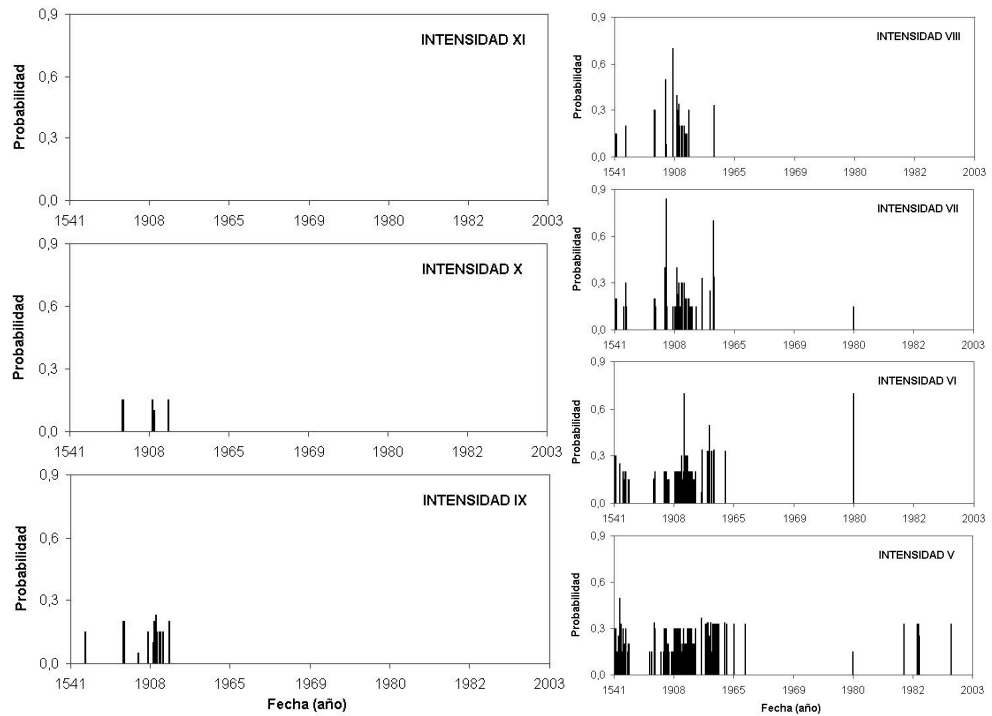
El Charco



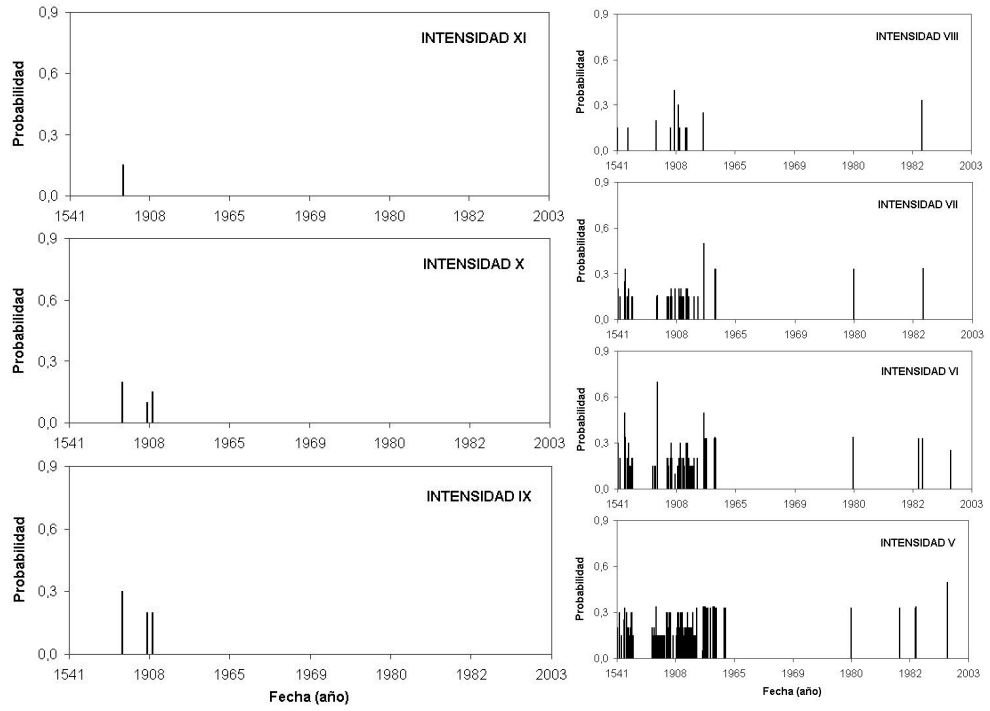
Guapi



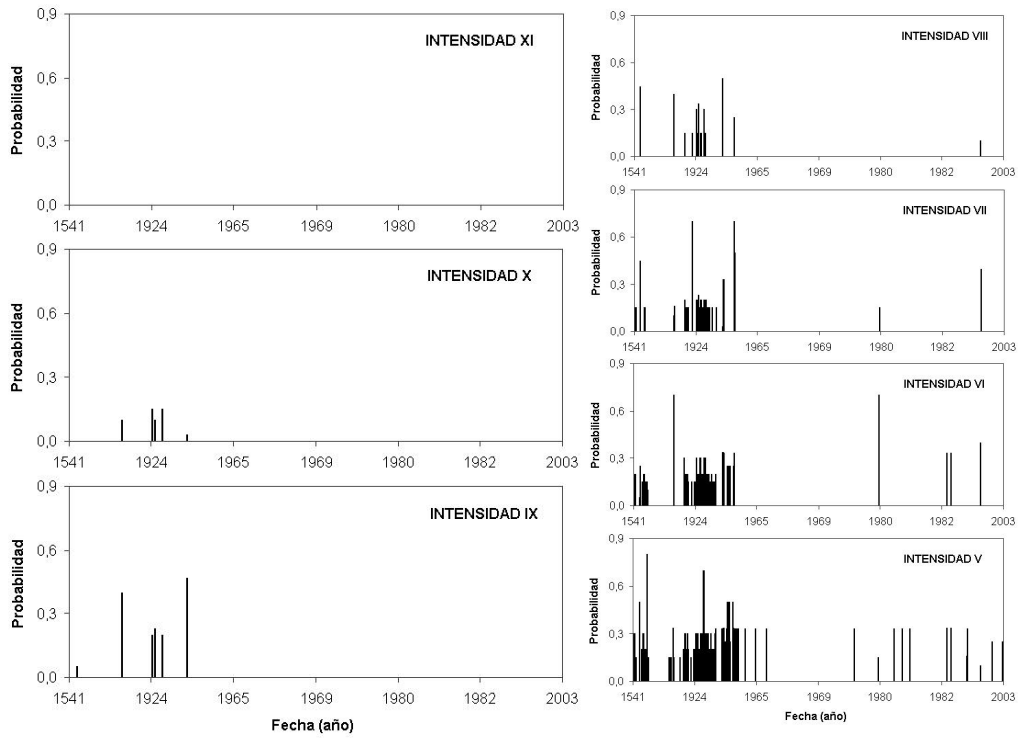
Ipiales



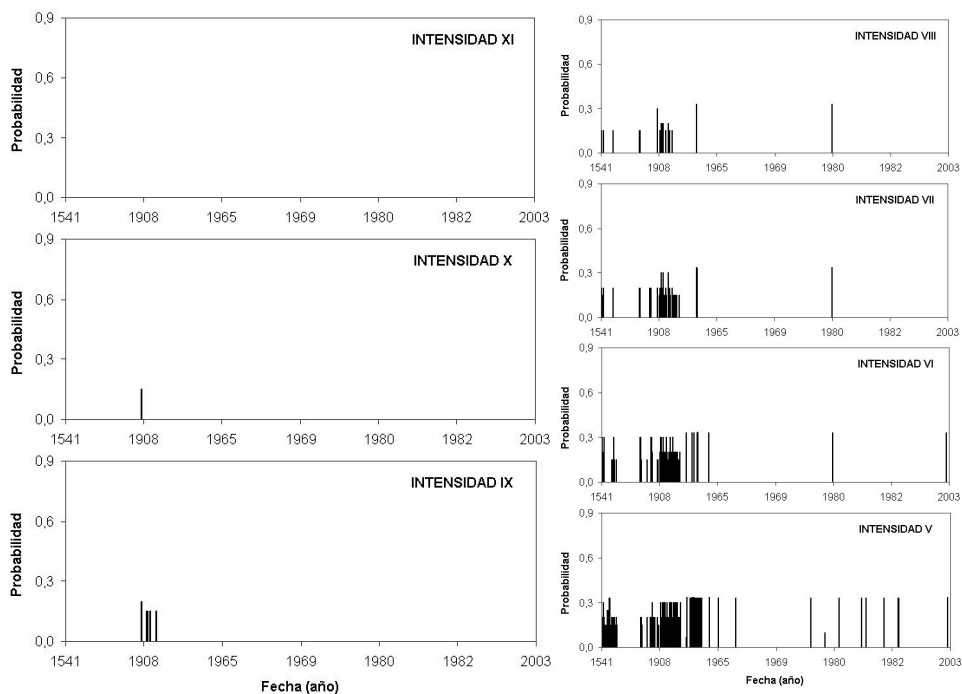
La Unión



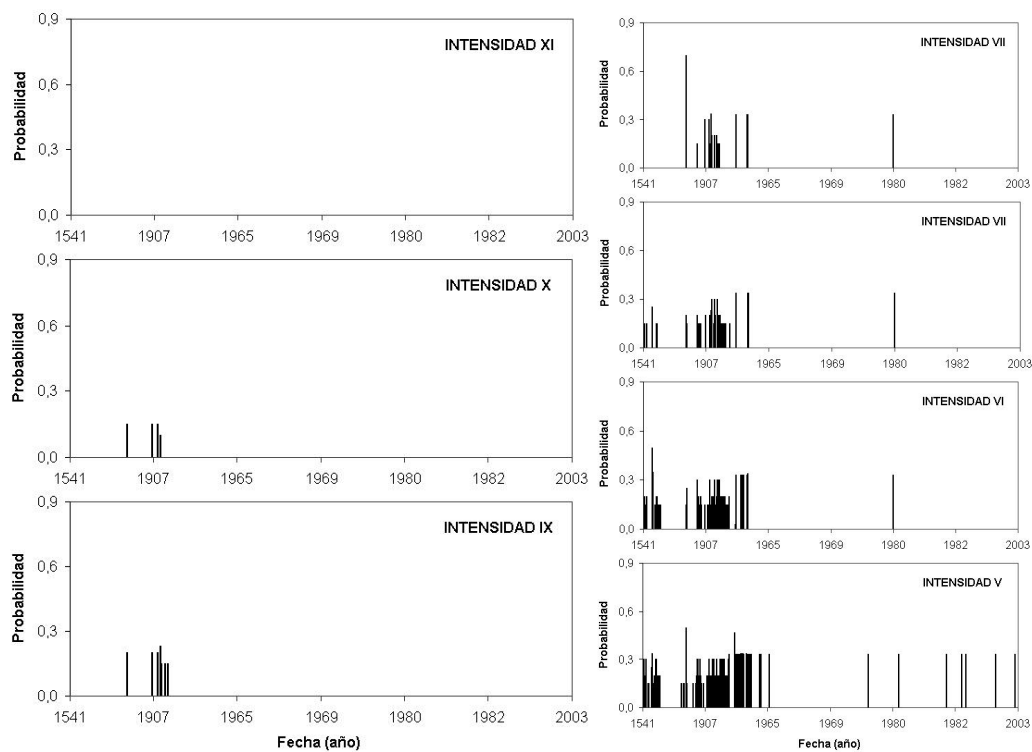
Pasto



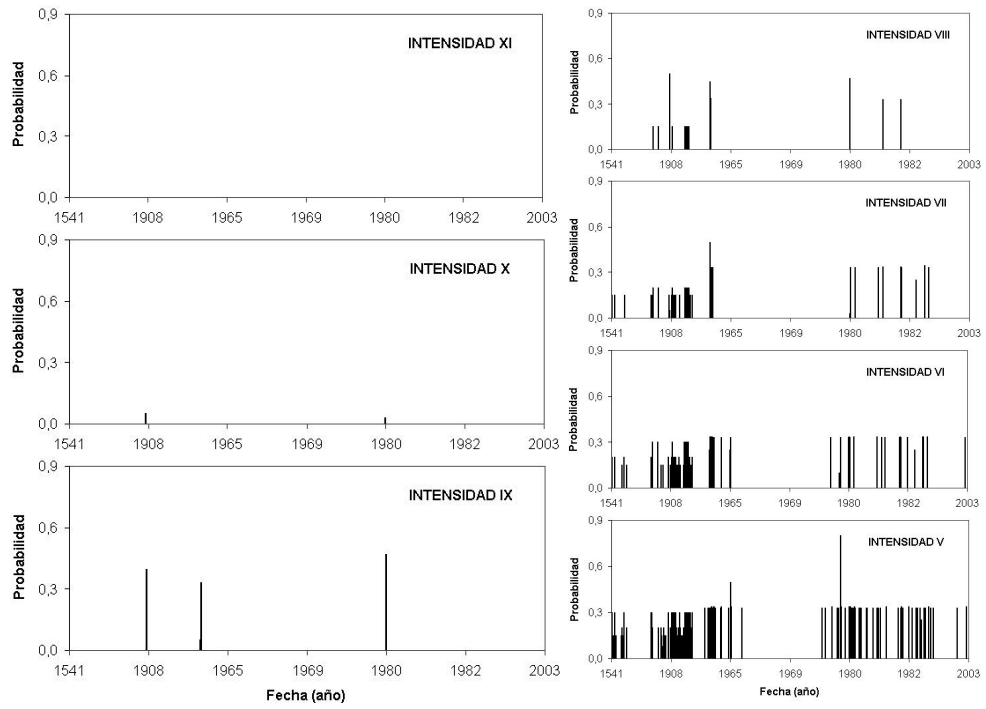
Ricaurte



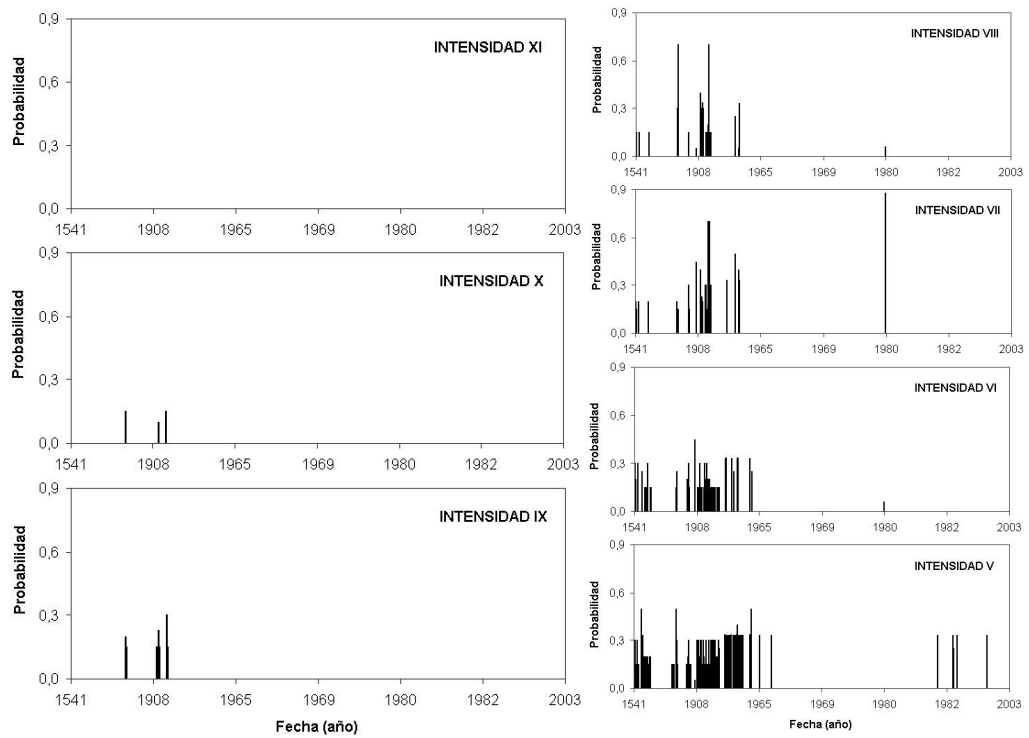
Samaniego



Tumaco

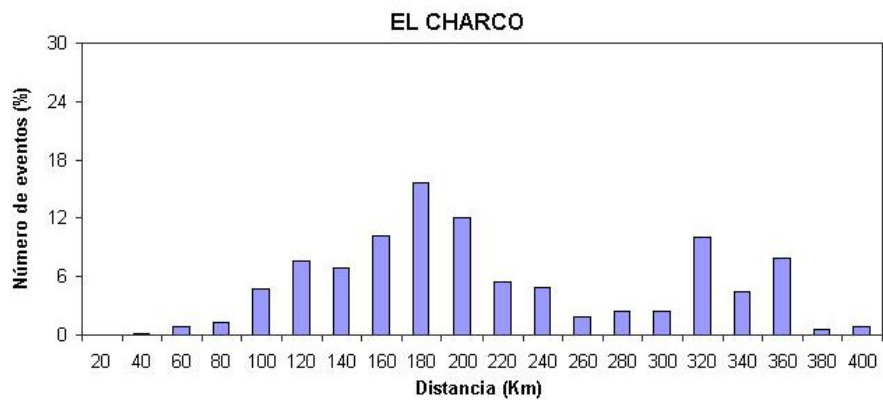
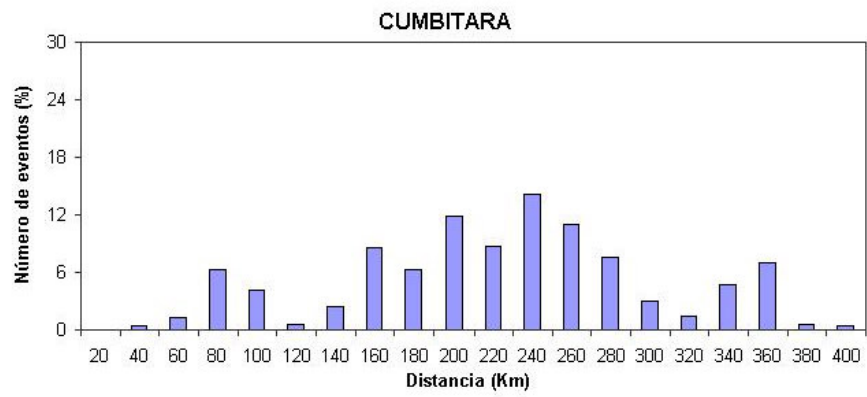
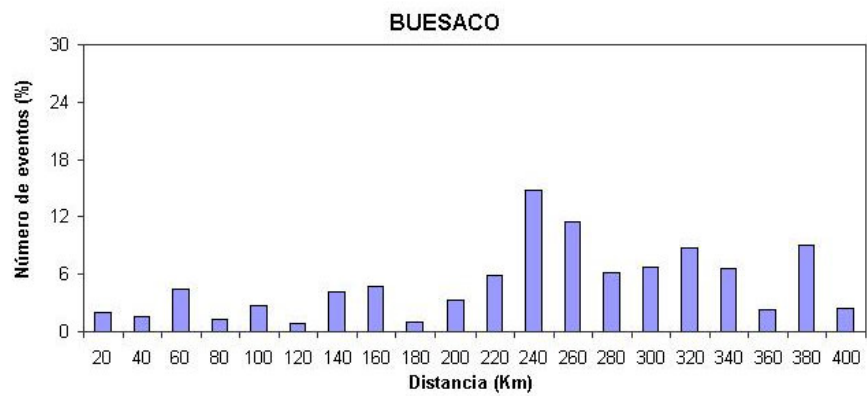
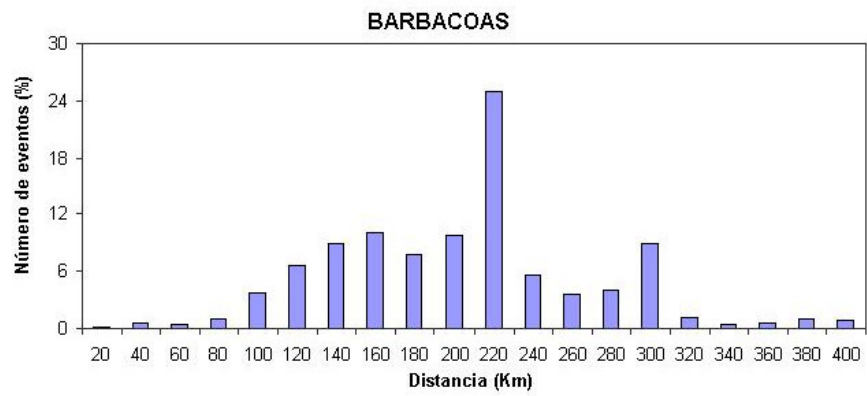


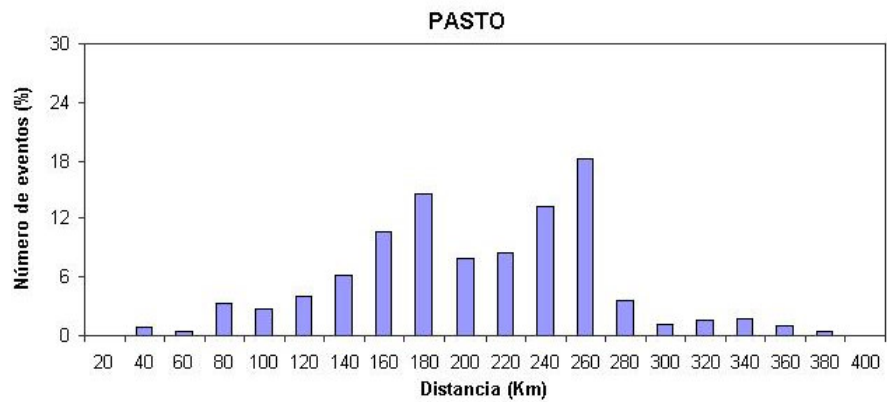
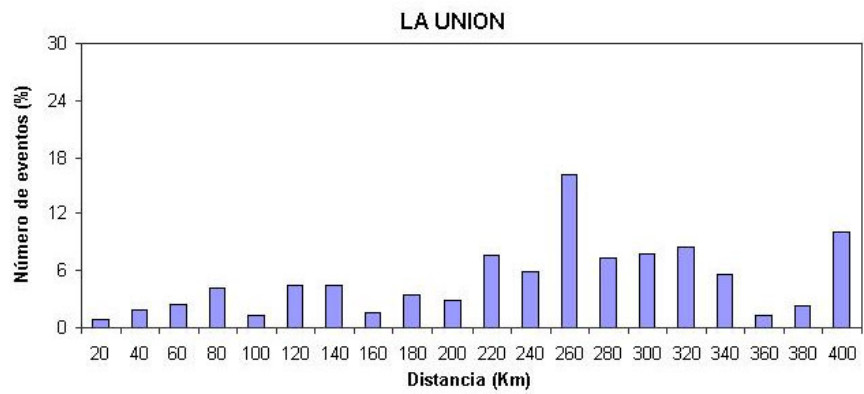
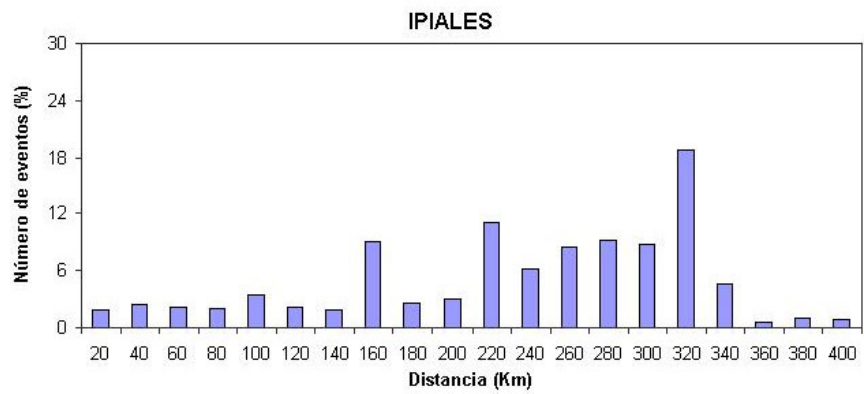
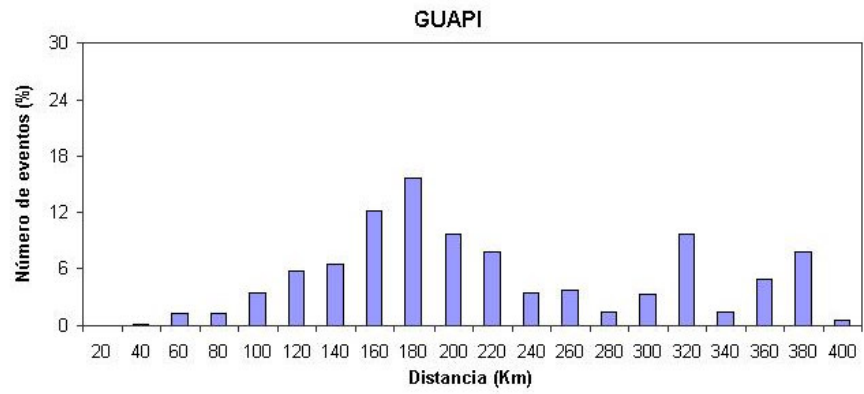
Túquerres

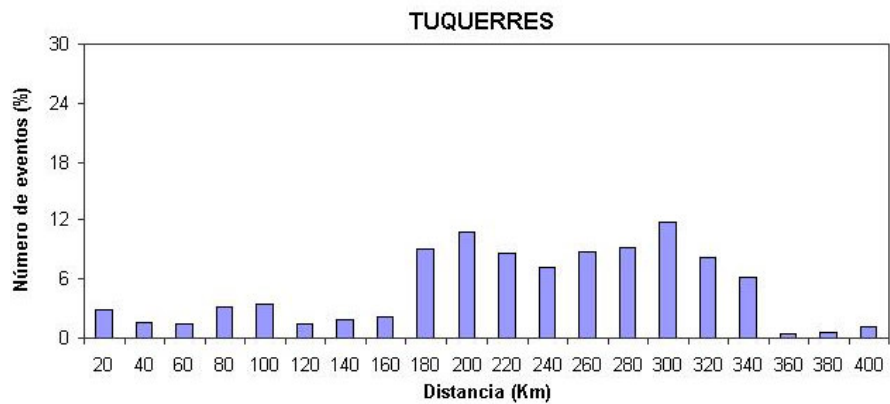
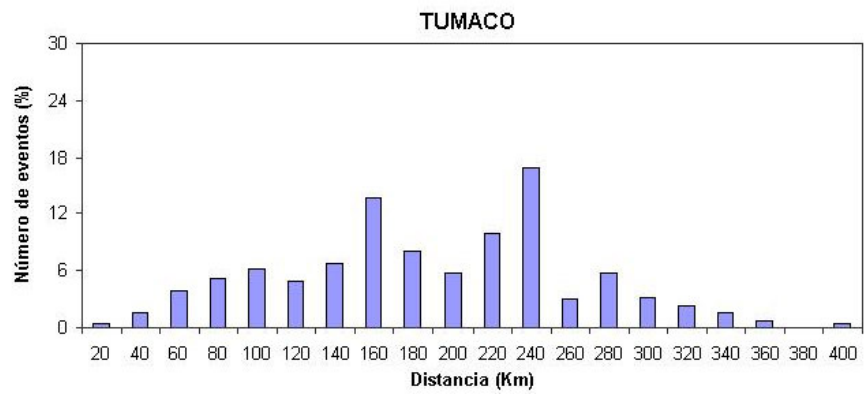
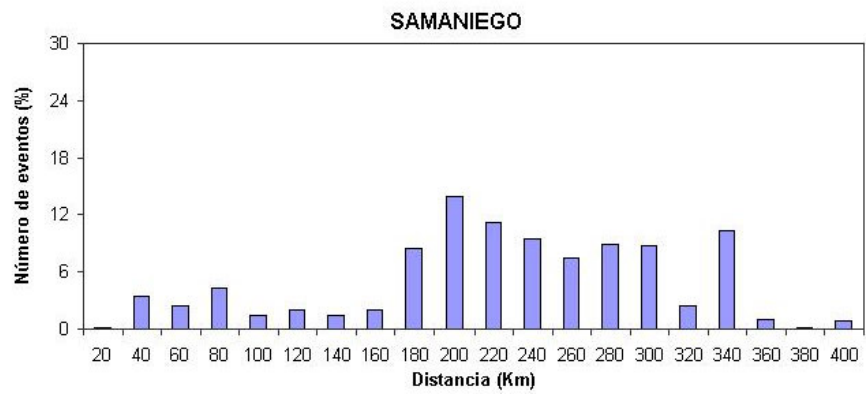
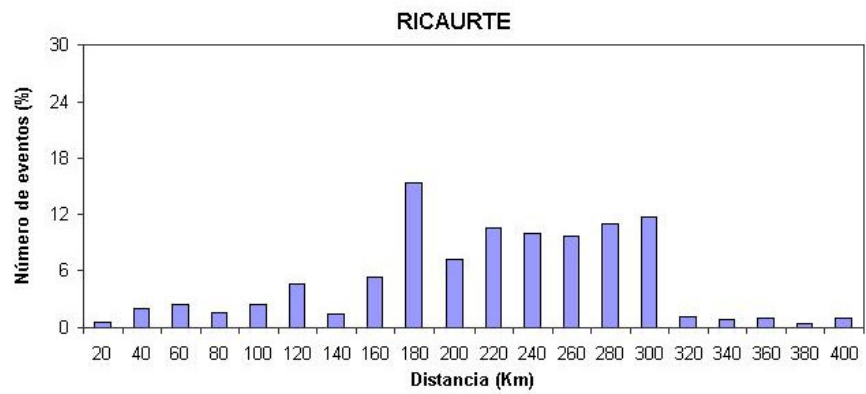


Anexo C. Distribución por distancia del catálogo de sismos por sitios a los epicentros.

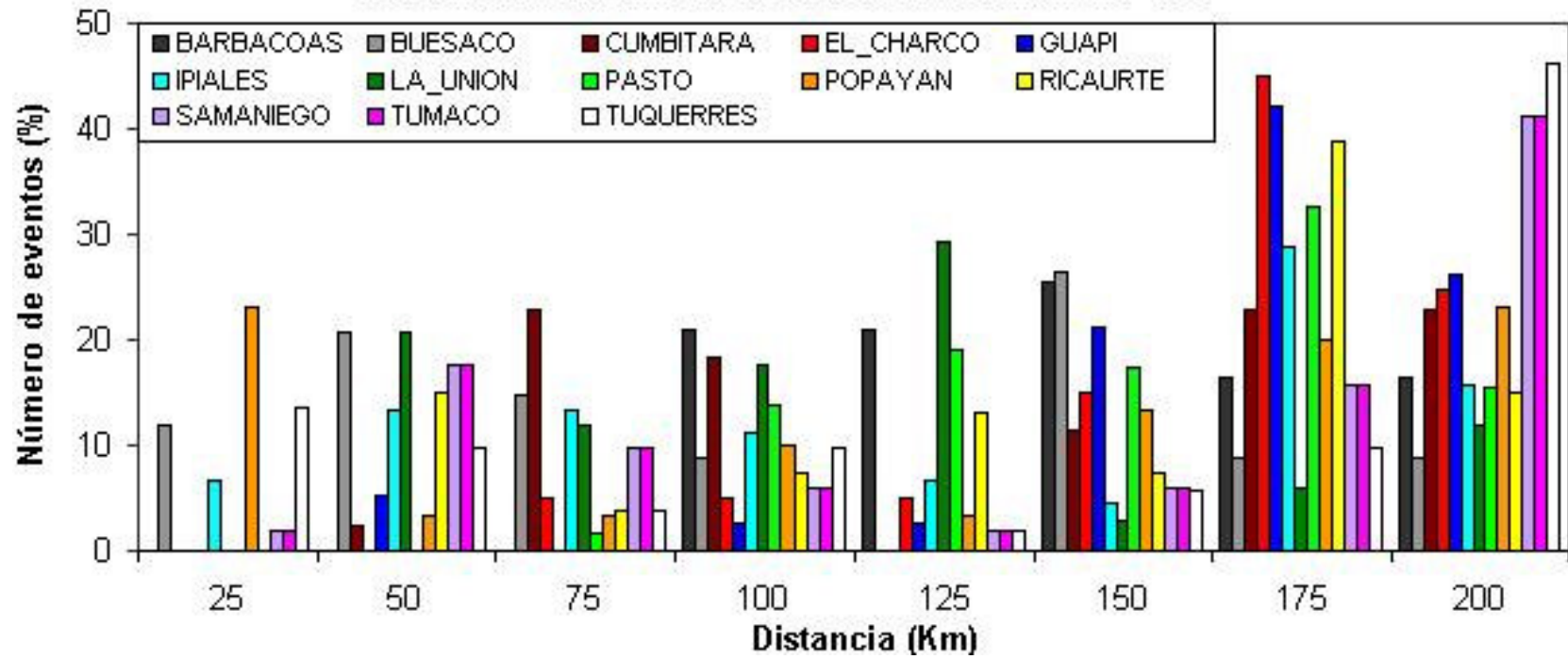
Las figuras muestran la distribución por distancia de los sitios escogidos respecto a los epicentros de los sismos que presentaron una intensidad $\geq V$. Y la distribución por distancia de los sitios escogidos respecto a los epicentros de los sismos que presentaron una intensidad $\geq VIII$.







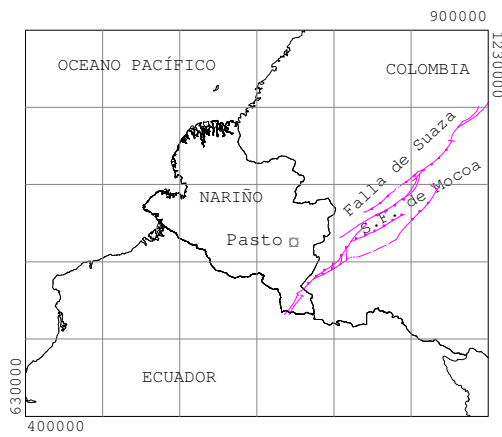
DISTRIBUCIÓN POR DISTANCIA PARA I>VIII



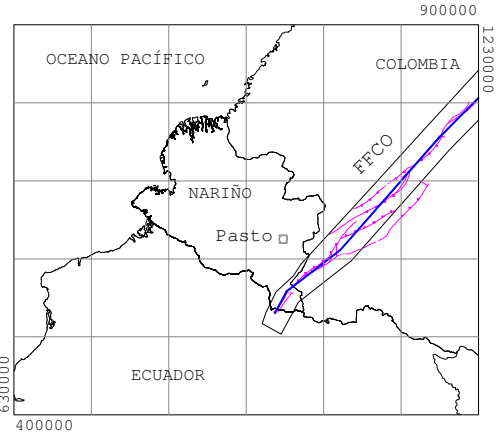
Anexo D. Análisis de lineamientos de falla en el sur-occidente del país y su respectiva asociación a una falla o sistema de falla con su corredor.

Las figuras muestran los diferentes lineamientos de falla para cada una de las Fallas o Sistemas de Falla asociadas y su respectivo corredor.

FALLA FRONTAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL

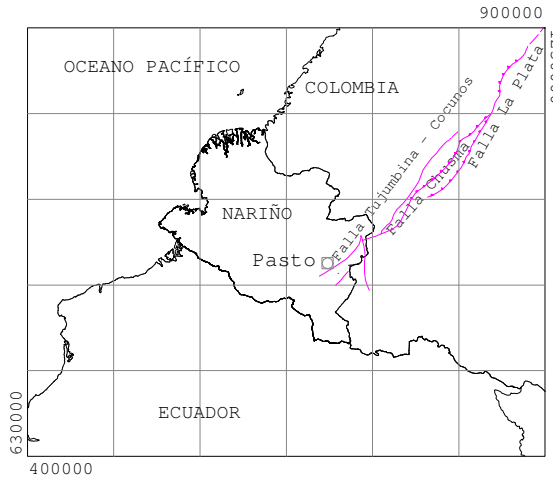


0 50 100 200 Km

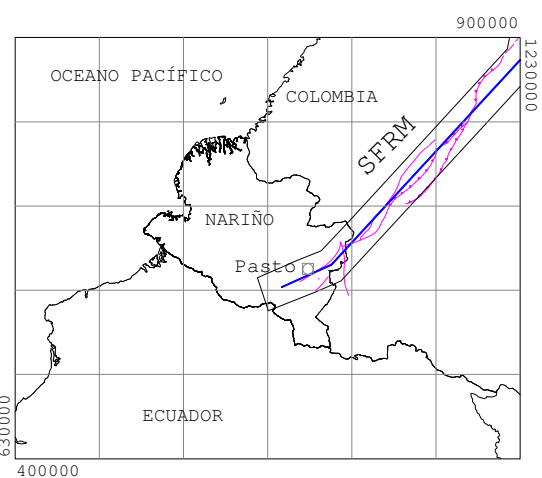


0 50 100 200 Km

SISTEMA DE FALLAS DEL RÍO MAGDALENA

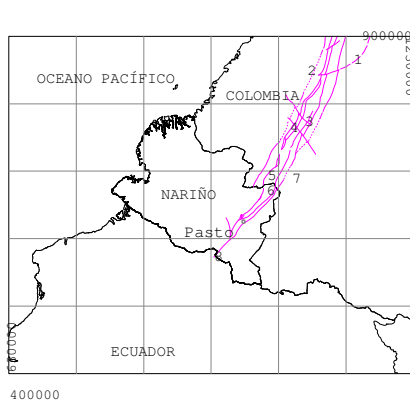


0 50 100 200 Km



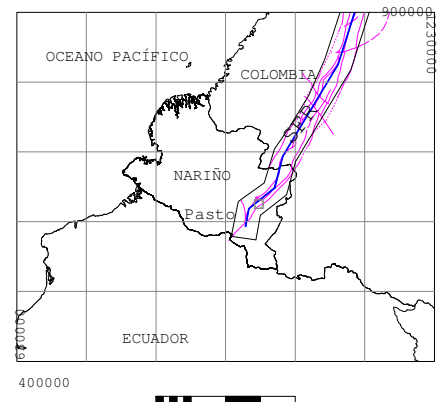
0 50 100 200 Km

SISTEMA DE FALLAS DE ROMERAL



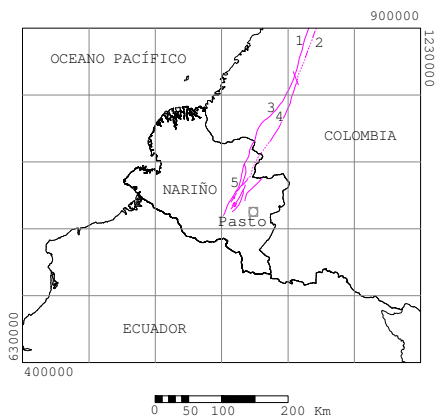
0 50 100 200 Km

- (1) Falla Miranda
- (2) Falla Quebrada Nueva
- (3) S.F. Romeral
- (4) S.F. Cuaca-Romeral
- (5) Falla Bolivar-Almaguer
- (6) Falla el Rosal
- (7) S.F. Silvia-Totoro
- (8) Falla Guáitara

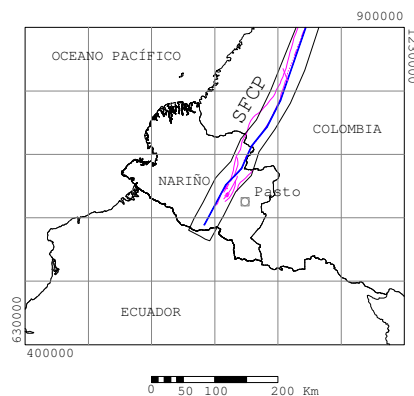


0 50 100 200 Km

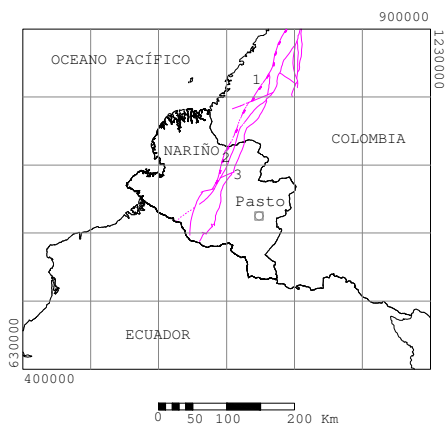
SISTEMA DE FALLAS CAUCA-PATÍA



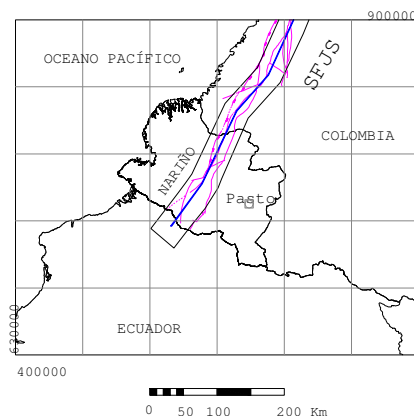
- (1) Falla Santana
- (2) Falla Rio Cauca
- (3) Falla Bellavista-Rio Bravo
- (4) S.F. Rio Cauca
- (5) Falla El Palmar



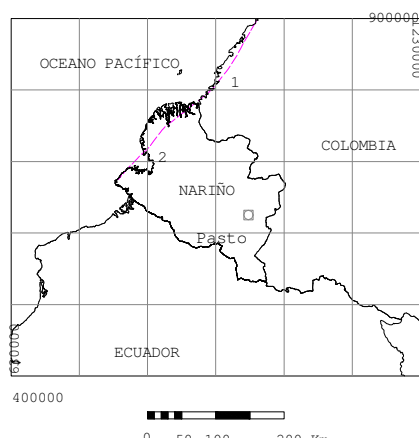
SISTEMA DE FALLAS JUNIN-SAMBIAMBI



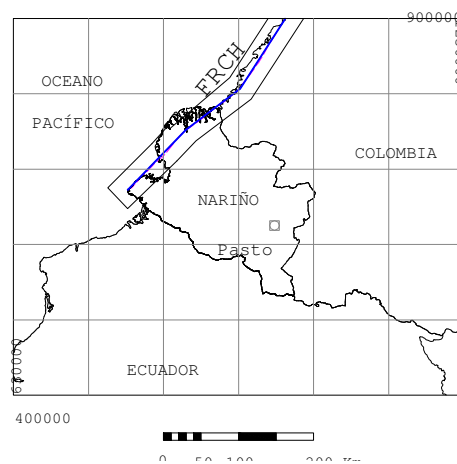
- (1) Falla El Tambor
- (2) Falla Junin-Sambiambi
- (3) Falla Piedrancha-Rio Mira



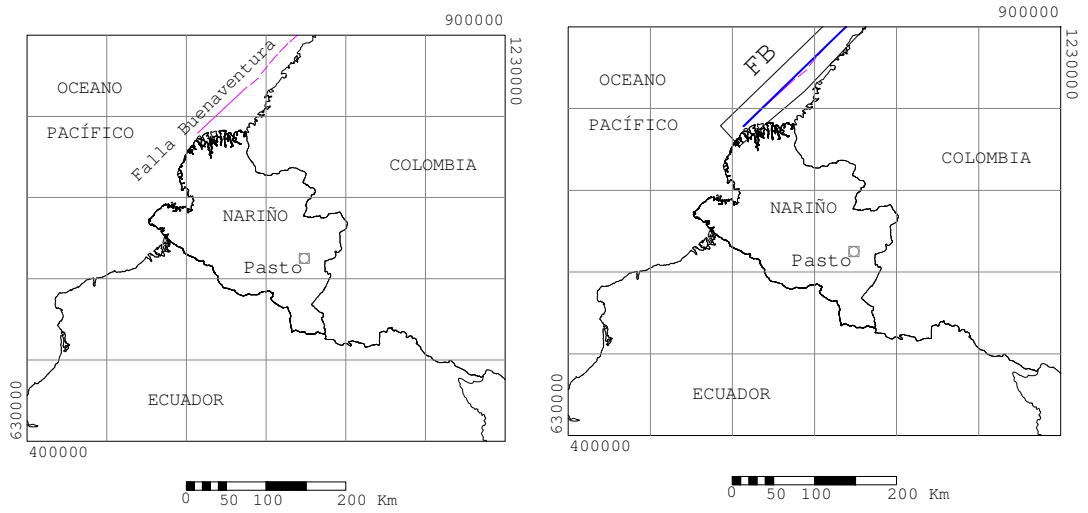
FALLA REMOLINO-EL CHARCO



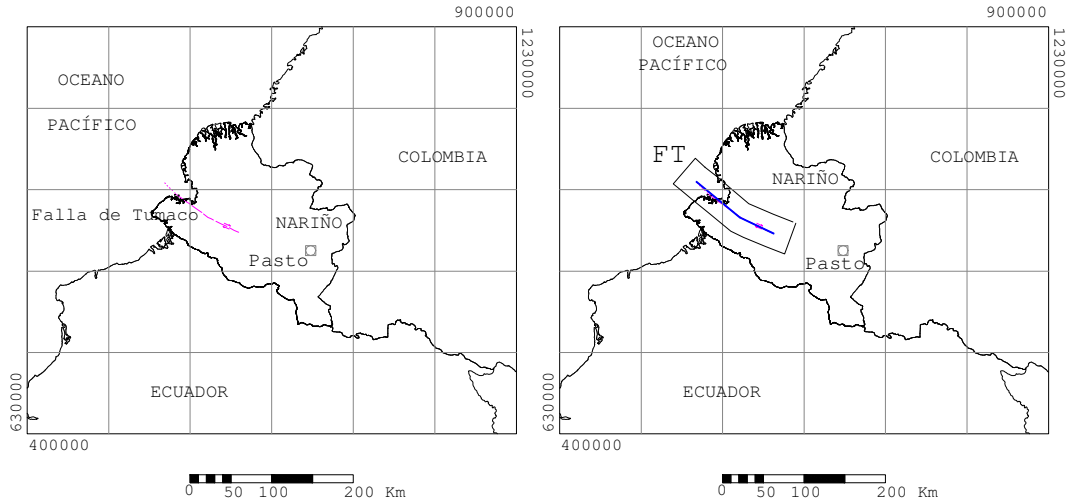
- (1) Falla Naya-Micay
- (2) Falla Remolino-Charco



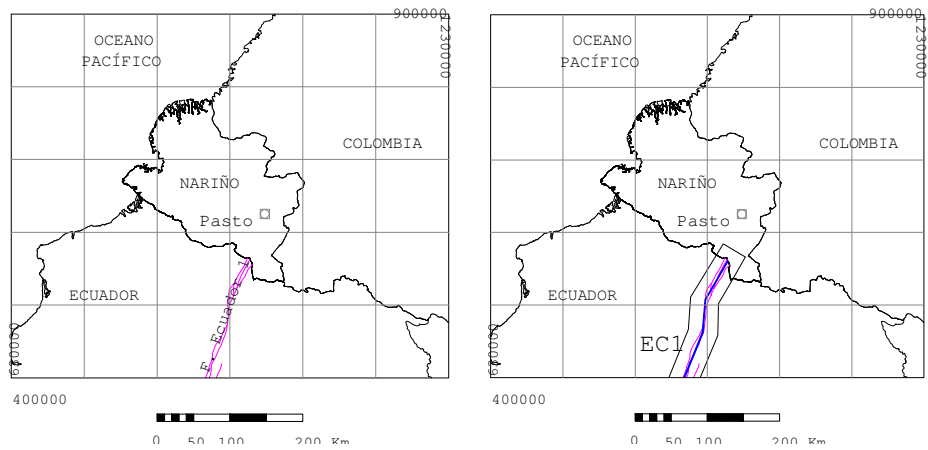
FALLA DE BUENAVENTURA



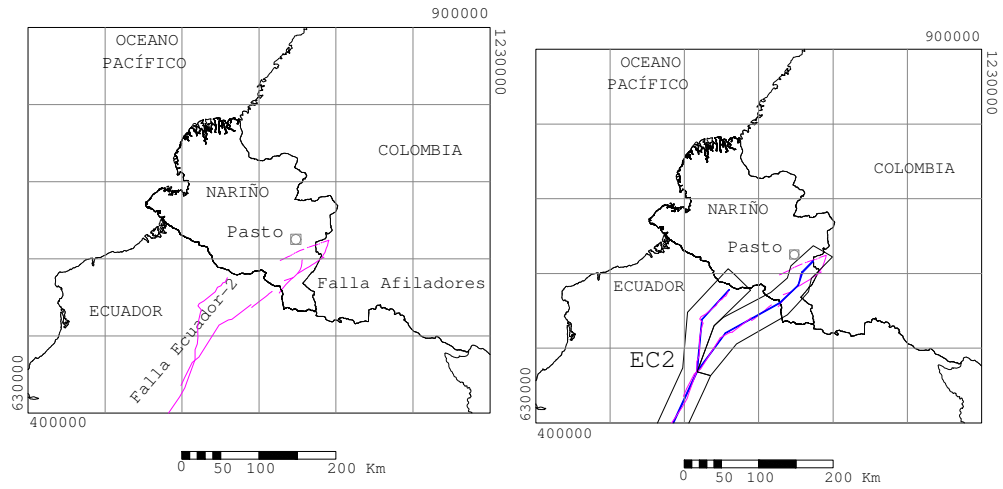
FALLA DE TUMACO



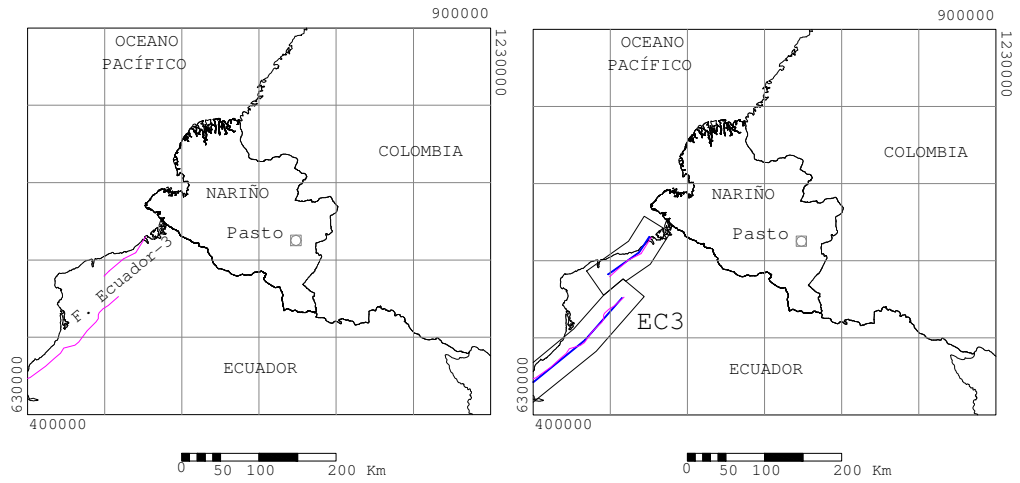
FALLA ECUADOR-1



FALLA ECUADOR-2



FALLA ECUADOR-3



Anexo E. Cálculo de la Aceleración Pico Efectiva (A_a) para once cabeceras municipales.

Anexo F. Aceleraciones Pico Efectivas encontradas para el departamento de Nariño, en una grilla de cada 10 Km.