CARACTERIZACIÓN DEL RÉGIMEN SÍSMICO Y PROCESOS DE DEFORMACIÓN CORTICAL ACTUAL EN LA ESQUINA NOROCCIDENTAL DE SURAMÉRICA Y ZONAS ALEDAÑAS

VICTOR DANIEL MORENO IBARGÜEN

COD: 20072025060

UNIVERSIDAD DISTRITAL FRANCISCO JOSÉ DE CALDAS

FACULTAD DE INGENIERÍA

INGENIERÍA CATASTRAL Y GEODESIA

BOGOTÁ D.C, COLOMBIA

2019

CARACTERIZACIÓN DEL RÉGIMEN SÍSMICO Y PROCESOS DE DEFORMACIÓN CORTICAL ACTUAL EN LA ESQUINA NOROCCIDENTAL DE SURAMÉRICA Y ZONAS ALEDAÑAS

VICTOR DANIEL MORENO IBARGÜEN
COD: 20072025060

Trabajo de Grado como requisito parcial para optar por el titulo de:
INGENIERO CATASTRAL Y GEODESTA

Director:
Msc. ROBINSON QUINTANA PUENTES

Codirector :
PhD. ELKIN DE JESÚS SALCEDO HURTADO.
Director del Observatorio Sismológico y Geofisico del Sur Occidente Colombiano
UNIVERSIDAD DEL VALLE

Revisor:
Msc.LUIS FERNANDO GÓMEZ

UNIVERSIDAD DISTRITAL FRANCISCO JOSÉ DE CALDAS
FACULTAD DE INGENIERÍA
INGENIERÍA CATASTRAL Y GEODESIA
BOGOTÁ D.C, COLOMBIA
2019

NOTA DE ACEPTACIÓN

_____

_____

_____

_____

DIRECTOR

_____

JURADO

AGRADECIMIENTOS

Primeramente agradezco a DÍOS todopoderoso, por darme la vida y salud necesaria para emprender y culminar este proyecto, sin el no hubiese sido posible alcanzar este objetivo.

Quiero agradecer grandemente y de todo corazón al Dr. ELKIN DE JESUS SALCEDO HURTADO por ser mi director externo y mentor, por su enorme apoyo, por proporcinar los conocimientos claves que fueron el pilar para el desarrollo de este proyecto al igual que orientación durante todo el desarrollo de este trabajo.

Agradezco por todo el apoyo durante el desarrollo de este trabajo al director interno Dr. ROBINSON QUINTANA PUENTES, por motivarme constantemente a alcanzar este objetivo.

Agradezco al revisor Msc. LUIS FERNANDO GÓMEZ RODRÍGUEZ por su paciencia y apoyo durante el desarrollo de este trabajo.

Agradezco a mis padres Olivia del Carmen Ibargüen Fajardo y Víctor Manuel Moreno Arboleda por su paciencia y por apoyarme durante todo este tiempo, los amo infinitamente.

A mis hermanos por depositar siempre su confianza en mi.

A mi Tío Silvio Fajardo Castro, por motivarme siempre a sacar este proyecto adelante.

A mi Tío Antonio José Fajardo Castro por ser siempre mi consejero y por depositar su confianza en mi a cada instante.

A mi Tía Dalila Ibargüen Fajardo por ser gran ayuda en los momentos dificiles.

A mi Tía Julieth Ibargüen Fajardo por ser mi consejera y por su gran ayuda en momentos claves.

Al Dr. Jorge León Salcedo Hurtado, por todo el apoyo y la confianza depositada en mi en cada momento.

Dr. Deiner Mena Waldo, lo considero mi hermano mayor, al cual debo muchos conocimentos de programación que fueron utiles en el desarrollo de este proyecto, además de su apoyo incondicional en cada momento.

Agradezco Yessica Alexandra Beltran Sierra por depositar su confianza en mi, y por todo su apoyo durante este trabajo.

Agradezco a la Ingeniera Topográfica Natalia Viviana Salamanca Gonzalez por depositar su confianza en mi en cada momento.

y A todas las personas que contribuyeron en el desarrollo de este trabajo.

Índice general

0.1. Desprción del Proyecto: . . . 10
0.1.1. Planteamiento de la pregunta o problema de investigación . . 10
0.1.2. Justificación en términos de necesidades y pertinencia 12
0.2. Introducción . . . 14
0.3. Objetivos . . . 18
0.3.1. Objetivo General . . . 18
0.3.2. Objetivos Específicos . . . 18

1. Marco teórico y estado del arte **19**
1.1. Sismicidad . . . 19
1.1.1. Concepto . . . 19
1.1.2. Catalogos Sísmicos . . . 20
1.1.3. Régimen sísmico . . . 22
1.1.3.1. Frecuencia de Ocurrencia de Terremotos . . . 23
1.1.3.2. Algoritmo de Reasenberg . . . 26
1.2. Deformación sismotectónica . . . 28
1.2.1. Concepto de Sismotectónica . . . 28
1.2.2. Análisis Sismotectónico . . . 30
1.2.2.1. Análisis cualitativo - Mecanismos Focales de terremotos 30
1.2.2.2. Análisis cuantitativo. Velocidad de deformación sismotectónica . . . 31
1.2.3. Deformación geodésica . . . 32
1.2.3.1. Tensor de deformación . . . 34
1.2.4. Modelo sismotectónico . . . 36

2. Metodología Propuesta **37**
2.1. Sismicidad Regional . . . 37
2.1.1. Sismicidad histórica y Análisis macrosísmico . . . 37
2.1.2. Catálogo sísmico . . . 37
2.1.3. Análisis de sismicidad . . . 38
2.1.4. Estado de esfuerzos actuales . . . 39
2.1.4.1. Mecanismos focales . . . 40
2.1.4.2. Tensor de Esfuerzos . . . 40
2.1.5. Deformación sismotectónica actual . . . 40
2.1.5.1. Velocidad de deformación . . . 40
2.1.5.2. Análisis Geodésico . . . 41
2.1.6. Modelo sismotectónico . . . 42

3. Descripción de la zona de estudio **43**
3.1. Marco Tectónico . . . 44
3.2. LIMITES TECTONOESTRATIGRAFICOS . . . 45
3.2.1. Zona de Falla de Uramita . . . 46

3.2.2. Falla del Atrato . . . 46
3.2.3. Zona de Falla de Baudó . . . 47
3.2.4. Zona de Falla de Panamá . . . 47
3.2.5. Zona Deformada de Istmina . . . 48

4. Procesamiento y obtención de datos **53**
4.1. Sismicidad Regional . . . 53
4.1.1. Sismicidad Histórica . . . 53
4.1.1.1. Sismicidad Instrumental . . . 53
4.1.1.2. Serie de Tiempo . . . 56
4.1.1.3. Ley de recurrencia Gutenberg-Richter para la Región en estudio en el periodo 1992 a 2010 . . . 62
4.1.1.4. Grafico M_c en el Tiempo . . . 63
4.1.1.5. Períodos de Retorno . . . 63
4.1.1.6. Ley de recurrencia Gutenberg-Richter para la Región en estudio en el periodo 2010 a 2016 . . . 65
4.2. Estado de Esfuerzos actuales . . . 66
4.2.1. Mecanismos Focales(MF) . . . 66
4.2.2. Tensor de Esfuerzos . . . 69

5. Analisis y Resultados **71**
5.1. Sismicidad en la Esquina Noroccidental de Suramérica . . . 71
5.2. Analisis de sismicidad . . . 71
5.3. Analisis Mecanismos Focales . . . 74
5.3.1. Deformación Sismotectónica . . . 75
5.4. Conclusiones y Recomendaciones . . . 77

A. Anexos **79**

Índice de figuras

1.2.1.Principales ramas de la sismología, clasificación hecha de acuerdo al tipo de datos utilizados y el objeto del estudio a realizar (Tomado de Salcedo, 1997). 29
1.2.2.Representación del patrón de radiación de las ondas P y su distribución en los cuatro cuadrantes separados por el plano de falla y el plano auxiliar. Esto proporciona la orientación geométrica del tensor momento sísmico, expresado como: 31
1.2.3.Comparación de las escalas temporal y espacial de las técnicas usadas para medir la deformación tectónica. Fuente: Silver P. G. et al. - A Plate Boundary Observatory. En: http://www.iris.edu/news/IRISnewslett
1.2.4.Utilización de los datos geodésicos GPS para el modelamiento simotectónico. Fuente: Stein and Sella, (2002). 34
1.2.5.Transformación de un elemento de superficie circular en una elipse por el tensor de deformación ij: 1, 2, valores principales del tensor deformación; : azimut de la componente principal. (Tomado de Ruegg, 1994). 35

3.0.1.Bloque del Chocó, El modelo 3D. Fuente propia, elaborada en GMT(Generic Mapping Tools) de la Universidad de Hawai , el insumos del modelo fue tomado de la NOAA(Grilla), ... 44
3.1.1.Mapa resumen del area de estudio que muestra la localización de las estaciones sismológicas, fallas, identificado en enl estudio de (Veloza et al.,2012), y placas con vectores de convergencia (Sella et al., 2002) 45
3.2.1.Principales elementos fisiograficos del noroccidente suramericano: serranías de San Blas - Darién, Baudó - Majé, Valles de Atrato y Chucunaque, colinas de Istmina y Cordillera Occidental.(Duque,1990,p.55) 50
3.2.2.Caracteristicas estructurales y litogenéticas del Bloque del Chocó.(Duque,1990) 51
3.2.3.Implicaciones estructurales de la zona deformada de Istmina en la Cordillera Occidental de Colombia.(Duque,1990) 52

4.1.1.Diagrama del Procedimiento para la determinación del régimen sísmico y analisis del catalogo (Tomado de Condori, 2011) 54
4.1.2.Sismicidad de Instrumental de la Región del Bloque del Chocó 55
4.1.3.Mapa de Cluster basado en el Algoritmo de Reasenberg(1985) 56
4.1.4.Serie de tiempo para el catálogo completo en el período 1992 a 2016 57
4.1.5.Primera muestra de la serie de tiempo comprendida entre 1992 a 2010.1 y Segunda muestra comprendida entre 2010.2 a 2016 58
4.1.6.Ley de recurrencia Gutenberg-Richter para datos instrumentales $LogN = 5{,}64 - 0{,}83M$ . . . 61
4.1.7.ley de recurrencia de Gutenberg-Richter en el periodo 1992 a 2010 $logN = 5,62 - 0,762Ml$ 62
4.1.8.M_C en el tiempo(años) 63
4.1.9.Periodos de retonos para sismos de la Esquina Noroccidental de Surmaerica 64
4.1.1dey de recurrencia de Gutenberg-Richter en el periodo 2010 a 2016 65
4.2.1.Mapa de Mecanismos focales predominantes en el bloque del Chocó. Fuente propia 67
4.2.2.Mapa de Mecanismos focales predominantes en el bloque del Chocó con sus respectivas fallas geologicas. fuente propia 68

5.2.1.Variación Espacial de b 73

5.2.2.Variación de la profundidad con respcto a la variación de b 74
5.3.1.Modelo Simotectónico regional 76

A.0.1Mapa de sismicidad de la Esquina Noroccidental de Suramérica o el denominado Bloque del Chocó 80
A.0.2Mecanismos focales asociados a la fuente sismogénica de uramita 81
A.0.3Mecanismos focales fuente sismogénica de Uramita 82
A.0.4Mecanismos focales fuente sismogénica de Uramita 83
A.0.5Mecanismos focales asociados a la fuente sismogénica de Uramita 84

Índice de cuadros

1.1. Dirección de deformación 35

4.1. Calculo del ley de recurrencia 59
4.2. Calculo del parámetro de Actividad Sismica 61

A.1. Sismos Historicos del Bloque del Chocó entre el periodo 1868-1977 (Ramirez,1975) 79
A.2. Solución de Mecanismos focales empleados para el anális de la deformación(Tomados de International seismological Centre (I.S.C.)) 81

0.1. Desprción del Proyecto:

0.1.1. Planteamiento de la pregunta o problema de investigación

La región de la Esquina Noroccidental de suramérica o el denominado bloque del Chocó en el noroccidente latinoamericano se encuentran bajo la influencia directa de la subducción de la placa Nazca, que converge contra la placa Suramericana a razón de 58 mm/año, en dirección W-E, lo que hace que en su territorio se presenten procesos tectónicos complejos. La dinámica de estas placas conforman un borde tectónicamente activo, que además de caracterizar el proceso de subducción, produce un régimen de deformación diferencial al interior del continente, que se manifiesta en diversos tipos de geoformas representadas por la variabilidad topográfica, fracturamiento y estratificación de las rocas de la corteza, fallamiento y ocurrencia de terremotos. Bajo este contexto, en el Bloque del chocó ocurren una serie de fenómenos naturales, que se originan por los procesos de deformación y de acumulación de energía en el interior de la Tierra que, a su vez, crean y modifican constantemente sus particularidades geológicas, tectónicas, geomorfológicas, topográficas, hidrológicas y climáticas que pueden devenir en amenazas para los asentamientos humanos.

Por lo anterior, es prioritario identificar y caracterizar las diversas estructuras tectónicas para determinar los procesos y fenómenos de origen tectónico que tienen lugar en los límites del territorio del Bloque del chocó. De esta forma, se plantea realizar un estudio sobre la sismicidad y del régimen de esfuerzos que se producen, de tal manera que se pueda caracterizar las particularidades de cada uno de estos y de los procesos de deformación actual de la corteza terrestre en la región. Esto es importante debido a que este régimen de esfuerzos ha logrado producir a lo largo de la historia sismológica nacional fuertes terremotos que han dejado cuantiosos daños materiales y numerosas víctimas; entre ellos eventos como el del 15 de noviembre de 2004 con una magnitud de 6.7 grados en la escala de Richter y profundidad 26 km de la superficie, con epicentro en el océano pacífico a 50,5 km al suroeste del municipio de Bajo Baudó en el Chocó perteneciente al bloque , cuyos daños más importantes se observaron en Cali por ejemplo, el remesón averió 25 edificaciones, de las cuales 7 quedaron en muy mal estado, y dejó por lo menos 1.800 damnificados. En Buenaventura fueron 30 las casas que colapsaron y en Pizarro (Chocó), el número de viviendas destruidas llegó a 317 y zonas aledañas. Cabe anotar que por la complejidad tectónica de la región aún no existe suma claridad sobre

las verdaderas fuentes sismogénicas a las cuales pueden estar asociados algunos de estos grandes eventos que han dejado efectos en diferentes poblaciones de la región de estudio.

A pesar de que en la región se tienen evidencias históricas sobre los efectos de estos eventos sísmicos fuertes, para una gran parte de la comunidad es totalmente desconocido el potencial real de la actividad sísmica y de los grandes sismos que se pueden generar y, más importante aún, si esta sismicidad debe ser atendida y cuál es sus regularidad y el posible impacto para la sociedad actual. El estudio de toda la sismicidad, incluyendo los eventos históricos, como el régimen sísmico de grandes y pequeños terremotos proporciona información acerca de los procesos de deformación de la corteza terrestres y las regularidades de la dinámica de interacción de las placas tectónicas que convergen en la región. La Red Sismológica Nacional de Colombia(RSNC) y El montaje de la actual Red Sismológica del Suroccidente, monitoreada por el Observatorio Sismológico y Geofísico de la Universidad del Valle, da cuenta de un incremento de la sismicidad de pequeños terremotos a lo largo de toda la región, lo cual puede ser indicio de terremotos grandes.

Bajo este panorama, es fundamental realizar un análisis exhaustivo sobre las particularidades del régimen sísmico y su asociación con las diversas fuentes sismogénicas presentes en el territorio del Bloque del chocó, y, a partir del análisis de la información sismológica, reconstruir la forma presente del campo de esfuerzos dominante en la región analizando de forma sistémica la información geológica, geofísica, geodésica y sismológica para establecer las zonas con características iguales o casi iguales de tal manera que permitan su clasificación, agrupación y explicación dentro de un modelo sismotectónico regional. De esta manera, el problema fundamental del presente estudio consiste, por un lado, en la caracterización de la sismicidad regional y, por el otro, en establecer las particularidades del régimen de esfuerzos y la caracterización de los procesos de deformación cortical actual dominante. Dicho problema puede discriminarse y precisarse considerando algunos interrogantes clave como:

5. ¿La sismicidad de la región, incluyendo los grandes terremotos históricos y los eventos pequeños, permite establecer una adecuada ley de frecuencia de ocurrencia de terremotos para la zona de estudio? 6. ¿La sismicidad de los pequeños eventos sísmicos está asociada con los procesos geofísicos y tectónicos que dan origen a los terremotos grandes de la región? 7. ¿Los pequeños y grandes terremotos que ocurren en la región están asociados o se pueden

correlacionar con un mismo tipo de régimen de esfuerzos sismotectónicos? 8. ¿Cómo es la variación del régimen de esfuerzos local en cada una de las fuentes sismogénicas de la corteza continental respecto al régimen regional gobernado por la interacción de las placas tectónicas convergentes en la región? 9. ¿De qué manera las posibles variaciones del régimen de esfuerzos y deformaciones se asocia con la distribución espacial, en superficie y profundidad, de los terremotos de la corteza continental en la región de estudio? 10. ¿Es posible establecer un modelo sismotectónico regional que de explicación a las particularidades del régimen sísmico asociado con el régimen de esfuerzos locales y regionales y los procesos de deformación actual de la corteza terrestre en los límites de la zona de estudio? 11. ¿Qué tipo de impacto pueden generar estos procesos tectónicos sobre la comunidad, incluidos la población, estructuras, bienes y servicios en la región del Bloque del Chocó en el noroccidente suramericano?

No cabe duda que la solución de estos interrogantes es material fundamentales para la comprensión de los problemas asociados a la sismicidad y el régimen de esfuerzos y deformación de la región del Bloque del chocó, teniendo ello, a su vez, un significativo valor científico y práctico cuyas principales aplicaciones estarían orientadas a la evaluación de la amenaza y el riesgo sísmico; los datos e información que de aquí resulten son básicos para la toma de medidas de prevención y mitigación ante posibles situaciones de desastre por eventos sísmicos, y para los procesos de ordenación y planificación territorial y del desarrollo social y económico de la región.

0.1.2. Justificación en términos de necesidades y pertinencia

El Bloque del Chocó, es una región de gran diversidad geológica y geomorfológica, compuestas por los sistemas montañosos: las serranías de San Blas - Darien sobre el margen caribeño que se unen a los flancos noroccidentales de la cordillera occidental, y las serranías de Majé - Baudó sobre el margen pacifico, constituyen la espina dorsal de esta región. Este marco fisiográfico regional se complementa con: los márgenes continentales correspondientes sobre el caribe(cuenca de Colombia) y sobre el pacifico(cuenca de panamá); la topografía llana y pantanosa de los Valles del Atrato y Chucunaque entre los sistemas montañosos del oriente panameño y noroccidente colombiano respectivamente; y las lomas de Istmina en el extremo sur. Dentro del Bloque del chocó se han reconocido 5 zonas de falla que lo delimitan tectonoestrati-

graficamente y lo caracterizan : Uramita, Atrato, Baudó, Panamá, y la Zona Deformada de Istmina(Duque, Caro 1990).Esto aduce a que el bloque sea un posible escenario de desastres.

Esta región, tema de frecuentes interpretaciones y especulaciones, donde la Cordillera Occidental siempre se ha considerado como una solo unidad litogenética a partir de análisis particularmente geoquímicos y dataciones radiométricas, y dentro de modelos tradicionales de acrecimiento por subducción, continúa siendo geológicamente una de las regiones más desconocidas de Colombia principalmente por la falta de una cartografía sistemática base, que muestre conjuntamente la problemática estratigráfica y estructural(Duque, Caro 1990).

Estas condiciones naturales hacen que en el Bloque del Chocó se genere un interesante proceso de poblamiento. Es claro que la distribución de la población y los procesos de ocupación del territorio constituyen el elemento esencial para la ejecución de proyectos de desarrollo social y económico de una región; de igual manera, se puede decir que esta misma dinámica social si no se ajusta a una buena planificación y ordenación del territorio también es el ingrediente básico para la gestación de posibles escenarios de desastre, en tanto que éstos resultan de la conjugación de los fenómenos naturales amenazantes producidos por la dinámica terrestre y los niveles de vulnerabilidad de las poblaciones que se encuentran expuestas.

En la zona geográfica del Bloque del Chocó se han venido realizando estudios de valoración de la amenaza sísmica local o de microzonificación de ciudades. sin embargo, aún no se ha establecido un marco o modelo sismotectónico que oriente sobre el comportamiento particular de las diversas zonas o fuentes sismogénicas específicas y de su real aporte a la actividad sísmica regional.

Así que, se puede generalizar, a pesar de que los estudios de microzonificación sísmica realizados en Colombia se han hecho con el acopio de mucha información sismológica y geológica, no han tenido el rigor suficiente en el análisis de las particularidades de la sismicidad y el régimen de esfuerzos que develen las condiciones de deformaciones actuales y el real potencial de actividad sismotectónica. Esto se debe a que en el territorio colombiano este tipo de estudio no se han realizado con el rigor que ameritan, lo cual tiene sus consecuencias en que, por un lado, conduce a una inversión de recursos que pueden no necesitarse, porque se estarían realizando trabajos en zonas que no requieren determinado tipos de estudio o de detalle; y, por el otro, podrían

ocurrir grandes desastres al descuidar zonas que ameriten mayor detalle en su análisis y estudio.
Desde estas perspectivas, es preciso señalar que para poder avanzar en la solución de los problemas de la amenaza y el riesgo sísmico de la región es fundamental, en primera instancias, tener un amplio conocimiento de las características de las fuentes sismogénicas presentes y de su real potencial de actividad; al lado de estos, es necesario conocer el régimen sismotectónico, el cual incluye la discriminación de la sismicidad y su asociación con las estructura tectónicas, al igual que el análisis de las particularidades de su régimen espacio-temporal, los tipos de mecanismos que gobiernan la región focal tanto de los terremotos grandes como de los pequeños eventos, el análisis y caracterización del campo de esfuerzos locales y regionales, y régimen de deformación actual asociado. Solo con un buen estudio sobre la sismicidad y del campo de esfuerzos y régimen de deformaciones, que incluya el análisis complejo y exhaustivo de la información sismológica, geológica y geofísica, se podrá generar el conocimiento necesario para determinar las fuentes sismogénicas y mecanismos focales responsables, que sea aplicable a la reducción de la amenaza y el riesgo sísmico.

0.2. Introducción

La región de la Esquina Noroccidental de Suramérica y zonas aledañas o el denominado Bloque del Chocó en el noroccidente suramericano comprende las regiones panameñas y colombianas al oriente de la zona del canal de panamá, hasta el noroccidente colombiano, desde los flancos noroccidentales de la cordillera occidental, por encima de los de los 4° de latitud norte.
Dicha zona considerada una microplaca (Cardona, salcedo y Mora, 2005), se encuentra bajo la influencia directa de la subducción de la placa Nazca, que converge contra la placa Suramericana a razón de 58 mm/año, en dirección W-E, lo que hace que en su territorio se presenten procesos tectónicos complejos que ameritan ser investigados. La dinámica de estas placas conforman un borde tectónicamente activo, que además de caracterizar el proceso de subducción, produce un régimen de deformación diferencial al interior del continente, que se manifiesta en diversos tipos de geoformas representadas por la variabilidad topográfica, fracturamiento y estratificación de las rocas de la corteza, fallamiento y ocurrencia de terremotos. Bajo este contexto, en el Bloque del chocó ocurren una serie de fenómenos naturales, que se originan

por los procesos de deformación y de acumulación de energía en el interior de la Tierra, que a su vez crean y modifican constantemente sus particularidades geológicas, tectónicas, geomorfológicas, topográficas, hidrológicas y climáticas que pueden devenir en amenazas para los asentamientos humanos.

Por lo anterior, es necesario identificar y caracterizar las diversas estructuras tectónicas para determinar los procesos y fenómenos de origen tectónico que tienen lugar en los límites del territorio del Bloque del chocó. De esta forma, se plantea realizar un estudio sobre la sismicidad y del régimen de esfuerzos que se producen, de manera que se pueda caracterizar las particularidades de cada uno de estos y de los procesos de deformación actual de la corteza terrestre en la región. Esto es importante debido a que este régimen de esfuerzos ha logrado producir a lo largo de la historia sismológica nacional fuertes terremotos que han dejado cuantiosos daños materiales y numerosas víctimas; entre ellos eventos como el del 15 de noviembre de 2004 con una magnitud de 6.7 en la escala de Richter modificada y profundidad 26 km de la superficie, con epicentro en el océano pacífico a 50,5 km al suroeste de la cabecera municipal de Bajo Baudó en el Chocó perteneciente al bloque , cuyos daños más importantes se observaron en la ciudad de Cali, por ejemplo, el remesón averió 25 edificaciones, de las cuales 7 quedaron en muy mal estado, y dejó por lo menos 1.800 damnificados. En Buenaventura fueron 30 las casas que colapsaron y en Pizarro (Chocó), el número de viviendas destruidas llegó a 317 y zonas aledañas (El Tiempo, 2004). Cabe anotar que por la complejidad tectónica de la región aún no existe suma claridad sobre las verdaderas fuentes sismogénicas a las cuales pueden estar asociados algunos de estos grandes eventos que han dejado efectos en diferentes poblaciones de la región de estudio.

A pesar de que en la región se tienen evidencias históricas sobre los efectos de estos eventos sísmicos fuertes, para una gran parte de la comunidad es totalmente desconocido el potencial real de la actividad sísmica y de los grandes sismos que se pueden generar y, más importante aún, si esta sismicidad debe ser atendida y cuál es su regularidad y el posible impacto para la sociedad actual. El estudio de toda la sismicidad, incluyendo los eventos históricos, como el régimen sísmico de grandes y pequeños terremotos proporciona información acerca de los procesos de deformación de la corteza terrestre y las regularidades de la dinámica de interacción de las placas tectónicas que convergen en la región. La Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y el

montaje de la actual Red Sismológica del Suroccidente, monitoreada por el Observatorio Sismológico y Geofísico de la Universidad del Valle, da cuenta de un incremento de la sismicidad de pequeños terremotos a lo largo de toda la región, lo cual puede ser indicio de terremotos grandes.
Bajo este panorama, es fundamental realizar un análisis exhaustivo sobre las particularidades del régimen sísmico y su asociación con las diversas fuentes sismogénicas presentes en el territorio del Bloque del chocó, y, a partir del análisis de la información sismológica, reconstruir la forma presente del campo de esfuerzos dominante en la región analizando de forma sistémica la información geológica, geofísica, geodésica y sismológica para establecer las zonas con características iguales o casi iguales de tal manera que permitan su clasificación, agrupación y explicación dentro de un modelo sismotectónico regional. De esta manera, el problema fundamental del presente estudio consiste, por un lado, en la caracterización de la sismicidad regional y, por el otro, en establecer las particularidades del régimen de esfuerzos y la caracterización de los procesos de deformación cortical actual dominantes. Dicho problema puede discriminarse y precisarse considerando algunos interrogantes claves como:

1. ¿La sismicidad de la región, incluyendo los grandes terremotos históricos y los eventos pequeños, permite establecer una adecuada ley de frecuencia de ocurrencia de terremotos para la zona de estudio?

2. ¿La sismicidad de los pequeños eventos sísmicos está asociada con los procesos geofísicos y tectónicos que dan origen a los terremotos grandes de la región?

3. ¿Los pequeños y grandes terremotos que ocurren en la región están asociados o se pueden correlacionar con un mismo tipo de régimen de esfuerzos sismotectónicos?

4. ¿Cómo es la variación del régimen de esfuerzos local en cada una de las fuentes sismogénicas de la corteza continental respecto al régimen regional gobernado por la interacción de las placas tectónicas convergentes en la región?

5. ¿De qué manera las posibles variaciones del régimen de esfuerzos y deformaciones se asocia con la distribución espacial, en superficie y profundidad, de los terremotos de la corteza continental en la región de estudio?

6. ¿Es posible establecer un modelo sismotectónico regional que de explicación a las particularidades del régimen sísmico asociado con el régimen de esfuerzos locales y regionales y los procesos de deformación actual de la corteza terrestre en los límites de la zona de estudio?

7. ¿Qué tipo de impacto pueden generar estos procesos tectónicos sobre la comunidad, incluidos la población, estructuras, bienes y servicios en la región de la esquina noroccidental de suramérica y zonas aledañas?

No cabe duda que la solución de estos interrogantes es material fundamental para la comprensión de los problemas asociados a la sismicidad y el régimen de esfuerzos y deformación de la región del Bloque del chocó, teniendo ello, a su vez, un significativo valor científico y práctico cuyas principales aplicaciones estarían orientadas a la evaluación de la amenaza y el riesgo sísmico; los datos e información que de aquí resulten son básicos para la toma de medidas de prevención y mitigación ante posibles situaciones de desastre por eventos sísmicos, y para los procesos de ordenación, planificación territorial y del desarrollo social y económico de la región.

Aunque los estudios de microzonificación sísmica realizados en Colombia se han hecho con el acopio de mucha información sismológica y geológica, no han tenido el rigor suficiente en el análisis de las particularidades de la sismicidad y el régimen de esfuerzos que develen las condiciones de deformaciones actuales y el real potencial de actividad sismotectónica. Esto se debe a que en el territorio colombiano este tipo de estudios no se han realizado con el rigor que ameritan, lo cual tiene sus consecuencias en que, por un lado, conduce a una inversión de recursos que pueden no necesitarse, porque se estarían realizando trabajos en zonas que no requieren determinado tipo de estudio o de detalle; y, por el otro, podrían ocurrir grandes desastres al descuidar zonas que ameriten mayor detalle en su análisis y estudio (Salcedo, 2013).

Este trabajo de grado esta estructurado de la siguiente manera, en el I capitulo, se aborda el Marco teorico y estado del arte, el capitulo II, se dedica a la Metodología, el capitulo III, describe la zona de estudio, el capitulo IV, procesamiento y obtención de Datos, y el capítulo V es referido a los resultados, aqui se hace un analisis de la sismicidad, analisis de mecanismos focales, analisis de tensores, y finalmente las conclusiones y recomendaciones.

0.3. Objetivos

0.3.1. Objetivo General

Proponer un modelo sismotectónico que permita entender los diversos procesos tectónicos y estructurales responsables de la sismicidad y el régimen de deformación sismotectónica en la región del Bloque del Chocó localizada en el noroccidente suramericano.

0.3.2. Objetivos Específicos

1. Realizar el estudio de la sismicidad regional:

   a. Sismicidad histórica y análisis macrosísmico.
   b. Sismicidad instrumental, estructuración y actualización del catálogo sísmico de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC).

2. Determinar los parámetros del régimen sísmico, incluidas la actividad sísmica y la ley de frecuencia de ocurrencia de los terremotos en la región. Los parámetros se obtendrán también previo estudio de completitud artificial del catálogo.
3. Estructurar el catálogo de datos macrosísmicos y de mecanismos focales de los terremotos con magnitud $Ml \geq 5,0$, ocurridos en la región.
4. Analizar el campo de esfuerzos a partir de los mecanismos focales.
5. Determinar el tensor de velocidad de deformación sismotectónica predominante en la región.
6. Analizar datos geodésicos GPS de la GEORED de INGEOMINAS a fin de establecer los movimientos corticales de la región.
7. Elaborar un modelo sismotectónico regional.

Capítulo 1

Marco teórico y estado del arte

1.1. Sismicidad

1.1.1. Concepto

La sismicidad de una región en primera instancia se puede entender como el análisis de las características espacio-temporales de los principales parámetros de los terremotos, diferenciándolos por su tamaño, energía liberada, por las particularidades del régimen sísmico, por sus mecanismos focales, su distribución espacial, etc. Cuando se desea conocer acerca de las características y particularidades de la sismicidad de cualquier región, la principal tarea a realizar es adelantar un análisis exhaustivo sobre el comportamiento de los terremotos ocurridos en el tiempo lejano y en el cercano y en este sentido, la sismicidad de una región se divide, en tres periodos básicos (Gouin, 1994):

a. Período paleo o fósil sismicidad, en el cual los registros de los eventos más grandes están ocultos con las antiguas fallas geológicas: Los estudios de paleosismicidad permiten, determinar la ocurrencia y características de los terremotos que pudieron suceder antes de las primeras crónicas históricas (más de 2.000 años) e identificar actuales fallas activas.

b. Período histórico, en el cual los efectos de los eventos sísmicos son descritos cualitativamente por autores no científicos, pero de ser bien interpretados, permiten la determinación del tiempo y localización del terremoto, al igual que la intensidad en diversos sitios.

c. Período instrumental, que en muchas regiones empieza hacia finales del siglo XIX con la instalación de equipos no calibrados, pero que en menos de cincuenta años lograron un considerable grado de precisión.

1.1.2. Catalogos Sísmicos

La información básica para el estudio de la sismicidad la constituyen los catálogos de terremotos; los cuales fundamentalmente contemplan parámetros como: tiempo de ocurrencia del terremoto (Fecha y Tiempo de origen), coordenadas hipocentrales (epicentro y profundidad), magnitudes (diversas escalas), efectos (Intensidad), e información adicional que fundamentalmente está relacionada con las fuentes de los datos, aunque aparecen otros datos no fundamentales pero que complementan la información sobre cada terremoto. De manera general, estos pueden ser caracterizados (Karnik y Algermissen, 1980; (Risnichenko, 1985; Rautian, 1960) de la siguiente forma:

a. Con la introducción de la señal de tiempo del GPS a la instrumentación sismológica permitiendo precisiones del tiempo hasta décimas de segundo por lo cual la localización de los terremotos ha ido determinándose con mayor exactitud. Para los terremotos históricos, es común que se presenten solo con la fecha, y en algunas ocasiones solo el año. Sin embargo, para algunos terremotos, cuyas fuentes históricas sean bien documentadas podrán precisar el minuto.

b. En un catálogo de terremotos pueden aparecer hipocentros macrosísmicos e instrumentales, entre los cuales, debido a su naturaleza, existen notables diferencias en cuanto a precision en las cuales pueden resumirse:

- *Macrosísmicos*: La gran incertidumbre que les caracteriza se debe a que los datos que los determinan generalmente son obtenidos a partir de reportes de efectos de terremotos dados por testigos condicionados por su estado de ánimo, grado de educación, capacidad narrativa, entre otros factores. Como la determinación de las coordenadas hipocentrales depende de la reconstrucción del campo macrosísmico, que a su vez está condicionado por las particularidades de los objetos y tipos de construcciones afectadas, el error oscilará entre unos 20 Km, en los casos de mapas de isosistas definidos, hasta más de 100 Km cuando se conocen los efectos en un solo punto o en dos muy próximos. Esto es con respecto a latitud y longitud, ya que la profundidad sólo puede ser estimada en los casos de mapas de isosistas de buena calidad, en el resto de los casos es inferida.
- *Instrumentales previos a 1950* o registros obtenidos en un grupo reducido

de estaciones, mediante el procesamiento manual usando tablas especiales. El error en latitud y longitud puede ser estimado entre 20 - 100 Km. En la profundidad aparecen algunos valores fijos (0, 33, 50, 100, km) y en muchos casos no aparece ninguno y debe asumirse que se encuentran entre 0 y 33 Km.

- *Instrumentales posteriores a 1950* o registros de estaciones lejanas o cercanas ($50 \leq \Delta X < 500\ Km$) con procesamiento automatizado. Los errores dependen del número de estaciones y de su ubicación geográfica. En término medio puede considerarse que en latitud y longitud son de $\pm 10 Km$, y en la profundidad de unos $20 - 30 Km$.

Estas características de precisión limitan las posibilidades de representación cartográfica, siendo recomendable, para catálogos que abarquen el período histórico anterior al siglo XX, no usar escalas más detalladas que 1:4'000000, y para los posteriores a 1950 1:1'000,000. Soluciones de compromiso entre ambas escalas deben tomarse en función del contenido del catálogo en cuestión.

c. En las magnitudes es donde se ha avanzado relativamente poco en precisión. En el catálogo original de Gutenberg y Richter la precisión era de 0.25, y para los eventos menos precisos se daban rangos amplios. Con la incorporación de mayor número de estaciones a las determinaciones de M, los valores comenzaron a darse hasta la décima, pero el error se mantenía mayor que eso. Actualmente se plantea que una determinación individual de M_s tiene un error de $\pm$ 0.25 unidades, y que para m_b es mayor. Sin embargo, para determinaciones medias usando gran número de estaciones el error debe disminuir, aunque ninguna agencia da un estimado de la precisión de las determinaciones de magnitud. Actualmente, es más conveniente el uso de la escala M_w, que evita la saturación de los registros y especifica mejor las características energéticas del sismo.

d. Con respecto a los efectos se puede decir que pueden ser primarios o secundarios, englobando tantos datos macrosísmicos (efectos en el terreno, construcciones, objetos y personas), como efectos físicos (tsunami, vulcanismo, deslizamiento, hundimiento, licuación, etc.).

e. La información adicional que aparece en los catálogos fundamentalmente está relacionada con las fuentes de los datos, aunque pueden apare-

cer otros datos no trascendentales pero que complementan la información sobre cada terremoto.

1.1.3. Régimen sísmico

Es preciso señalar que el concepto de sismicidad es diferente al de régimen sísmico; entendiéndose el primero como la distribución geográfica de los terremotos y de sus efectos destructores, mientras que el régimen sísmico corresponde al análisis espacio-temporal del conjunto de terremotos de una región.
Por lo tanto, cada terremoto posee 4 parámetros geométricos o cinemáticos (coordenadas x, y, z y el tiempo de origen to) y uno dinámico (energía E o magnitud M); es decir, cada vez que se analiza un evento sísmico se está trabajando siempre en un espacio penta-dimensional E5. Así, el análisis o estudio del régimen sísmico se ocupa de la caracterización de las particularidades de la distribución de esos puntos en el espacio E5 y al establecimiento de las regularidades a que obedece dicha distribución. Sin embargo, ante la dificultad de analizar distribuciones en el espacio E5, los resultados se reducen al análisis de diferentes mapas, gráficos, funciones, etc.; entre los cuales, según (Risnichenko, 1985), los más usuales corresponden a:

- Mapas de epicentros
- Mapas de densidad de epicentros
- Mapas de liberación de energía o deformaciones
- Mapas de actividad sísmica
- Perfiles de distribución de epicentros en profundidad.
- Gráficos espacio-temporales
- Gráficos de acumulación de deformaciones
- Gráficos de la ocurrencia temporal de terremotos.
- Gráficos magnitud-frecuencia.
- Gráficos de las fluctuaciones temporales de algunos parámetros, etc.

1.1.3.1. Frecuencia de Ocurrencia de Terremotos

Una de las características básicas del régimen sísmico, es la frecuencia media de ocurrencia de terremotos en un periodo determinado que, para un período largo, queda establecida por la ley y el gráfico que muestran la frecuencia con que se repiten los terremotos de determinada magnitud en una región dada. Generalmente, éstos están representados por una función estadística de distribución de frecuencia de ocurrencia de los terremotos acorde con su clase energética$K = logE$ (E = energía sísmica en Julios) o por su magnitud M (Risnichenko, 1985) y que en primera aproximación tiene un comportamiento lineal, definiendo tres parámetros principales:

a. Pendiente (parámetro b), el cual se establece por la relación entre los terremotos pequeños y grandes;

b. Actividad sísmica A - tomada como el inicio de la ordenada de este gráfico, dada mediante la definición de un valor fijo de la magnitud del terremoto K = Ko,

c. Magnitud del terremoto máximo posible Kmax (o Mmax), la cual se define en la intersección de la recta con el eje de las abscisas (K o M).

Parámetro b

El gráfico de ocurrencia de terremotos puede expresarse por medio de la relación de energía sísmica o de la magnitud, que enuncia la ley de frecuencia de ocurrencia de los terremotos; respecto a la energía sísmica, ésta se expresa por la siguiente fórmula:

$$\log N = \log A - \gamma(K - K_0) \; cuando \; K_{min} \leq K \leq K_{max}$$

Donde: A – actividad sísmica; γ es la pendiente del gráfico de ocurrencia;K_0 – una magnitud fija para una clase de terremotos (generalmente se usa $K_0 = 10$, $K_0 = 13$, $K_0 = 15$; para las cuales se relaciona la actividad sísmica A correspondiente a A_{10}, A_{13}, A_{15}).
La ley de frecuencia de ocurrencia de los terremotos respecto a la magnitud se representa con la ecuación de Gutenberg y Richter.

$$logN = a - bM$$

donde la cantidad análoga a K_0 de la ecuación resulta ser igual a cero. Para hacer la transformación de la magnitud a la clase energética K o viceversa, se utiliza la formula siguiente (Rautian, 1960) :

$$K = 4 + 1{,}8M$$

Donde$K = logE$, $E =$ energía sísmica liberada. Entonces la relación entre b y γ se determina como:

$$\gamma = b/1{,}8$$

Así, se obtiene que la pendiente $b = \gamma_m$ del gráfico de ocurrencia de sismos respecto a la magnitud se relaciona con la pendiente $\gamma = \gamma_k$ del gráfico de ocurrencia respecto a la energía. La pendiente b es muy importante en el régimen sísmico. Como vemos, el parámetro b de la formula de Guntenberg y Richter tiene igual sentido para el análisis del gráfico de ocurrencia de terremotos que el parámetro γ.
Generalmente, b está muy cerca del valor 1, lo cual está relacionado con el campo de esfuerzos tectónicos de una región determinada. Varios autores afirman que su disminución con el tiempo, frecuentemente está relacionada con el aumento de esfuerzos y viceversa (Bune y Gorshkov, 1980; Risnichenko, 1985).
Uno de los problemas fundamentales de este tipo de análisis es, más que determinar el valor absoluto del parámetro b,su variación en el espacio y en el tiempo en dependencia con las propiedades de las rocas en una u otra región sísmica, con las condiciones de deformación relacionadas con la tectónica y los diferentes estados del proceso sísmico (Vinogradov, 1964; Risnichenko, 1965).

Actividad Sísmica (A)

La actividad sísmica A en un punto dado, es el valor promedio del número de focos de terremotos en un rango de magnitud energética definida, la cual ocurre alrededor de este punto en el espacio – volumen o área (si el rango de profundidad es condicional) – y en la unidad de tiempo. La actividad sísmica se relaciona con el número de terremotos mediante la siguiente relación (Risnichenko, 1985):

$$N_{\sum} = A\frac{10^{-b(M_{min}-M_0)}}{1-10^{-b}}$$

donde: M_{min}- Magnitud mínima de los terremotos registrados (umbral mínimo de detección instrumental); M_o– magnitud para la cual se calcula la actividad sísmica.

Matemáticamente la actividad sísmica se calcula por el método de sumatoria, mediante la siguiente fórmula (Risnichenko, 1964; Zajarova, 1972):

$$A = \frac{1-10^{-\gamma}}{10^{-\gamma(K_{min}-K_0)}}\left(\frac{SN_{\sum}}{\Delta ST}\right)$$

donde: $N_{\sum}$- número de terremotos que, comenzando de la clase $Kmin$ y superior, caen en la ventana espacio-temporal dada; K_0 – clase de terremotos para la cual se define la actividad A; S =unidad de área de normalización; para el caso particular de A_{10}se toma igual a $1000Km^2$; ΔS – área de estudio, en Km^2; T es la ventana de tiempo en la cual se realiza el cálculo.

Método de Máxima Verosimilitud

Una de las formas mas usuales de calcularlos valores de "a" y "b" es a través del método de máxima verosimilitud para datos agrupados(Bender, 1983).A partir de una distribución de N eventos con valores de magnitud agrupados en n intervalos de ancho δm. usando esta distribución de magnitudes se obtuvo una nueva expresión de la estimación del valor "b". Suponiendo que se han observado N eventos sísmicos con magnitudes en el rango m_{max}–m_{min} que esta dividido en n intervalos de ancho Δm considerando que los eventos son una distribución multinomial en la cual $f(k_1, k_2, ..., k_n)$ es la probabilidad de que $k_1$magnitudes esten en el primer intervalo, k_2 en el segundo intervalo y $k_n$en el n-ésimo intervalo y viene dada por:

$$f(k_1, k_2, ..., k_n) = \frac{N!}{\prod_{i=1}^{n} k_i}\prod_{i=1}^{n} P_i^{k_i}$$

donde k_i es el número de terremotos en el i-ésimo intervalo de magnitud con el vinculo $\sum_{i=1}^{n} k_i = N$ y P_i la probabilidad de que un evento ocurra en el i-ésimo intervalo con el vinculo $\sum_{i=1}^{n} P_i = N$ luego de algunas simplicaciones se obtiene, (Bender, 1983) obtuvo la siguiente expresión:

$$f(k_1, k_2, ..., k_n) = \frac{N!}{\prod_{i=1}^{n} k_i} \left[\frac{1 - exp(-\beta\Delta m)}{1 - exp(-n\beta\Delta m)}\right]^N exp\left[-\beta\Delta m \sum_{i=1}^{n} (i-1)k_i\right]$$

siendo $\beta = bln(10)$. Luego la función de verosimilitud se define como el logaritmo de esta función y derivando con respecto a β e igualando a 0 se obtiene la ecuación:

$$\frac{q}{1-q} - \frac{nq^n}{1-q^n} = \sum_{i=1}^{n} \frac{(i-1)\, k_i}{N}$$

donde $q = exp(-\beta\Delta m)$
la ecuación anterior muestra que para una suma constante $\sum_{i=1}^{n}(i-1)k_i$ y un intervalo Δm fijo, estimados dependen sólo del número de intervalos n.
El valor de "a" puede obtenerse a través de la siguiente ecuación (Bath 1981), (Aki, 1965; Utsu, 1965):

$$a = log \sum_{i=1}^{n} N_i - log \sum_{i=1}^{n} 10^{-bM_i}$$

y de acuerdo con (Woessner & Wiemer, 2005), (Aki, 1965; Utsu, 1965) el valor de b utilizando esta tecnica de máxima verosimilitud esta dado por . esta dado por:

$$b = \frac{log(e)}{[(Ml) - (Mlc - \Delta M_{bin})]}$$

siendo Ml magnitud promedio de la muestra representativa, con $Ml > Ml_c$, Ml_c, la magnitud de corte a partir de la cual el catalogo esta completamente reportado. Según Habermann(1987), está magnitud de completitud Ml_cpermite eliminar el ruido «explosiones» en los catálogos, en otras palabras es usada para el control de calidad de los catálogos de sismicidad e influye directamente en la estimación de los parámetros del régimen sismico, y ΔM_{bin} determina el ancho del intervalo de magnitudes del catálogo.

1.1.3.2. Algoritmo de Reasenberg

El algoritmo de Reasenberg (1985) asocia dos eventos, si la diferencia en tiempo de ocurrencia es menor que la zona de interacción temporal y espacial del primer evento. La extensión espacial de la zona de interacción está basada en

la redistribución de esfuerzos alrededor de cada sismo. La extensión temporal de la zona de interacción es determinada con un modelo probabilístico. Para un evento previamente asociado a una secuencia de réplicas, es necesario conocer que tan largo es el intervalo de tiempo τ para que después de éste, uno considere encontrar el próximo evento en la secuencia. Basándose en la ley de Omori y las magnitudes de los eventos, Reasenberg (1985) modela una secuencia de réplicas como un proceso Poissoniano dependiente del tiempo, calculando la probabilidad P de observar uno o más eventos en un mismo intervalo de tiempo, determinando el intervalo necesario para esperar el próximo evento en la secuencia, basado en la confianza de P. Para $P = 0{,}95$, τ es:

$$\tau = 3t/10^{2(\Delta M - 1)/3}$$

$$\Delta M = Mmáx - Mmín$$

donde Mmáx y Mmín corresponden a las magnitudes máxima y mínima del catálogo.

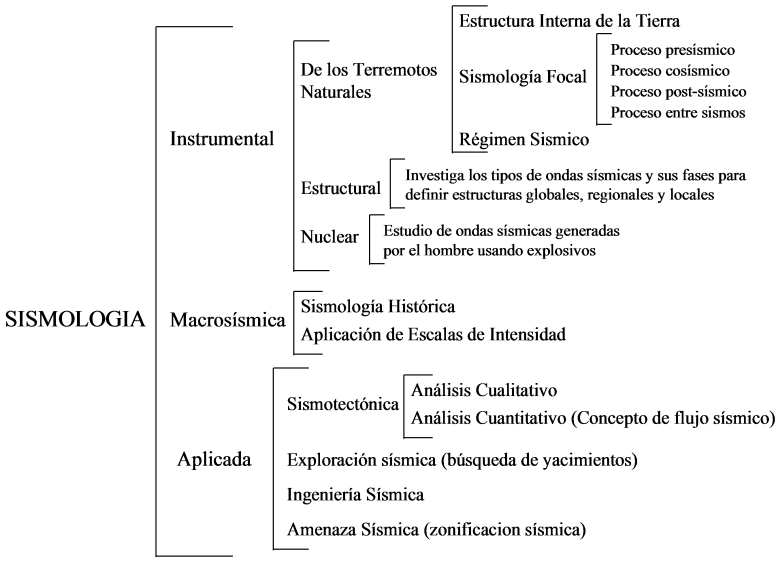
El número de enjambres y el número de eventos agrupados varía en un amplio intervalo de P (correspondiente a la duración de las zonas de interacción). Sin embargo, para $P < 0.8$ (que corresponde a una breve interacción de las zonas), el número de eventos asociados con un enjambre decrece mientras que el número de enjambres incrementa. Este comportamiento refleja el hecho que cuando el modelado de la zona de interacción es reducido, las secuencias previamente agrupadas, se subdividen en enjambres más pequeños desconectados y algunos eventos son aislados completamente de los enjambres. De estas observaciones Reasenberg (1985) concluye que el comportamiento del algoritmo esencialmente refleja los patrones espacio-temporales de sismicidad en el catálogo y es relativamente insensible a los parámetros de la zona de interacción escogidos. Los enjambres resultantes son considerados para representar la distribución de la sismicidad y no se considera que sean efectos artificiales del proceso de modelado.

1.2. Deformación sismotectónica

1.2.1. Concepto de Sismotectónica

Con la ocurrencia del terremoto de San Francisco en 1906, Reid formuló su teoría del Rebote Elástico, que explica como en ambos lados de una falla geológica las fuerzas tectónicas actúan lentamente acumulando deformación hasta un punto límite en el cual ocurre la ruptura por las rocas más débiles, moviendo los dos lados, que experimentan un salto hacia atrás, dando la impresión de un movimiento en forma de rebote: Con esto resolvió parcialmente los interrogantes existentes sobre la forma como las estructuras geológicas y tectónicas se asocian a los terremotos. Desde ese momento, surge la sismotectónica como una ciencia intermedia que se encuentra en la frontera entre la Sismología y la Geotectónica. La Sismología era considerada como la ciencia encargada de estudiar los terremotos; mientras que la Geotectónica, como la define (Jain, 1984), se entiende como la ciencia sobre las estructuras, los movimientos, las deformaciones y el desarrollo de las capas sólidas superiores de la Tierra, de la corteza terrestre y del manto superior (tectonosfera), en relación con todo el desarrollo de toda la Tierra. Hoy en día sabemos que ambas ramas tienen múltiples subdivisiones. Consideremos, por ejemplo, la sismología, que de acuerdo con el tipo de datos utilizados para la investigación se divide principalmente en dos grandes ramas: Instrumental y Macrosísmica; además, dentro de ella se considera un tipo de investigación aplicada que se desarrolla a partir del uso de datos y métodos específicos, como la exploración de yacimientos de minerales y de petróleo. En la Figura 1.2.1 se muestra una de las posibles subdivisiones de la sismología actual.

Figura 1.2.1: Principales ramas de la sismología, clasificación hecha de acuerdo al tipo de datos utilizados y el objeto del estudio a realizar (Tomado de Salcedo, 1997).



Se puede decir que el concepto de sismotectónica ha evolucionado muy rápidamente en el tiempo, pasando de considerarse como una simple asociación de sismos y fallas tectónicas, a una consideración más amplia y objetiva donde el análisis de las características de las zonas propensas a terremotos se hace de manera compleja involucrando datos sismológicos, geofísicos y tectónicos. Sin duda que en esto ha jugado especial importancia el desarrollo de técnicas de medición de los parámetros del subsuelo, como los métodos computacionales usados para el análisis integral de los datos.

En muchas regiones del mundo, se ha introducido el término de geología sísmica, definida como el estudio geológico de la deformación sísmica necesario para determinar la dinámica del proceso de fallamiento (Mezcua et al., 1992) y se ha pretendido usar dicho término en sustitución de conceptos como sismotectónica, paleosismología o neotectónica.

Para establecer los posibles límites y diferencias entre estas disciplinas, es conveniente precisar que la geología clásica se ocupa del estudio de los procesos de deformación de origen no sísmico, mientras que la neotectónica incluye no sólo la deformación de origen sísmico sino también aquella no asociada con terremotos que generalmente es controlada por fenómenos de fluencia. En neotectónica, en algunos casos, se estudian los fenómenos que pueden datarse desde el presente hasta el Mioceno Superior o incluso antes; pero esta identificación de deformaciones no tiene porque ser exclusivamente de origen sísmico aun estando relacionada con terremotos, como puede ser la defor-

mación cosísmica que se produce después de la ocurrencia de un terremoto (Mezcua et al., 1992). Sin embargo, estos autores consideran que es necesario discriminar este tipo de deformaciones, puesto que en el periodo en que ellas se producen es generalmente utilizado para establecer los umbrales de la sismotectónica propiamente dicha. Como se trata de buscar correlación entre deformaciones y sismicidad, debe tenerse en cuenta que el tiempo es un parámetro fundamental que debe considerarse como discriminador de los procesos. Así, Mezcua et al. (1992), consideran que la sismotectónica abarca un periodo histórico y tiene un tiempo que puede oscilar entre 100 y 3000 años dependiendo del registro histórico de la sismicidad en el área de estudio. En cambio la paleosismología abarca hasta el periodo prehistórico y depende fundamentalmente de los estudios geológicos que se hagan en la zona para buscar la relación entre el posible terremoto ocurrido y el fenómeno geológico que a él se asocie.
Para Scholz (1990), la sismotectónica es el estudio de los terremotos como un componente tectónico para el reconocimiento y clasificación de estructuras sismogénicas; con este propósito es necesario el acopio y análisis integral de datos sismológicos, geofísicos y tectónicos.

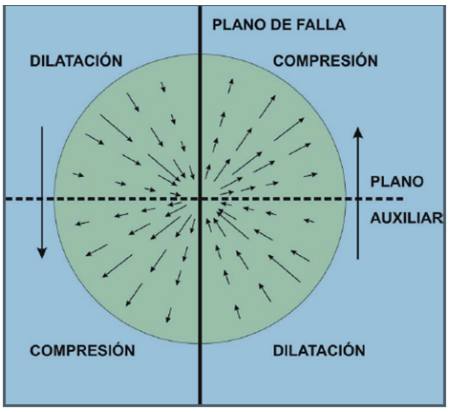
1.2.2. Análisis Sismotectónico

Como se mencionó arriba, desde el punto de vista de su aplicación, la sismología es una ciencia que tiene un amplio radio de investigación dentro del cual se encuentra la Sismotectónica, que puede ser abordada a partir de análisis cualitativo o cuantitativo (Scholz, 1994; Kostrov, 1975; Kostrov y Das, 1988), siendo aplicables tanto a nivel global, como regional o local.

1.2.2.1. Análisis cualitativo - Mecanismos Focales de terremotos

En el estudio sismotectónico, el análisis cualitativo se basa en el hecho de que la ocurrencia de un terremoto que resulta de la dislocación repentina a lo largo de una falla que produce un patrón de radiación en cuatro cuadrantes, que puede ser determinado por el método del mecanismo focal. Los cuatro lóbulos son divididos por dos planos, uno de los cuales tiene la orientación del plano de falla y el otro, llamado plano auxiliar, tiene el vector de deslizamiento como su normal (Figura 1.2.2).

Figura 1.2.2: Representación del patrón de radiación de las ondas P y su distribución en los cuatro cuadrantes separados por el plano de falla y el plano auxiliar. Esto proporciona la orientación geométrica del tensor momento sísmico, expresado como:



Esto proporciona la orientación geométrica del tensor momento sísmico, expresado como:

$$M_{o_{i,j}} = \mu \left(\overline{\Delta u_i} n_j + \overline{\Delta u_j} n_i \right) A$$

Donde: $\overline{\Delta u_i}$ es el promedio del vector de dislocación sobre el área de la falla A, con dirección n_j;μ es el módulo de cizalla; $M_{0_{i,j}}$es un tensor de segundo grado con un valor escalar $M_o = \mu \overline{\Delta u} A$ y las dos direcciones definen las orientaciones de la dislocación y la falla.
Los ejes principales del tensor momento bisecta los lóbulos de dilatación y compresión y son llamados ejes P y T, que al mismo tiempo son los ejes del tensor de caída de esfuerzos, por lo cual sus nombres se refieren a la dirección de compresión y tensión, respectivamente.
Hay dos maneras para la interpretación de los datos del mecanismo focal. La primera, cinemática, en la cual los planos de dislocación producen una interpretación tectónica consistente con la geología y las características de la falla o fuente generadora del terremoto; la segunda, dinámica, la más preferible, se basa en que los mecanismos focales indican la consistencia con la dirección de los esfuerzos regionales. Estos dos tipos de interpretación no siempre son consistentes entre sí.

1.2.2.2. Análisis cuantitativo. Velocidad de deformación sismotectónica

En el caso anterior sólo se considera la información geométrica y si se desea incluir en el análisis la magnitud de los momentos sísmicos, puede realizarse

el cálculo de la contribución del fallamiento sísmico a la deformación. Considérese, por un lado, el caso de una falla de área A sobre la cual ocurren N terremotos de momentos sísmico conocido dentro de un tiempo T. Entonces, la tasa de dislocación sísmica de la fal
la, que se asume domina la deformación sísmica total y que representa la velocidad de deformación del medio, se determina según la siguiente expresión:

$$\dot{u} = \frac{1}{\mu A T} \sum_{k=1}^{N} M_o^{(k)}$$

Si, además se considera un volumen en el cual muchas fallas son activas, puede calcularse la tasa de deformación en el volumen denominada, por Kostrov (1975), flujo sísmico de la masa rocosa,

$$\dot{\varepsilon_{ij}} = \frac{1}{2\mu V T} \sum_{k=1}^{N} M_{o_{ij}}^{k}$$

Donde: $\dot{\varepsilon_{ij}}$ es el tensor de la tasa de deformación media, que corresponde a la parte simétrica del tensor gradiente de velocidad;V es el volumen deformado debido a la actividad sísmica;M_{ij}son las componentes del tensor momento sísmico para todos los terremotos que ocurren dentro de este volumen en el tiempo$T$en años; μ es el módulo de cizalla o de rigidez de las rocas o la viscosidad del medio;N es el número de terremotos.

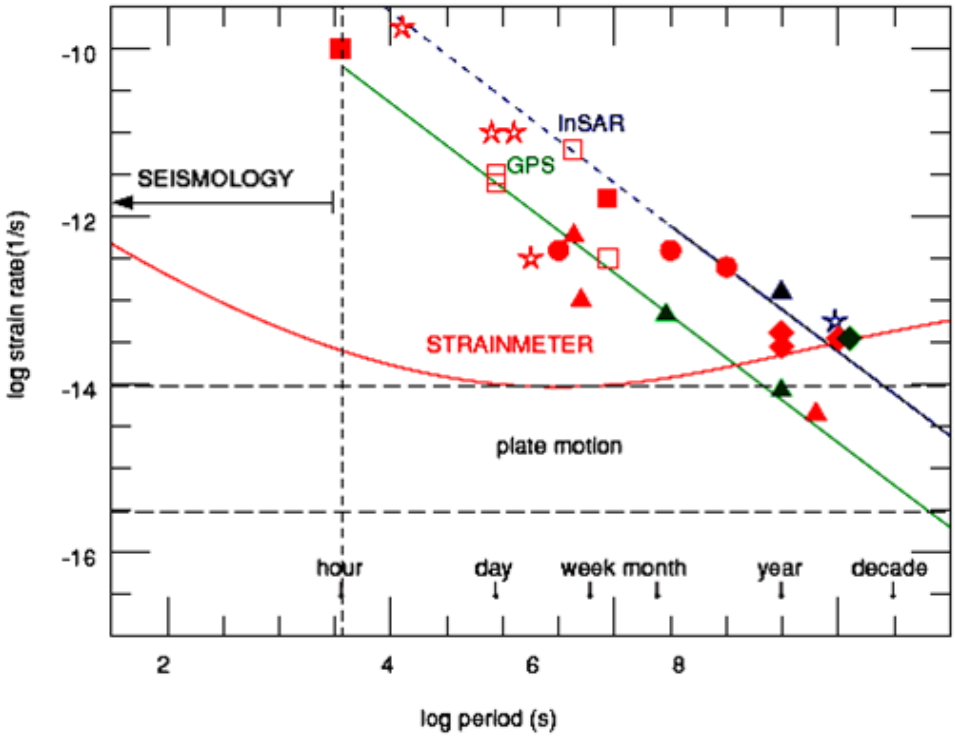
Si se quiere utilizar esta relación, para calcular la tasa de deformación que puede ser comparada sensiblemente con las tasas de largo tiempo geológico, el periodo T para el cual los datos están completos debe ser más largo que el tiempo de recurrencia para las fallas en la región. Si esto no es así, el método puede conducir a una subestimación. El catálogo no necesita ser completo para los eventos pequeños, puesto que en muchos casos el momento es calculado para los pocos terremotos más grandes.

1.2.3. Deformación geodésica

Las mediciones geodésicas de la superficie terrestre realizadas en muchas regiones del mundo han revelado la acumulación de deformaciones producidas por los procesos tectónicos (Scholz, 1994). Dado que la acumulación de la deformación es un proceso que transcurre lentamente en el tiempo, es necesario el uso de técnicas y métodos de alta precisión que puedan captar sus señales. De las múltiples técnicas y métodos geodésicos, que van desde los más típicos y antiguos hasta los más sofisticados y modernos, se ha podido

establecer que el que más se ajusta a los requerimientos para obtener mediciones sismotectónicas confiables corresponde al sistema GPS (Sistema Global de Posicionamiento Satélital – sigla en inglés).
De acuerdo con Ruegg (1994), el sistema GPS es el único método geodésico utilizable para aplicaciones geofísicas locales como la sismotectónica y el estudio de las deformaciones corticales, por razones de su precisión, portabilidad, consumo de energía y costo, entre otros aspectos. De esta forma, muchos autores (Silver et al. 1990; Pancha et al., 2006; Thatcher, 2009, entre otros) han mostrado que las mediciones geodésica con GPS, son comparables con los datos sismológicos y geológicos que demarcan las deformaciones sismotectónicas (Figuras 1.2.3).

Figura 1.2.3: Comparación de las escalas temporal y espacial de las técnicas usadas para medir la deformación tectónica. Fuente: Silver P. G. et al. - A Plate Boundary Observatory. En: http://www.iris.edu/news/IRISnewsletter/EE.Fall98.web/plate.html

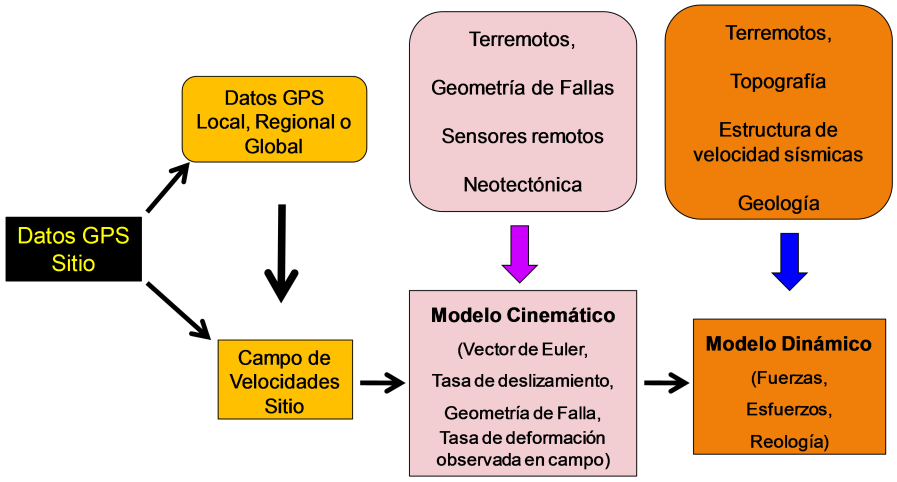


Las medidas de GPS pueden ser realizadas de forma permanente o en campañas periódicas de la misma forma como se hacía con las anteriores técnicas de observaciones de triangulación y trilateración. De esta forma, las mediciones GPS realizadas con gran densificación espacial permiten obtener datos

detallados sobre las fallas activas. La amplia cobertura y la alta precisión geodésica que proveen los GPS dan la posibilidad de que fallas geológicas individuales sean estudiadas como componentes de un sistema fuertemente interactuante en vez de que sean analizadas como elementos individuales que se activan esporádicamente.

Si se cuenta con los datos suficientes, a partir de los métodos de GPS es posible lograr información precisa sobre el campo de deformación local y regional como para contestar algunos interrogantes clave para el conocimiento del ciclo sísmico y de las deformaciones actuales de la superficie terrestre. La figura 1.2.4 muestra como los datos provenientes de las mediciones de GPS pueden ser usados con múltiples propósitos en investigación sismotectónica, cuyos resultados deben analizarse de manera comparativa con la información sismológica y geológica a fin de establecer modelos e interpretaciones más precisas sobre los procesos tectónicos manifestados en la superficie terrestre (Stein and Sella, 2002).

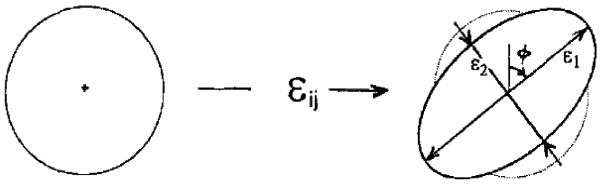
Figura 1.2.4: Utilización de los datos geodésicos GPS para el modelamiento simotectónico. Fuente: Stein and Sella, (2002).



1.2.3.1. Tensor de deformación

La deformación de la corteza terrestre en una región determinada puede ser caracterizada mediante un tensor, denominado tensor de deformación. En el caso estadístico en un tiempo t constante la deformación de la superficie terrestre se simplifica significativamente y, de acuerdo con la teoría de la deformación para un medio continuo homogéneo (Landau y Lifshitz, 1987), se expresa como (Ruegg, 1994):

Figura 1.2.5: Transformación de un elemento de superficie circular en una elipse por el tensor de deformación ij: 1, 2, valores principales del tensor deformación; : azimut de la componente principal. (Tomado de Ruegg, 1994).



daños y efectos consi-

derab

$$\varepsilon_{ij}\,(GEO) = \begin{vmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} \end{vmatrix}$$

Adamek S., Frohlich C. y Pennington W.D. (1988).
donde

Cuadro 1.1: Dirección de deformación

$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}$	$\varepsilon_{yy} = \frac{\partial u}{\partial y}$	$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)$

ε_{xx} - alargamiento o extensión en la dirección del eje x,
ε_{yy} - alargamiento o extensión en la dirección del eje y,
ε_{xy}- cambio de ángulo entre dos elementos,
δ=ε_{xx}+ε_{yy} - dilatación (o cambio de superficie de un elemento) Si se expresa
Υ_1 =ε_{yx}- Componente de desgarre en la dirección del eje x,
Υ_2 =2ε_{xy}- Componente de desgarre en la dirección del eje y,
$\Upsilon = \Upsilon_1^2 + \Upsilon_2^2$- desagarre total
Las expresiones Υ_1y Υ_2, no son componentes del tensor pero se utilizan para expresar deformaciones de desgarre (shear strains). Entonces los valores extremos de la deformación de un elemento superficial puede expresarse como:
Componente principal máxima, $\varepsilon_1 = \frac{1}{2}(\delta + \Upsilon)$
Componente principal mínima, $\varepsilon_2 = \frac{1}{2}(\delta - \Upsilon)$
Azimut de la componente máxima $\phi = \frac{1}{2}\arctan\left(\frac{\Upsilon_2}{-\Upsilon_1}\right)$
Físicamente, estas componentes se entienden como la deformación que sufre un elemento circular al transformarse en una elipse, como se esquematiza en la Figura 5.

De acuerdo con Ruegg (1994), cuando se conocen ε_{xx},ε_{yy}, ε_{xy}se puede calcular la deformación en cualquier dirección , de la siguiente manera:

$$\varepsilon(\phi) = \frac{dl}{l}(\phi) = \varepsilon_{xx} sen^2\phi + \varepsilon_{xy} sen\phi cos\phi + \varepsilon_{yy} cos^2\phi$$

Expresión que denota la variación relativa de la base de longitud l en la dirección φ, producidad por la aplicación del tensor ε. Recíprocamente, conociendo los valores de la variación relativa, de al menos 3 bases de diferente dirección (por ejemplo en los 3 lados de un triángulo geodésico), se puede calcular el tensor ε para una región particular de una red geodésica (Ruegg, 1994).

1.2.4. Modelo sismotectónico

En consecuencia, un modelo sismotectónico es la representación de los procesos tectónicos que en el tiempo han conducido y proyectan la acumulación de esfuerzos y su consiguiente estilo de deformación de la corteza terrestre que a su vez se relacionan con la generación de terremotos en una región determinada.

De esta manera, la tarea de la sismotectónica consiste en establecer, de manera integrada, la situación geológico-geofísica del surgimiento de focos de terremotos en un ambiente dinámico determinado, con base en la cual se resuelve el problema de la zonificación sísmica. Es claro, que el acopio de información no es homogéneo para todas las regiones pero se trata de escoger el máximo posible de variables que hagan real la situación de la zona bajo estudio.

Capítulo 2

Metodología Propuesta

2.1. Sismicidad Regional

2.1.1. Sismicidad histórica y Análisis macrosísmico

Se recopilará la información macrosísmica de terremotos fuertes que hayan causado daños y efectos considerables en el Bloque del Chocó, con el propósito de obtener un catálogo homogéneo que refleje de manera fiable el estado actual del conocimiento de la sismicidad. Este catálogo incorporará las compilaciones existentes y los resultados recientes obtenidos en los estudios de sismos históricos; reevaluación de los cuestionarios macrosísmicos correspondientes a sismos del siglo XX; para lo cual se creará una base de datos digital que facilite la comparación crítica de las distintas fuentes de información. El resultado de este proceso permitirá la elaboración de un catálogo paramétrico representativo de toda la información disponible de la región.

2.1.2. Catálogo sísmico

La metodología que se utilizará para la elaboración del catálogo consiste en la comparación crítica de los distintos catálogos existentes con la información de sismos de la región. Dicha comparación de catálogos es de suma importancia ya que para la región del suroccidente de Colombia existen diversos catálogos provenientes de información de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) de INGEOMINAS y de la Red Sismológica del Suroccidente Colombiano (RedSW) del OSSO, que a su vez han sido alimentadas con datos de las redes sismológicas mundiales. De hecho; no solo para la región del suroccidente colombiano, sino que para casi todo el país, se han detectado consideraciones erróneas de sismos históricos, como: duplicaciones, distintas localizaciones para un mismo evento, errores en asignación de intensidad, etc.

Otro aspecto importante es la falta de homogeneización y completitud de las magnitudes, además de los errores sistemáticos que se presentan en parámetros como la profundidad, donde no se ha hecho una debida constatación y depuración de la información.
Las fuentes de información que se considerarán son las siguientes:

1. El catálogo sísmico de INGEOMINAS, desde 1993 hasta la actualidad, datos publicados en la respectiva página web de la RSNC.

2. El catálogo sísmico de OSSO, desde 1987 hasta 2003, datos existentes en el Observatorio Sismológico y Geofísico de la Universidad del Valle.

3. Catálogo de la Red Sismológica del Observatorio Geofísico de los Andes, perteneciente a la Universidad Javeriana, que desde el año 1951 inicia el monitoreo instrumental de la actividad sísmica de Colombia. Catálogo publicado por la Asociación de Ingeniería Sísmica (AIS).

4. El catálogo de sismos históricos publicado por Armando Espinosa y el Padre Jesús Emilio Ramírez.

5. Catálogo de terremotos para América del Sur publicado por el Centro Regional de Sismología Para América del Sur – CERESIS, (1985). Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región andina, Proyecto SISRA, Vol. 1-14, edited by B. Askew and S.T. Algermissen. (vol. 4: Colombia. Datos de Hipocentros e Intensidades).

6. Catálogos y bases de datos del Centro Sismológico Internacional (ISC) ubicado en Edinburgo, que publica la información de la red sismológicas mundial.

7. Registros sísmicos de la nueva RedSW del OSSO de la Universidad del Valle.

2.1.3. Análisis de sismicidad

A partir de la información macrosísmica y de los catálogos sísmicos se realizará el análisis de la sismicidad regional considerando básicamente el periodo entre 1993 hasta 2016, que corresponde a los datos más confiables considerando criterios del tipo de instrumentación, cobertura de la red sismológica y

criterios del procesamiento e interpretación de la información. Se puede considerar que periodos anteriores están caracterizados por un número escaso de estaciones sísmicas en funcionamiento y, por consiguiente, de una baja resolución en las determinaciones epicentrales (errores del orden de 10 km) y un control insuficiente de las profundidades.

En el análisis de la sismicidad se elaborarán diversos tipos de evolución temporal y espacial de la actividad sísmica para distintos intervalos de magnitudes considerando las bajas y altas de tal forma que permitan establecer las magnitudes máximas posibles y los valores de magnitudes representativas que en conjunto caracterizan los umbrales máximo de saturación y mínimo de detección de magnitudes, asignados al funcionamiento instrumental. Esto permitirá a su vez detectar el estado de completitud que depende de la dificultad en localizar sismos de diversas magnitudes debido al insuficiente número de estaciones de registro disponibles en determinadas regiones de la zona de estudio.

A partir del análisis de los datos recopilados se elaborará el análisis de completitud artificial del catálogo utilizando el método de Max Wyss, Stefan Wiemer y Ramón Zúñiga(2001), a través de un aplicativo llamado ZMAP para anális de catálogos y determinación de parámetros del régimen sísmico desarrollado por ellos bajo el lenguaje de programación MATLAB; se elaborarán los respectivos mapas de síntesis de la sismicidad en el periodo señalado, la escala de presentación será analizada durante el desarrollo del proyecto.

Una vez realizado el análisis de la sismicidad regional, se determinarán los parámetros del régimen sísmico y la ley de frecuencia de ocurrencia de terremotos acorde con la relación de G-R de Guntenberg y Richter; estableciendo, por un lado, valores absolutos de los parámetros a y b y su variación espacial; y, por otro lado, su variación temporal dentro de toda la zona de estudio. Estos valores también serán relacionados con el contexto geológico y, en particular, con la intensidad de la deformación. Se realizarán otros tipos de mapas y gráficos de análisis estadísticos acorde con los postulados teóricos adoptados en el presente estudio, los cuales facilitarán el análisis exhaustivo de la sismicidad regional.

2.1.4. Estado de esfuerzos actuales

Para el estudio del estado regional de esfuerzos en la región del Bloque del Chocó se utilizará básicamente los datos de mecanismos focales de los terre-

motos, realizando la inversión de los datos de forma independiente.

2.1.4.1. Mecanismos focales

Los datos de mecanismos focales serán obtenidos a partir de las bases de datos de Centro Sismológico Internacional (ISC); de la Universidad del Harvard, catalogados como Centroid Moment Tensor (CMT) y del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), cuyos datos son libres y están disponibles en sus respectivos sitios web. También se revisarán y tomará información de los diferentes estudios publicados en el país, que contengan este tipo de información, que preliminarmente han sido considerados en las referencias dentro de las referencias de esta propuesta.

En caso de tener sismos importantes para los cuales no existan soluciones de mecanismos publicados, su cálculo se realizará recopilando datos de polaridades provenientes de distintas agencias sismológicas, leídos directamente a fin de minimizar posibles heterogeneidades.

2.1.4.2. Tensor de Esfuerzos

Después de obtener todos los datos de mecanismos focales, se aplicará el método de inversión de Rivera y Cisternas (1990), para calcular el tensor de esfuerzos y los planos de falla de cada sismo, que mejor expliquen las polaridades observadas. Los parámetros de la inversión son la orientación de los ejes principales de esfuerzo $(\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z)$, el factor de forma definido por $R_S = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ y la orientación del plano de falla para cada sismo.

2.1.5. Deformación sismotectónica actual

2.1.5.1. Velocidad de deformación

Para este análisis, se utiliza la información sismológica actual y de épocas históricas, de tal forma que se identifican las zonas de mayor concentración de epicentros y la evolución temporal de la sismicidad, lo que permitirá establecer algunos periodos de crisis sísmicas importantes y los periodos de baja actividad o actividad moderada. Esta situación es indicativa de una deformación tectónica actual moderada, que además debe ser contrapuesta con datos de otras disciplinas, especialmente de la geodesia, para obtener información sobre el valor de las deformaciones tectónicas y en consecuencia de los períodos de recurrencia de sismos destructores. De igual forma, a partir del análisis de los mecanismos focales de los terremotos, que actúan como una

especie de contador temporal de la deformación sismotectónica en una región determinada, se calculará el tensor de deformación y la velocidad relativa de deformación aplicando el método de flujo sísmico de la masa rocosa (Kostrov, 1975).

Adicionalmente, para el cálculo y modelación de la deformación y modelar el estado de esfuerzos de la corteza, se usará el software Coulomb (Toda et al., 2011), el cual está diseñado para permitir un cálculo de los desplazamientos estáticos y tensiones a cualquier profundidad causada por deslizamiento de la falla e intrusión magnética; además, este programa permite el cálculo de desplazamientos estáticos en una superficie (o mediante estaciones de GPS), y el estrés causado por deslizamiento de la falla. El software Coulomb fue desarrollado por los científicos Shinji Toda, Jian Lin, Ross Stein y Volkan Sevilgen, todos asociados al USGS, bajo la plataforma matemática de MATLAB y está destinado para la investigación dirigida por las universidades.

2.1.5.2. Análisis Geodésico

Desde principios de la década del 90, el sistema GPS viene siendo utilizado para el estudio de las deformaciones tectónicas que se producen en las zonas de contacto de placas así como en el estudio de deformaciones asociadas a la actividad sísmica en zonas continentales sismoactivas.

Con el fin de poder comparar el tensor de deformación sísmica con las velocidades geodésicas horizontales relacionadas con la convergencia de placas, se realiza la proyección del tensor de momento suma en un tensor 2D en el plano horizontal. Dicho método fue aplicado satisfactoriamente en la comparación de la deformación sismotectónica y las velocidades geodésicas en la zona Beltica-Rif-Alborán – España (Stich et al., 2007).

La comparación se hace a partir de las ecuaciones que representan el flujo sísmico de la masa rocosa, descritas anteriormente, y el gradiente horizontal del campo de velocidades GPS, a partir del cual se obtiene el tensor de deformación geodésico, en el cual se desprecia la componente anti-simétrica de contexto que está ligada a las rotaciones. El tensor simétrico se representa mediante una conveniente proyección de los ejes principales y sus correspondientes valores propios.

La información Geodésica será obtenida de las mediciones que desde 1988 viene desarrollando INGEOMINAS a través del proyecto CASA y en la ac-

tualidad por el proyecto GEORED.

2.1.6. Modelo sismotectónico

El objetivo fundamental del presente estudio consiste en proponer un modelo sismotectónico regional que permita interpretar el campo de esfuerzos tectónicos y su relación con el régimen sísmico y los diversos procesos deformantes dominantes en la región. Este se logra con la integración de los datos y resultados obtenidos en cada uno de los procedimientos señalados arriba. Preliminarmente, se puede establecer que en un mapa se representarán los epicentros y los mecanismos focales disponibles, sobre un fondo formado por la sombra del relieve, las principales estructuras tectónicas considerando los diversos tipos de fallas geológicas. De esta forma, las características de la sismicidad regional podrán relacionarse con el contexto geológico y, en particular, con la intensidad de la deformación, cuya evaluación también hace parte del presente proyecto.

Capítulo 3

Descripción de la zona de estudio

El Bloque del Chocó en el noroccidente suramericano, comprende las regiones panameñas y colombianas al oriente de la zona del canal de panamá, hasta el noroccidente colombiano, desde los flancos noroccidentales de la cordillera occidental, por encima de los de los 4° de latitud norte, entre las coordenadas latitud 4° a 10° N y longitud 75° a 80° W . Duque-Caro(1990).
Según (Duque,1990,p.p.51-52), dentro del bloque del Chocó se pueden distinguir dos sistemas montañosos arqueados y paralelos, las serranías San Blas - Darien sobre el margen caribeño que se une a los flancos noroccidentales del la cordillera occidental, y serranías Majé-Baudó, sobre el margen pacífico, constituyen la espina dorsal de esta región. Este marco fisiografico regional se complementa con:

a. Los margenes continentales correspondientes sobre el caribe (Cuenca de Colombia) y sobre el pacífico (Cuenca de Panamá).

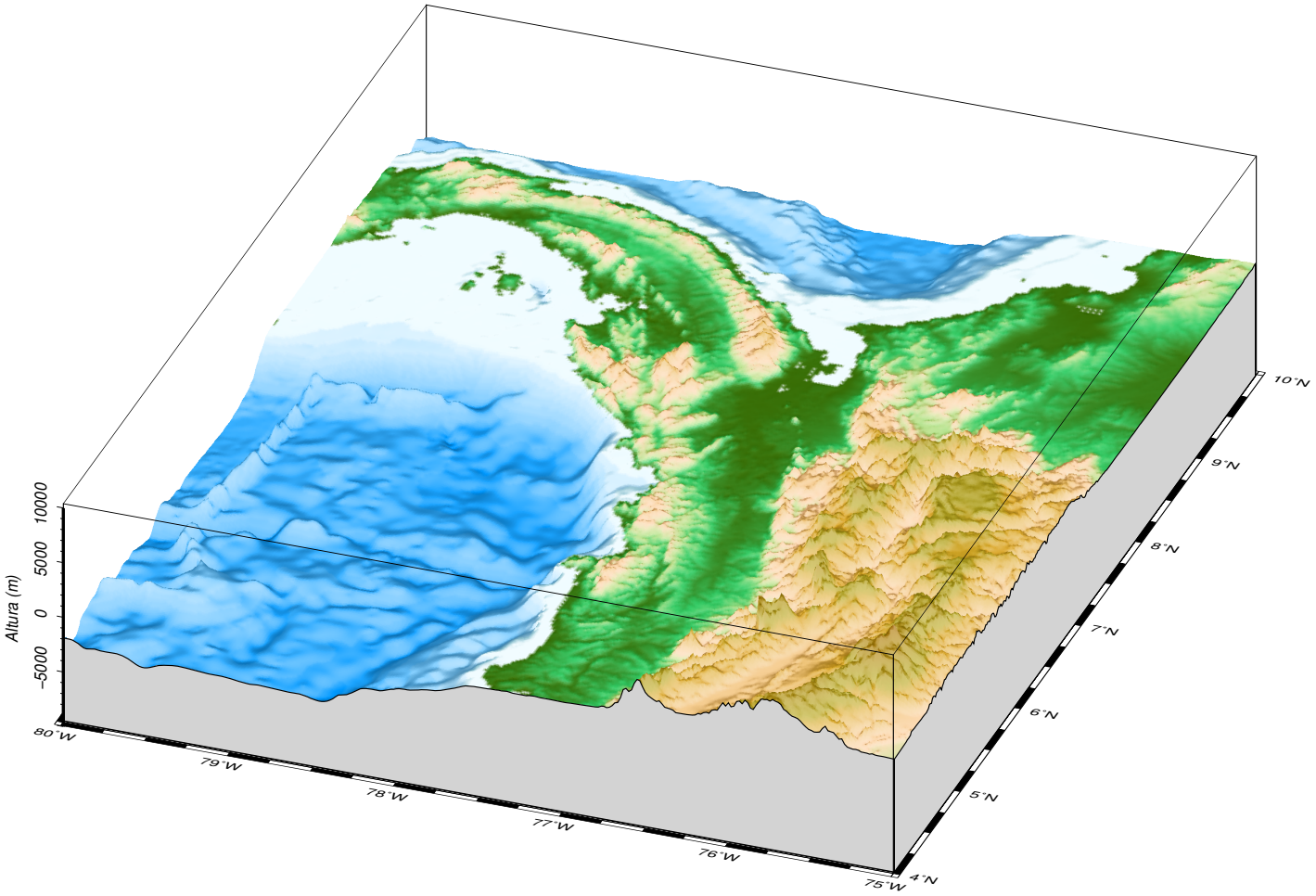
b. La topografia llana y pantanosa de los valles del Atrato y Chucunaque entre los dos sistemas montañosos del oriente panameño y el noroccidente colombiano respectivamente.

c. Las lomas de Istmina en el extremo sur.

Esta region, tema de frecuentes especulaciones, donde la cordillera Occidental siempre se ha considerado como una sola unidad litogenética a partir de analisis particularmente geoquimicos y dataciones radiométricas, y dentro de modelos tradicionales de acrecimiento por subdución, continua siendo geológicamente una de las regiones más desconocidas de colombia, principalmente por la falta de cartografia base, que muestre conjuntamente la problemática estratigráfica y cultural. El bloque del

chocó se aprecia en la figura 3.0.1 y en la figura 3.0.2 (Duque,1990).

Figura 3.0.1: Bloque del Chocó, El modelo 3D. Fuente propia, elaborada en GMT(Generic Mapping Tools) de la Universidad de Hawai , el insumos del modelo fue tomado de la NOAA(Grilla),



3.1. Marco Tectónico

El Bloque del Chocó y la placa Suramericana se encuentran bajo la influencia directa de la zona subducción de la placa Nazca, que converge con el continente con velocidad de 58 mm/año, en dirección W-E; tambien la placa de caribe en el borde Noroccidental que choca en dicha zona con velocidad de 20 mm/year, como se observa en la figura 3.1.1.

Figura 3.1.1: Mapa resumen del area de estudio que muestra la localización de las estaciones sismológicas, fallas, identificado en enl estudio de (Veloza et al.,2012), y placas con vectores de convergencia (Sella et al., 2002)



3.2. LIMITES TECTONOESTRATIGRAFICOS

Según Duque(1990) dentro bloque del chocó se han reconocido 5 zonas de falla que lo delimitan y lo caracterizan: **Uramita, Atrato, Baudó, Panamá y**

la Zona deformada de Istmina.

3.2.1. Zona de Falla de Uramita

Constituye el limite oriental del Arco de Dabeiba, caracterizado por anomalías gravimentricas positivas que Case *et al.*(1971) separaron de las unidades adyacentes con dos fallas limítrofes (falla del atrato y cañas gordas) , y que coinciden con las zonas de fallas aquí descritas. Sobre la carretera Medellín y Dabeiba, más o menos 3 kilómetros al oriente de Uramita, se pueden observar de un lado las características de «melange» del Arco de Dabeiba, en contacto fallado (zona amplia de falla) con las turbiditas del grupo cañas gordas de la Cordillera Occidental. Estas mismas relaciones tambien se observa en las carreteras de Medellín a Quibdó y de Pereira a Istmina y se reconocen por lo menos hasta la región de Uraba. En algunos estudios no publicados Restrepo y Perez (1982), Kelogg *et al (*1989) la traza de la falla del Atrato se ha extendido hacia el norte y coincide aparentemente con la zona de falla de Uramita de este estudio, sin embargo las caracteristicas de la zona de falla del presente estudio son muy diferentes a las de la falla del Atrato. La extensión costa afuera de la Zona de Uramita es muy desconocida y probablemente se encuentra fosilizada dentro del prisma sedimentario marginal de panamá. De la misma manera la naturaleza de esta zona de falla es aún muy dificil de precisar debido a la falta de datos estructurales más detallados. Sin embargo la ocurrencia exótica de los foraminíferos paleocenos mencionados anteriormente, originalmente provenientes del norte, junto con la naturaleza tectónica del límite oriental del Arco de Dabeiba, sugieren que el lineamiento de Uramita es el contacto entre el Arco de Dabeiba de afinidad Centroamericana y el noroccidente suramericano (Duque, 1990,p.63).

3.2.2. Falla del Atrato

Esta falla comprende los margenes occidentales del Arco de Dabeiba controlados estructuralmente a lo largo del contraste gravimétrico entre las anomalías positivas caracteristicas de esta zona frentre a las anomalías negativas de la cuenca del Atrato. Este contraste gravimétrico tambien coincide con el contraste topográfico entre los flancos abruptos del Arco de Dabeiba y la topografía plana y cenagosa del Valle del Atrato (figura 3.2.1).

A lo largo de la carretera Medellín - Quibdó se pueden observar las rocas y la tectónica compleja del Arco de Dabeiba, donde basaltos columnares, al occidente hacen contacto con estratos pelágicos y hemipelágicos de edad

Oligoceno a Mioceno inferior, con buzamientos suaves al oeste(menos de 20°) de las secuencias sedimentarias de la Cuenca del Atrato. Más hacia el norte, sedimentos neogenos poco consolidados, buzando ligeramente hacia el oeste, suprayacen inconformemente la litología compleja del Arco de Dabeiba. Todo esto corresponde a un contacto fallado, a lo largo del cual los estratos suavemente deformados de la cuenca del Atrato se han yuxtapuesto sobre las rocas del Arco de Dabeiba.
La Falla del Atrato fue originalmente introducida en la literatura por Irving(1971,1975). Esta tambien se ilustro originalmente como una **falla de cabalgamiento** buzando hacia el este, con un **desplazamiento sinistro-lateral** y una extensión inferida hasta el Golfo de Urabá. Esta falla sin embargo, nunca ha sido verificada ni cartografiada realmente (Duque, 1990, p.63).

3.2.3. Zona de Falla de Baudó

En la misma Forma que en el Arco Dabeiba, tanto el margen oriental como el occidental del Arco de Baudó son zonas de falla (HAFFER, 1967) y coinciden con contrastes tanto gravimétricos abruptos (Case et al,1971), (Case et al,1974); (Briseño y Garupe,1978), como topográficos, entre la topografía baja y pantanosa de los ríos Atrato - Chucunaque y la topografía rugosa y flancos orientales pendientes de las Seranías del Baudó-Majé(figura 3.2.1) y con contrastes litológicos y estructurales entre estratos oligocénicos a más jóvenes que buzan suavemente hacia el eje de la cuenca y las litologías complejas y falladas del Arco de Baudó (Haffer, 1967). Una caracteristica adicional que tiene este límite oriental, es la ocurrencia de «pliegues en echelon» a lo largo de los márgenes occidentales de las cuencas del Atrato - Chucunaques tanto en Colombia noroccidental (Barlow, 1981) como en Panamá oriental (Wing y McDonald, 1973), que particularmente en el Valle del Atrato afectan principalmente los estratos oligocénicos a miocénicos medios, mientras que los depósitos post-miocenicos no aparecen sustancialmente afectados ni deformados (Duque, 1990, p.63).

3.2.4. Zona de Falla de Panamá

Seúng Duque(1990), de este limite del Bloque del Chocó se tiene aún muy poca información; sin embargo se pudiera trazar y asociar con los trenes y lineamientos estructurales conocidos de la cuenca de Panamá, inmediatamente adyacente(figura 3.2.2); (Andel et al, 1971; Case, 1974; Londsdale y Klitgord, 1978; Case y Holcombe 1980). Por ejemplo, la «deep shear zone», con un tren NW, paralela al canal de Panamá (Fig 2. de Case,

1974; Case y Holcombe, 1980), que separa los bloques del Chocó del de Chorotega (Dengo, 1983), aparentemente se encuentra al sureste y así 1 Basado en las experiencia de sismologos en colombia se suele hablar de réplicas cuando ocurren

0.0000d

definiría el margen occidental del Bloque del Chocó. Este fenómeno, a su vez, coincide con el gradiente batimétrico abrupto de los márgenes pacíficos costeros el noroccidente colombiano y del oriente panameño (Lonsdale y Klitgord, 1978).

3.2.5. Zona Deformada de Istmina

Establece el limite sur del Bloque del Chocó (Figs 3.2.1 y 3.2.2), este se encuentra definido por la topografía de colinas bajas características de esta zona estructural, que tiene una dirección de rumbo N60°E y que en la literatura se encuentra referida como «Istmina Shallows» (Nygren, 1950), «Istmina Shear zone» (Haffer, 1967), «San Juan Paleohigh» (Bueno y Govea, 1976). Esta gran zona estructural, que separa de la cuenca del Atrato de la del San Juan, tiene más de 40 km de ancho por 320 km de largo y se extiende desde la cuenca de Panamá donde parece originarse con trenes estructurales similares (Figura 3.2.2); (Andel et al., 1971), hasta los flancos occidentales de la Cordillera Occidental. A lo largo de la carretera Istmina a Pereira (Figura 3.2.3) esta zona consiste en rocas sedimentarias estratificadas muy deformadas, no más jovenes que el Mioceno medio (datos de Foraminiferos, Duque, 1990, en imprenta). Su estilo estructural está expresado por buzamientos muy pendientes con un tren N60°E, y pliegues apretados y fallados a lo largo del rumbo (Haffer, 1967; Barlow, 1981), y se puede seguir por lo menos hasta la Cordillera Occidental donde se han observado facturas y diaclasas con la misma orientación de N60°E, asociadas a fallas orientadas N20°W. La informacion Geofisica correspondiente muestra anomalias gravimétricas negativas que indican el gran espesor de sedimentos bajos este fenómeno estructural; los registros de sismica de reflexión, particularmente de las áreas costa afuera, al norte y al occidente de Buenaventura, entre las latitudes 4° y 5° N (datos de Ecopetrol), contienen «intrusiones diapíricas» similares a las del sinturon del

sinú en el Caribe Colombiano (Duque, 1984) en la continuación submarina de esta zona.

La zona Deformada de Istmina parece ser más que un simple fenómeno estructural, ya que divide la Cordillera Occidental en dos segmentos característicos (Figura 3.2.3):

- El **segmento norte** caracterizado por, anomalías gravimétricas positivas, N a NW del Arco de Dabeiba, y principalmente rocas ígneas, caracteristicas caóticas estratigráficas a lo largo de sus flancos occidentales, y anomalías gravimétricas predominantemente negativas, generalmente correlacionables con las turbiditas del Grupo Cañas Gordas a lo largo de sus flancos orientales.

- El **segmento sur** de la zona deformada de Istmina, a lo largo de los flancos occidentales de la Cordillera Occidental ocurren anomalías gravimétricas negativas, N20E (Case et al., 1971) correspondientes en general a las secuencias metamórficas y metasedimentarias de las formaciones cretácicas Cisneros y Espinal del Grupo Dagua (Barrero, 1979). Los flancos orientales del segmento sur, muetran anomalías gravimétricas positivas correspondientes a las secuencias volcánicas del grupo «Diabásico» del cretácico superior (Case et al., 1971; Barrero, 1979). Otro gran contraste con el segmento norte, es la ausencia de plutones granitoides en los flancos occidentales que el segmento mencionado son muy caracteristico.

  Costa afuera, las diferencias entre el segmento norte y sur, se manifiestan por una gran ruptura tectónica, indicada por contrastes geofisicos entre la Serranía del Baudó al norte, y la Isla Gorgona al sur (Mcgeary y Ben-avraham, 1985), y coinciden con la extensión occidental de la Zona Deformada de Istmina.

Figura 3.2.1: Principales elementos fisiograficos del noroccidente suramericano: serranías de San Blas - Darién, Baudó - Majé, Valles de Atrato y Chucunaque, colinas de Istmina y Cordillera Occidental.(Duque,1990,p.55)

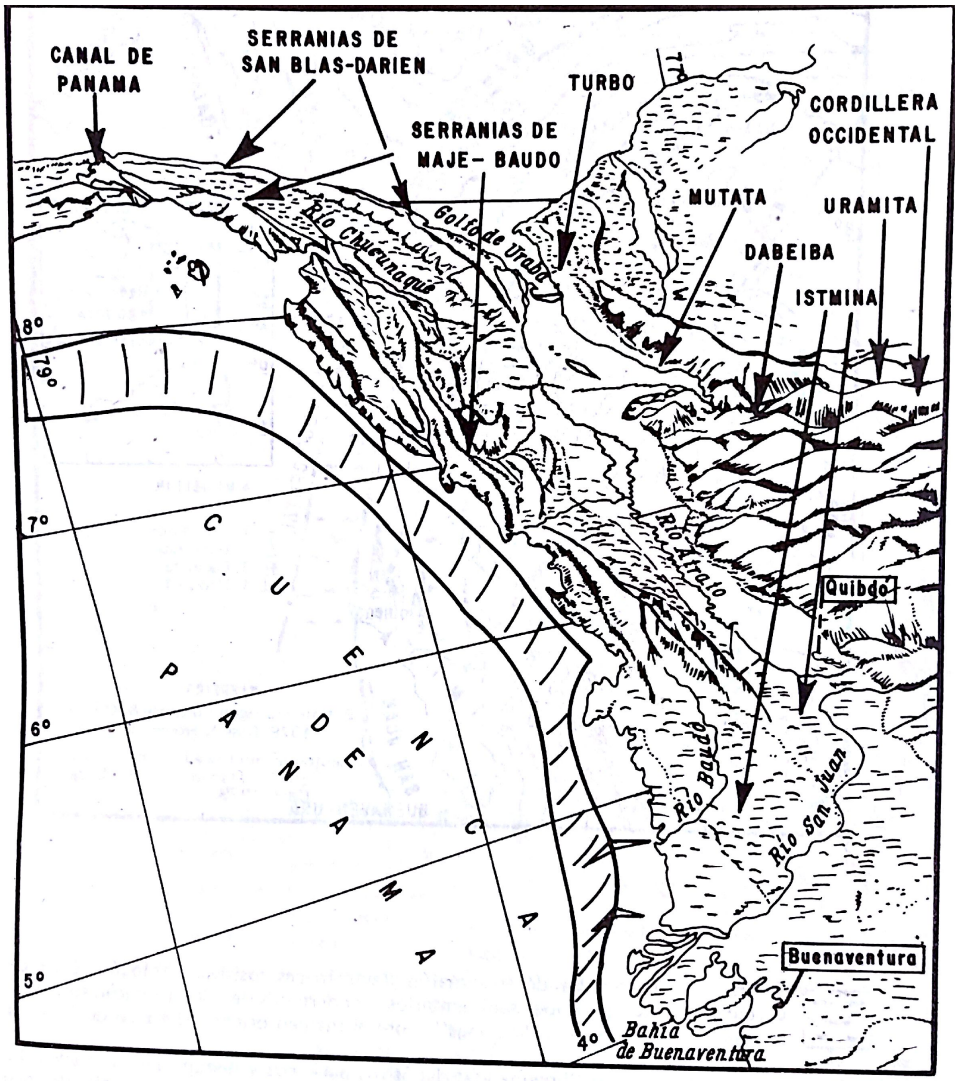
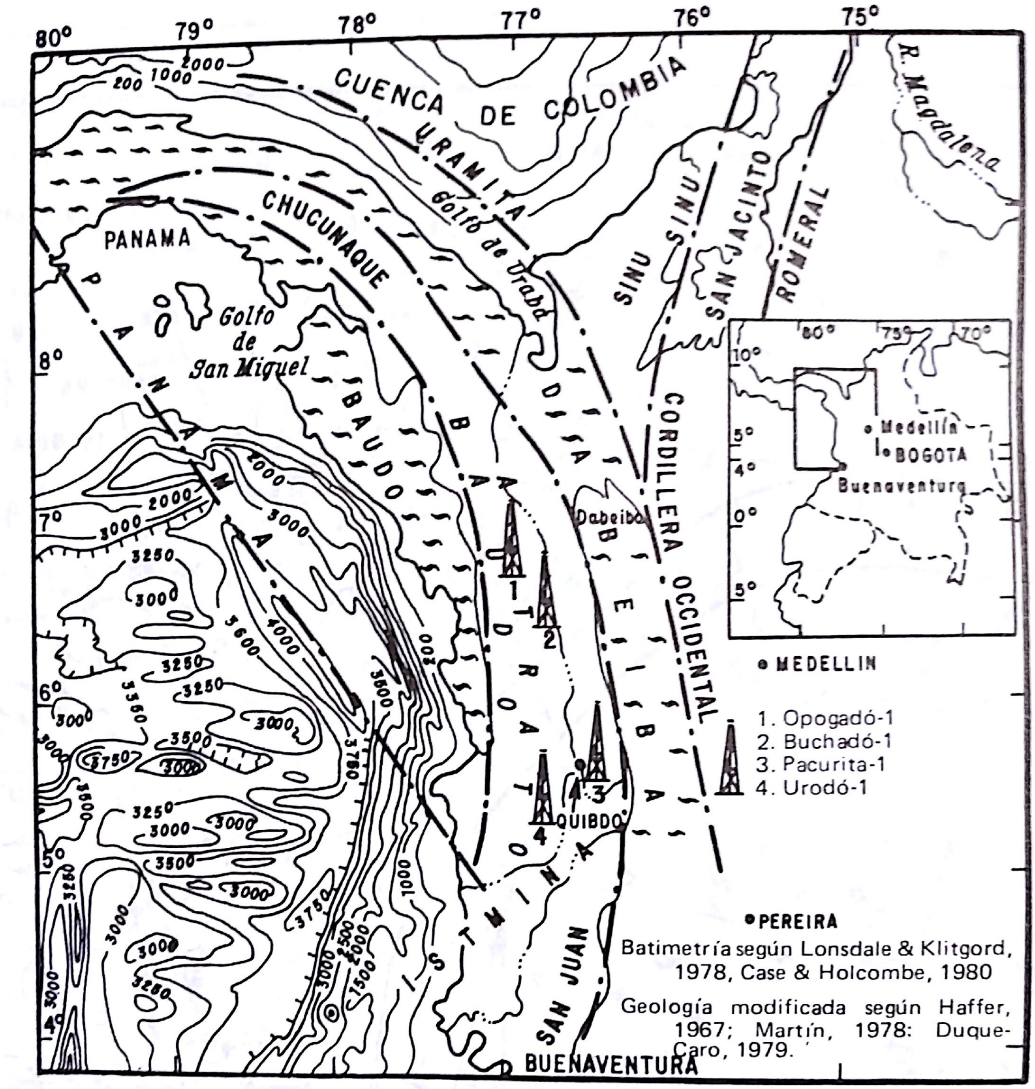


FIG. 2: Principales elementos fisiográficos del noroccidente suramericano: Serranías de San Blas - Darién y Baudó - Majé, Valles del Atrato y Chucunaque, colinas de Istmina y Cordillera Occidental.

Figura 3.2.2: Caracteristicas estructurales y litogenéticas del Bloque del Chocó.(Duque,1990)

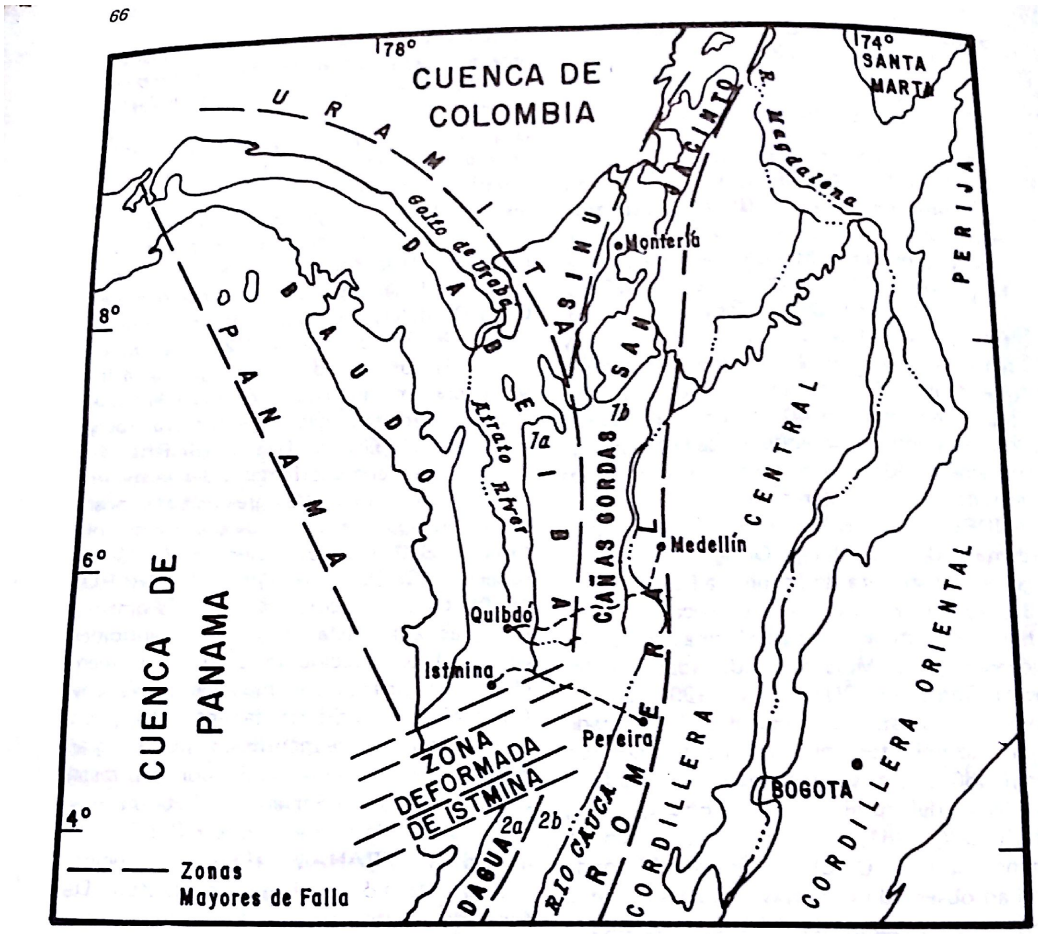


Arcos de Dabeiba y Baudó: Anomalías gravimétricas positivas; litologías volcánicas y volcanoclásticas; bloques sedimentarios incoherentes de edad Cretaceo superior a Mioceno; fábrica de tipo "Melange" sobre el margen oriental del arco de Dabeiba.

Cuenca de Atrato y Chucunaque: depósitos pelágicos y hemipelágicos de edad Oligoceno a Mioceno medio, y depósitos terrígenos marinos y continentales de edad post-Mioceno medio.

Zonas de Falla.

Figura 3.2.3: Implicaciones estructurales de la zona deformada de Istmina en la Cordillera Occidental de Colombia.(Duque,1990)



SEGMENTO NORTE

1a Flancos occidentales. Arco de Dabeiba. Principalmente vulcanitas oceánicas e intrusivos félsicos, bloques caóticos pelágicos y hemipelágicos. Anomalías gravimétricas positivas hasta Panamá oriental. Zona de melange en el margen oriental.

1b Flancos orientales. Turbiditas y vulcanitas del Grupo Cañas Gordas. Principalmente anomalías gravimétricas negativas al occidente.

SEGMENTO SUR

2a Flancos occidentales. Metamorfitas, metasedimentitas y metavulcanitas del Grupo Dagua. Anomalías gravimétricas negativas aparentes.

2b Flancos orientales. Vulcanitas y sedimentitas del Grupo Diabásico. Anomalías gravimétricas positivas.

FIG. 7: Implicaciones estructurales de la Zona Deformada de Istmina en la Cordillera Occidental de Colombia.

Capítulo 4

Procesamiento y obtención de datos

4.1. Sismicidad Regional

4.1.1. Sismicidad Histórica

La información adquirida para el analisis macrosismico comprende el período desde 1925 a 1979 es decir 55 años, los cuales se verifican en el anexo en (cuadro A.1). Dado que los periodos no son contiguos en el tiempo y para ese momento no había entrado en operación la RSNC (Red sismológica nacional de colombia) no se tenia suficientes registros de eventos sismicos para obtener resultados que develen de manera confiable el comportamiento de la sismicidad de una región, "a pesar de esto, un estudio probabilistico bien interpretado a la luz de la sismicidad histórica con las condiciones geológicas y tectónicas válidas, acompañado de un tratamiento adecuado de la información, se constituye en un elemento valioso para evaluar la sismicidad futura y la amenaza sismica de una región determinada" (Caneva, Salcedo, Hissenhoven & Alfaro, 2003).

4.1.1.1. Sismicidad Instrumental

Apartir de los datos macrosismicos registrados en el anexo (cuadro A.1) y los datos instrumentales comprendidos en el período 1993 a 2016 contenidos en la **RSNC (2016)** y algunos sismos del periodo 1992, se procede a hacer el procesamiento de los datos depuración y homogenización del catálogo, considerando algunos aspectos de control de calidad tales como:

- Homologar magnitudes referentes a un mismo evento que aparecen en los distintos catalogos utilizados.
- Constatar los parámetros cinematicos (latitud, longitud,pronfundida, tiempo) para verificar si un mismo evento aparece con valores de parámetros

diferentes en los distintos catalogos analizados.

Adicional a estos criterios de procesamiento manual, se hace uso del paquete ZMAP para la determinación de los parámetros del régimen sismico y análisis del catalogo, para ello se llevó a cabo el siguiente procedimiento:

a) Mapa homogeneo con magnitud de completitud Mc definida

b) Creación de grilla que contenga la región de estudio

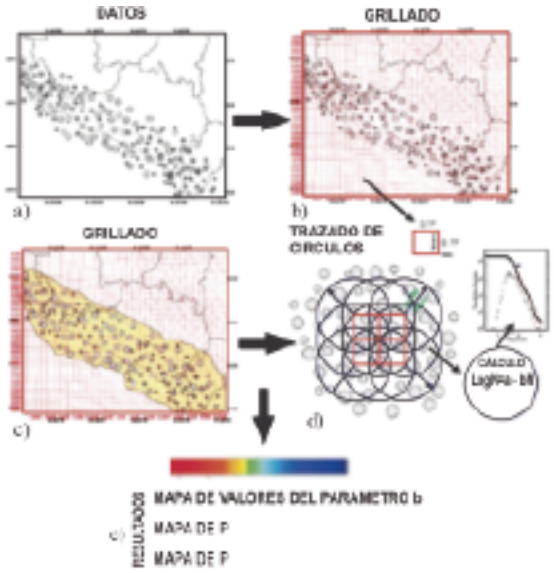
c) Delimitación del área de estudio

d) Radio de muestreo

e) Mapa de valores del parámetro b.

tal como se ilustra en la Figura 4.0.1:

Figura 4.1.1: Diagrama del Procedimiento para la determinación del régimen sísmico y analisis del catalogo (Tomado de Condori, 2011)



De acuerdo con el procedimiento anterior ilustrado en la Figura 4.0.1. Primero se cuenta con un mapa sísmico homogéneo y con una magnitud de completitud definida (Figura 4.0.1a). Despues de fijar la magnitud de completitud M_c se utiliza el algoritmo de Reasenberg(1985) incluido en el paquete ZMAP, para la eliminación de eventos considerados como réplicas, el cual es una modificación de la ley de Omori-Utsu (1961) tal como se muestra en la Figura 4.0.2..El siguiente paso, es crear un reticulado de celdas (Figura 4.0.1b), o mallas, bordeando toda la región de estudio Figura 4.0.1c). Con base en cada

nodo de las celdas se generan áreas de circulos con radio de muestreo constante (Figura 4.0.1.d). Las dimensiones de la malla, y el volumen esférico dependerán principalmente del número de eventos sismicos contenidos en la región de estudio. Es por eso que los parámetros de entrada deben ser bien definidos, para reducir los errores en el cálculo del valor de b. Para este estudio se estableció la grilla cada 0.02º de latitud y longitud, equivalente a 2 km de largo y ancho, y se consideraron volúmenes esféricos de 150 km de radio. La curva de distribución de la relación Gutenberg-Richter es calculada para cada volumen esférico y a partir de esta curva, los valores a y b son estimados con el método de máxima verosimilitud. Finalmente, se genera un mapa o tomografía del valor de b en escala de colores a partir de una interpolación con el método kriging (Figura 4.0.1.e).

Figura 4.1.2: Sismicidad de Instrumental de la Región del Bloque del Chocó

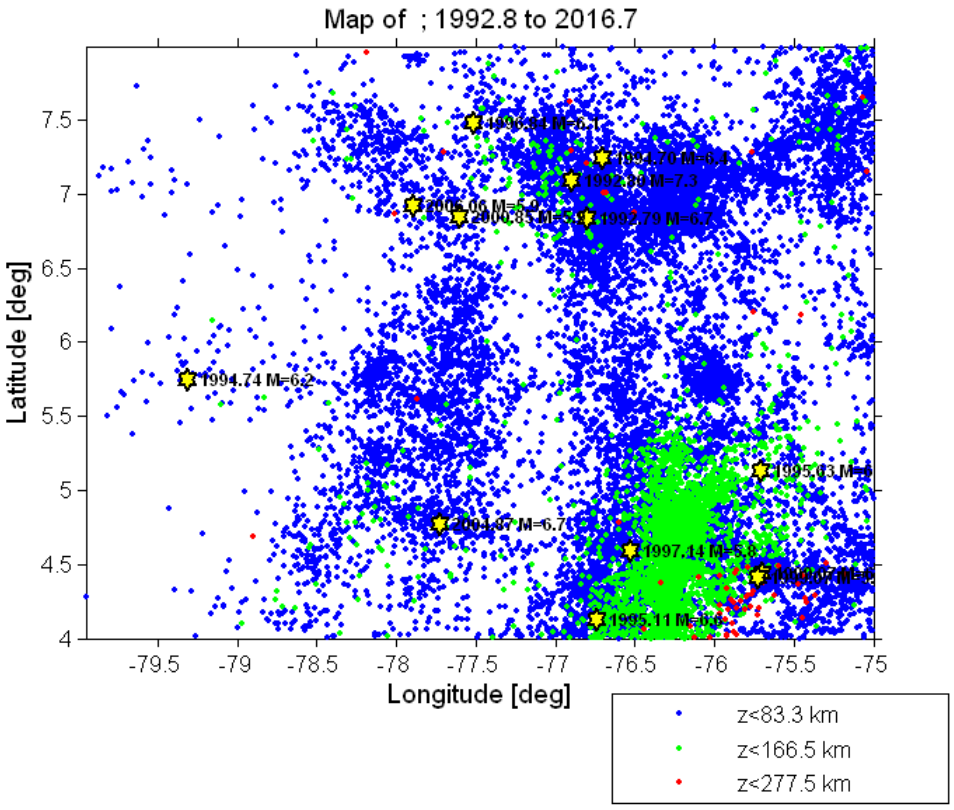
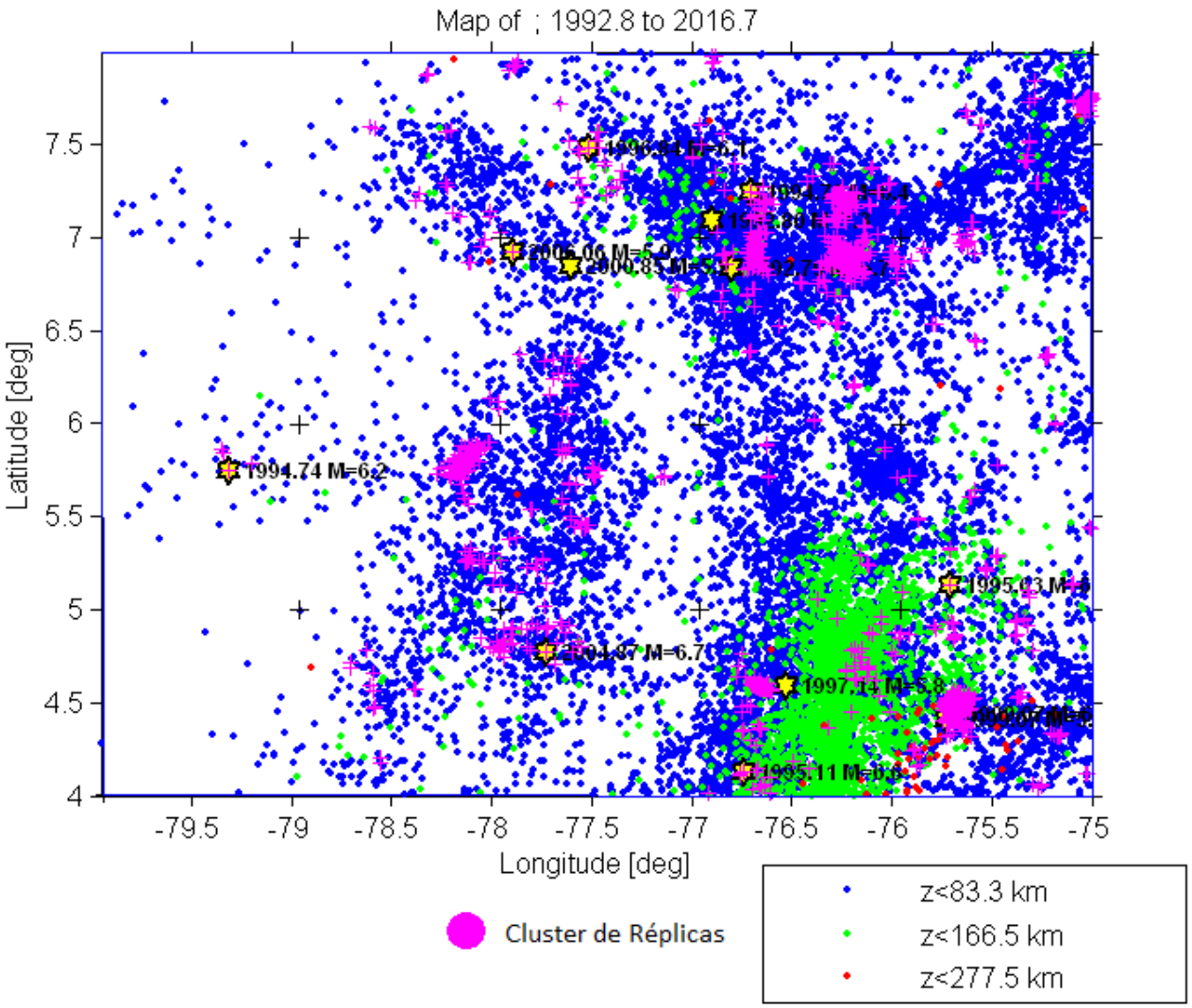


Figura 4.1.3: Mapa de Cluster basado en el Algoritmo de Reasenberg(1985)



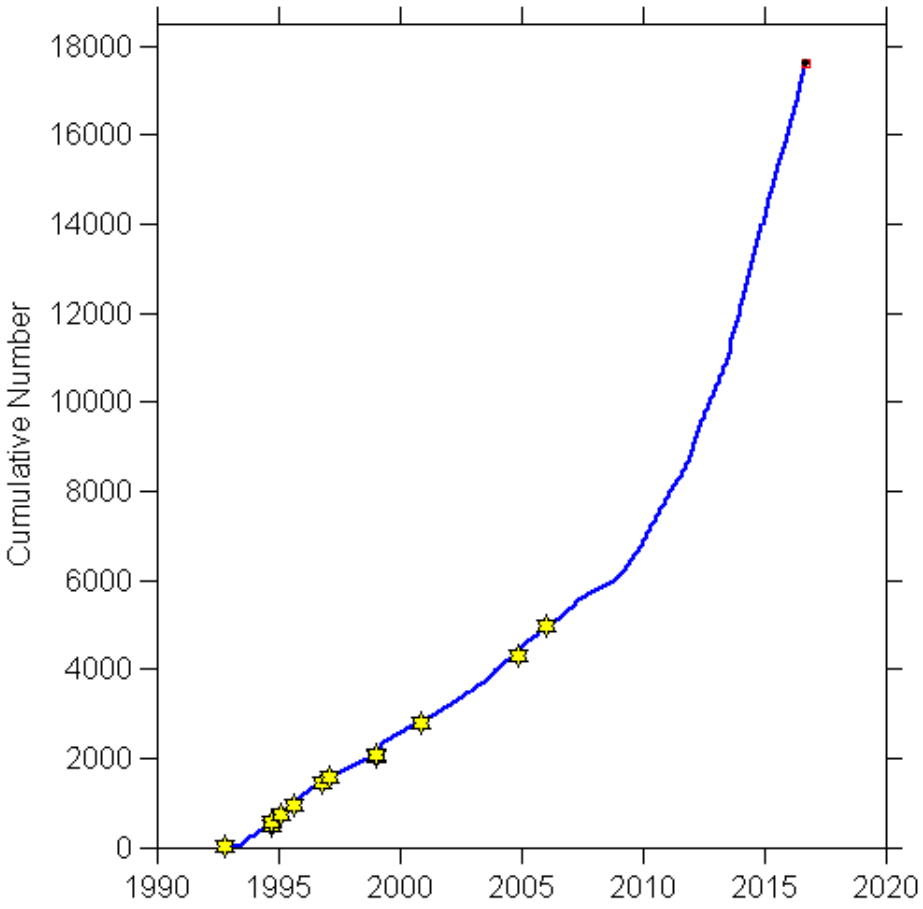
A través de dicho algoritmo de Reasenberg(1985) se obtiene 303 sectores(clusters) con un total 1211 réplicas extraidas a partir 17634 eventos sismicos consignados en el catalogo, las cuales fueron removidas, para evitar que se produzca ruido en la obtención de los parámetros de régimen sismico. Este algoritmo es una modificación de la ley de Omori-Utsu(1961), y permite modelar la ocurrencia de réplicas y su dinamica en el tiempo.

4.1.1.2. Serie de Tiempo

Parcialmente depurado el catálogo, es decir libre de réplicas, y errores grue-

sos, se procede con otros niveles de procesamiento que permite optimizar la información sismológica e ir mejorado la muestra. Para ello se grafica el numero de eventos acumulados por año utilizando una rutina de ZMAP(wiemer, 2001) que su función es contar el numero de terremotos por año sin importar la magnitud tal como se muestra en la Figura 4.0.3:

Figura 4.1.4: Serie de tiempo para el catálogo completo en el período 1992 a 2016

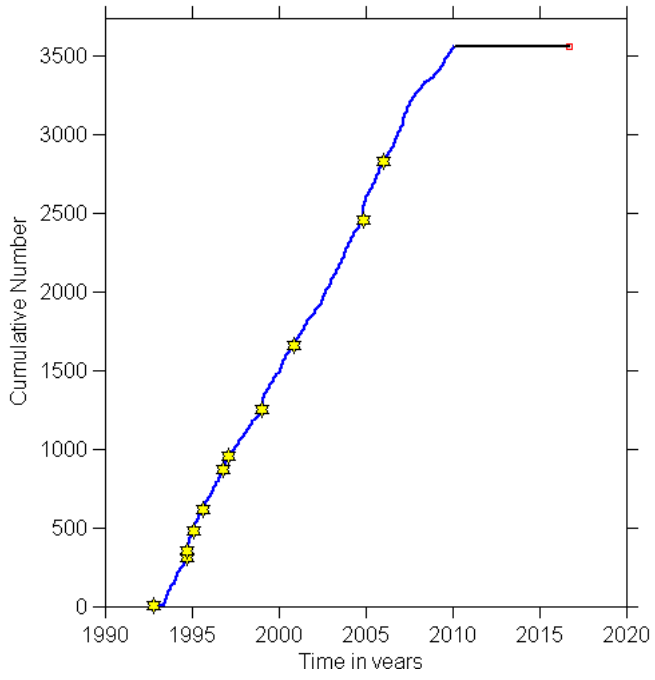


De la serie temporal de la Figura 4.0.4 se observa un cambio abrupto en la pendiente a partir del año 2010 que de acuerdo con los archivos de respuesta instrumental proporcionados por la red sismológica nacional de Colombia(RSNC, 2016) que contienen información sobre el ancho de banda de las estaciones de la red sismológica, niveles de sensibilidad de las mismas y demás parámetros relacionados con la precisión de las mismas, este cambio, se debe a la instalación de nuevas estaciones puestas en operación justamente

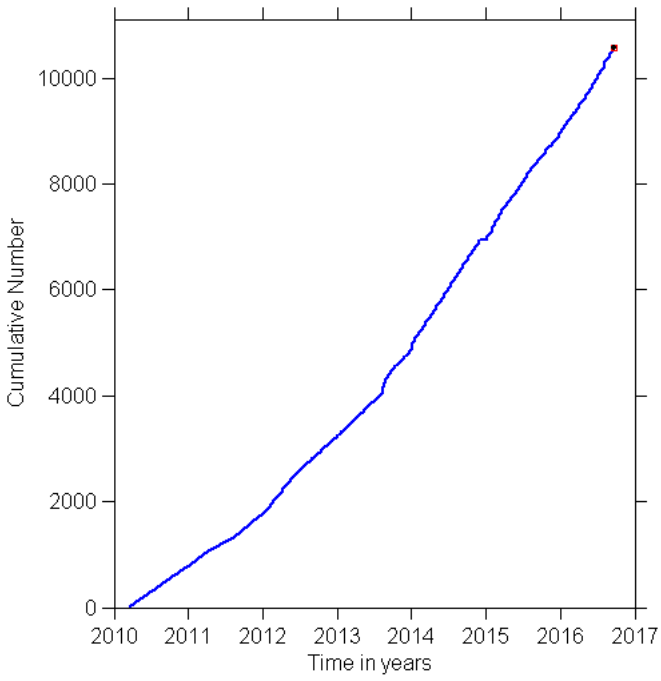
apartir de ese mismo año, como: **San José del palmar, Helena, Rosal, Punta Ardita, Ciudad Bolivar, Guyana, San Jacinto, Yotoco** con tecnologías mejoradas en cuanto al umbral minimo de detección de magnitudes sísmicas pequeñas, mayor nivel de sensibilidad, de un ancho de banda significativamente mayor a las estaciones instaladas en años anteriores. Con base en estos cambios justificados, dada la marcada diferencia que se presenta en la serie de tiempo y para no dar lugar a subestimaciones en la determinación de parámetros del régimen sismico, se decide dividir la muestra en dos partes de manera que sea representativa para la región. La primera en el período comprendido entre 1992-2010.1 y la segunda en el período comprendido entre 2010.2 a 2016, tal como se muestra en la Figura 4.0.5a y Figura 4.0.5b respectivamente. De esta manera se trata de modelar la situación real de la siscimidad de la región.

Figura 4.1.5: Primera muestra de la serie de tiempo comprendida entre 1992 a 2010.1 y Segunda muestra comprendida entre 2010.2 a 2016

(a) Primera muestra de la serie de tiempo comprendida entre 1992 a 2010.1



(b) Segunda muestra comprendida entre 2010.2 a 2016



De acuerdo con la Figura 4.0.5a del grafico **tiempo(años) contra eventos sismicos acumulados** en el período comprendido entre 1992 a 2010 se observa una pendiente relativamente constante, este hecho esta relacionado con la buena calidad de los datos del catalogo, y la frecuencia es relativamente

homogénea en el tiempo(Condori y Pérez, 2015). Esto permite una buena estimación de los parámetros del régimen sismico.
Similarmente de la Figura 4.0.5b del gráfico **tiempo(años) contra eventos sismicos acumulados** en el período comprendido entre 2010 a 2016 se observa una pendiente con una ligera catenaria debido aque a partir de año 2010 se intorducen nuevas estaciones a la red sismologica nacional de Colombia, estaciones con mejor tecnología lo que implica pequeñas variaciones de la pendiente. Pero aún asi permitió determinar parámetros que concuerdan con otros parámetros estimados en otras zonas de estudio.

Ejemplo de calculo de los parámetros del régimen Sísmico

Ley de frecuencia de ocurrencia de terremotos Con base en la ecuación definida por Gutenberg y Richter (1944) $LogN = a - bMl$, siendo N el número de terremotos de la zona de estudio, Ml la magnitud local definida en la escala de Richter modificada para colombia, a el parámetro de actividad sismica, b la pendiente de la ecuación de recurrencia que para muchos autores este parámetro es interpretado como un premonitor de sismos fuertes (Salcedo,Rivera & Gómez, 1997), la cual determina la recurrencia de los sismo de la región tal como se muestra en el siguiente ejemplo de calculo:

Para el ejemplo se selecciona los sismos instrumentales de la región de estudio comprendidos en periodo 4 de junio 1993 al 29 de febrero 2016 tomados del catalogo de sismos de la **RSNC (2016)**, y se cuenta el número de terremotos N que hay por cada clase de magnitud M que estan dadas cada 0,5, una vez hecho esto se le extrae el logaritmo en base 10 a cada uno los N de cada marca de clase, tal como se ilustra en el siguiente cuadro 4.2:

Cuadro 4.1: Calculo del ley de recurrencia

Marca de clase magnitud(M)	N	LOGN
3	1532	3,185258765
3,5	634	2,802089258
4	220	2,342422681
4,5	80	1,903089987
5	26	1,414973348
5,5	7	0,84509804
6	4	0,602059991
6,5	3	0,477121255

Parámetro b

Con base en el método de máxima verosimilitud definido en el marco teorico se estima el parámetro b, el cual es la pendiente de la ley de recurrencia Gutenberg-Richter, esta dado por la expresión:
$b = \frac{log(e)}{[(Ml)-(Mlc-\Delta Ml_{bin})]}$, con base en la tabla anterior, b se estima de la siguiente manera:

$Ml = 4{,}7$, este valor representa el promedio de las magnitudes de la muestra representativa, determinada a partir de la magnitud de corte Ml_c.

$Ml_c = 3$, es magnitud de corte o completitud, determinada por el metodo de Entire-magnitude-range method (EMR) modiicado de Ogata and Katsura (1993) (Woessner & Wiemer, 2005).

$\Delta Ml_{bin} = 3{,}5$es el ancho del intervalo de magnitudes del catalogo de sismos utilizado.

$e = 2,71$ es la constante de Euler

luego se determina b :

$$b = \frac{log(e)}{[(4,7) - (3 - 3{,}5)]} = 0{,}083$$

Parámetro A Para obtener el valor del parámetro de Actividad sismica A se utiliza el método de máxima verosimilitud, tal como se definió anteriormente:

$$a = log \sum_{i=1}^{n} N_i - log \sum_{i=1}^{n} 10^{-bM_i}$$

donde:

N_i es el número de terremotos de cada una de las magnitudes *cosísmico*, M_i de cuadro 4.2; b es parámetro del régimen sismico anteriormente calculado, y por consiguiente a en el cuadro 4.3 es:

Cuadro 4.2: Calculo del parámetro de Actividad Sismica

M_i	N_i	a
3	***1532***	***5,68315852***
3,5	635	2,802773725
4	220	2,342422681
4,5	81	1,908485019
5	26	1,414973348
5,5	7	0,84509804
6	4	0,602059991
6,5	3	0,477121255

A partir de la magnitud de Corte o magnitud de completitud M_c, se definen los parámetros del régimen sismico, para el caso $M_c = 3$ entonces el valor donde se máximiza la probabilidad es:

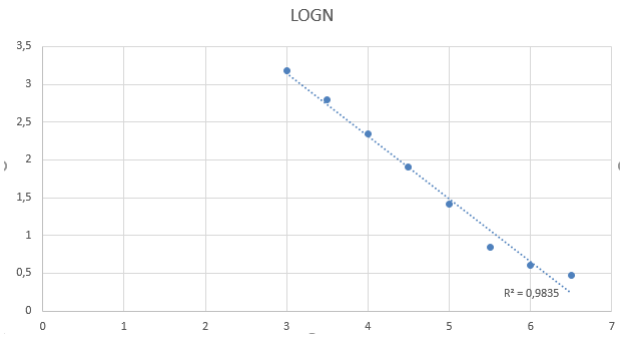
$$a = 5,6$$

de esta manera queda determinada la ley de recurrencia Gutenberg-Richter :

$$LogN = 5{,}6 - 0{,}83M$$

posteriormente se grafica N (en el eje de las abscisas) y $LogN$ (en el eje de las ordenadas), tal como se muestra en la Figura 4.0.6.

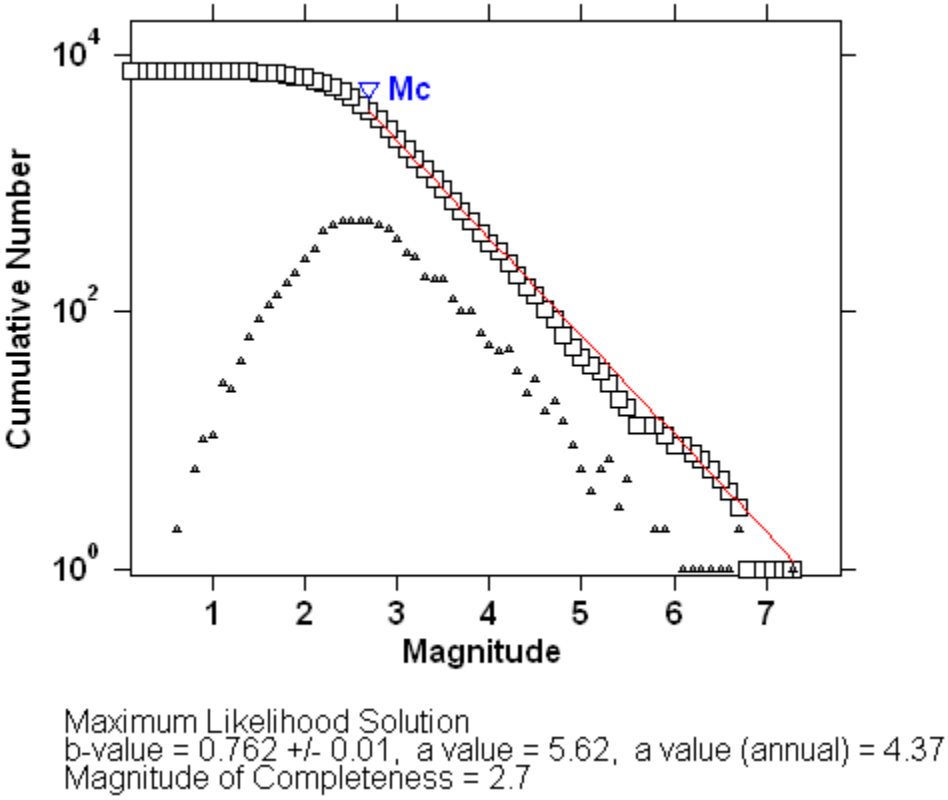
Figura 4.1.6: Ley de recurrencia Gutenberg-Richter para datos instrumentales $LogN = 5{,}64 - 0{,}83M$



Aplicando este procedimiento a todo el catalago de sismos instrumentales se obtienen:

4.1.1.3. Ley de recurrencia Gutenberg-Richter para la Región en estudio en el periodo 1992 a 2010

Figura 4.1.7: ley de recurrencia de Gutenberg-Richter en el periodo 1992 a 2010 $logN = 5,62 - 0,762Ml$

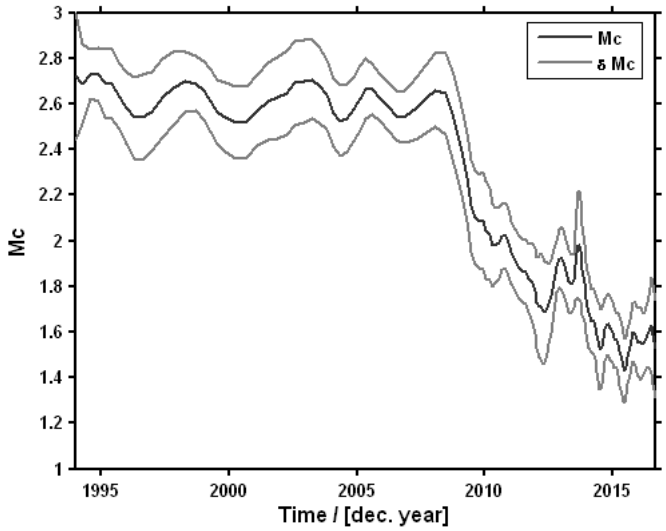


En la figura 4.0.7. del grafico anterior, se calcula la magnitud de completitud del catalogo o magnitud de corte $M_c = 2,7$ a partir de la cual todos los eventos se encuentran completamente reportados en el catálogo en el período de 1992 al 2010, lo cual permite elaborar un catálogo paramétrico que facilite el analisis sobre el comportamiento de la sismicidad de la región y de sus parámetros del régimen sismico a fin de establecer una ley de recuerrencia que para el caso particular de la región del Bloque del Chocó quedó determinanda por la ley de frecuencia de ocurrencia de terremotos Gutenberg-Richter $logN = 5{,}62 - 0{,}762Ml$. Para obtener esta ecuación junto con sus parámetros $a = 5{,}62$ y $b = 0{,}762$ con una desviación estandar de b $\delta b = \pm 0{,}01$se utilizó el metodo de máxima verosimilitud implementado en una rutina de ZMAP v6.0 **wiemer(2001)** desarrollado bajo Matlab.

4.1.1.4. Grafico M_c en el Tiempo

Se calcula la magnitud de completitud M_c y su variación en el tiempo (años), utilizando el método EMR (rango de magnitud de entrada)(woessner,wiemer,2005) implementado en una rutina de ZMAP(wiemer, 2001), el cual utiliza el método de máxima verosimilitud para estimar dicho parámetro. El método EMR consiste en encontrar la magnitud de completitud M_c a partir de la cual se máximiza la probabilidad de encontrar una linea de tendencia que mejor se adecúe al conjunto de eventos sísmicos que se encuentran completamente reportados en el catálogo, tal como se muestra en Figura 4.0.8.

Figura 4.1.8: M_C en el tiempo(años)



4.1.1.5. Períodos de Retorno

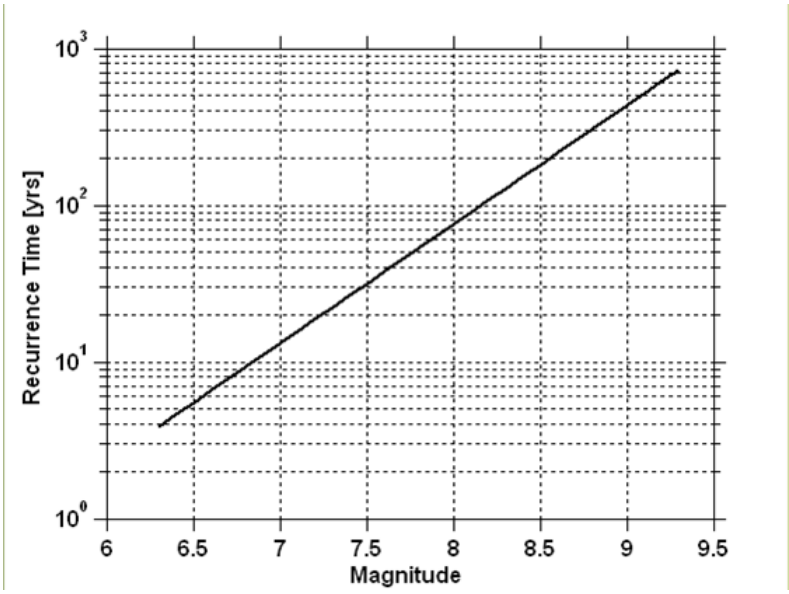
El periodo de retorno de un evento sismico acuerdo con wiemer y wyss(2002) es definido como:

$$T_L = \Delta T/(10^{(a-bM_l)})$$

donde ΔT es el período de tiempo en años determinado para una manitud dada, y T_L es el periodo de retorno.

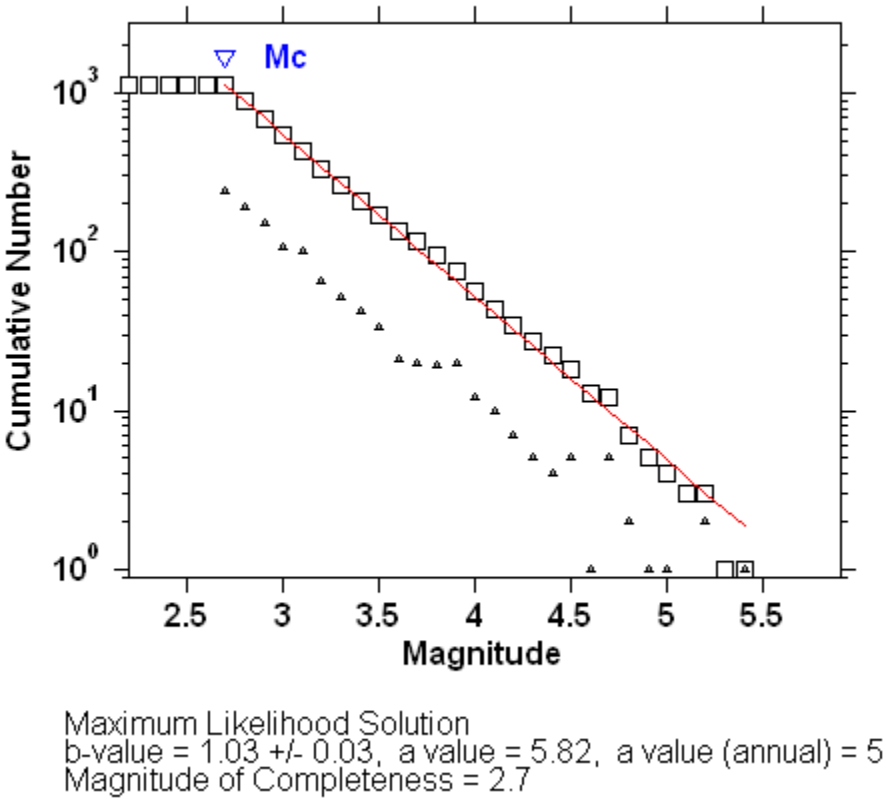
Apartir de la metodología de ZMAP (Wiemer y Zuñiga, 1994; Malone y Wiemer, 2001) se determina estos periodos de recurrencia, tal como se muestra en la Figura 4.0.9:

Figura 4.1.9: Periodos de retonos para sismos de la Esquina Noroccidental de Surmaerica



4.1.1.6. Ley de recurrencia Gutenberg-Richter para la Región en estudio en el periodo 2010 a 2016

Figura 4.1.10: ley de recurrencia de Gutenberg-Richter en el periodo 2010 a 2016



En la Figura 4.0.10. se calcula la magnitud de completitud del catalogo o magnitud de corte $M_c = 2,7$ a partir de la cual todos los eventos se encuentran completamente reportados en el catálogo en el período de 1992 al 2010, lo cual permite elaborar un catálogo paramétrico que facilite el analisis sobre el comportamiento de la sismicidad de la región y de sus parámetros del régimen sismico a fin de establecer una ley de recuerrencia que para el caso particular de la región del Bloque del Chocó quedó determinanda por la ley de frecuencia de ocurrencia de terremotos Gutenberg-Richter $logN = 5{,}82 - 1{,}03Ml.$ con una desviación estandar de b $\delta b = \pm 0{,}03$ Para obtener esta ecuación junto con sus parámetros $a = 5{,}62$ y $b = 0{,}762$ se utilizó el metodo de máxima verosimilitud implementado en una rutina de ZMAP v6.0 **wiemer(2001)** desarrollado bajo Matlab.

4.2. Estado de Esfuerzos actuales

4.2.1. Mecanismos Focales(MF)

Los Mecanismos focales(MF) de los terremotros representativos de la zona de estudio fueron obtenidos a partir de las bases de datos como: **Centro Sismológico internacional** (Lentas, Di , D., J., y Storchak, 2019); la **Universidad Harvard**; el catalogo **Global Centroid Moment Tensor** (GCMT) (Lentas et al., 2019); **National Earthquake Information Center** (NEIC) de **U.S. Geological Survey** (USGS)(Lentas et al., 2019) y **Central American Seismic Center** (CASC)(Lentas et al., 2019). Los cuales permiten analizar los esfuerzos acumulados en las zonas de fallas y el movimiento de las fallas, mediante tipo de mecanismo focal asociado a la misma. Para el caso se obtuvieron los Mecanismos focales(MF) promedios en cada una de las 5 fallas presentes en la Esquina Noroccidental de suamérica o del denominado bloque del Chocó. Para la obtención de los esfuerzos predominantes en cada una de las fuentes sismogénicas, se utilizó la metodología propuesta por M. J.(2008), en su paquete RFOC(CRAN R) de inversión de mecanismos focales. Con base en esta metodología y a partir de los mecanismos focales proporcionados por las bases de datos antes mecionadas, y haciendo uso de los planos nodales: Strike, Dip y Rake (Rumbo, buzamiento y deslizamiento) se obtienen la representación gráfica de los mecanismos focales, como se muestra en la siguiente figura 4.0.11:

Figura 4.2.1: Mapa de Mecanismos focales predominantes en el bloque del Chocó. Fuente propia

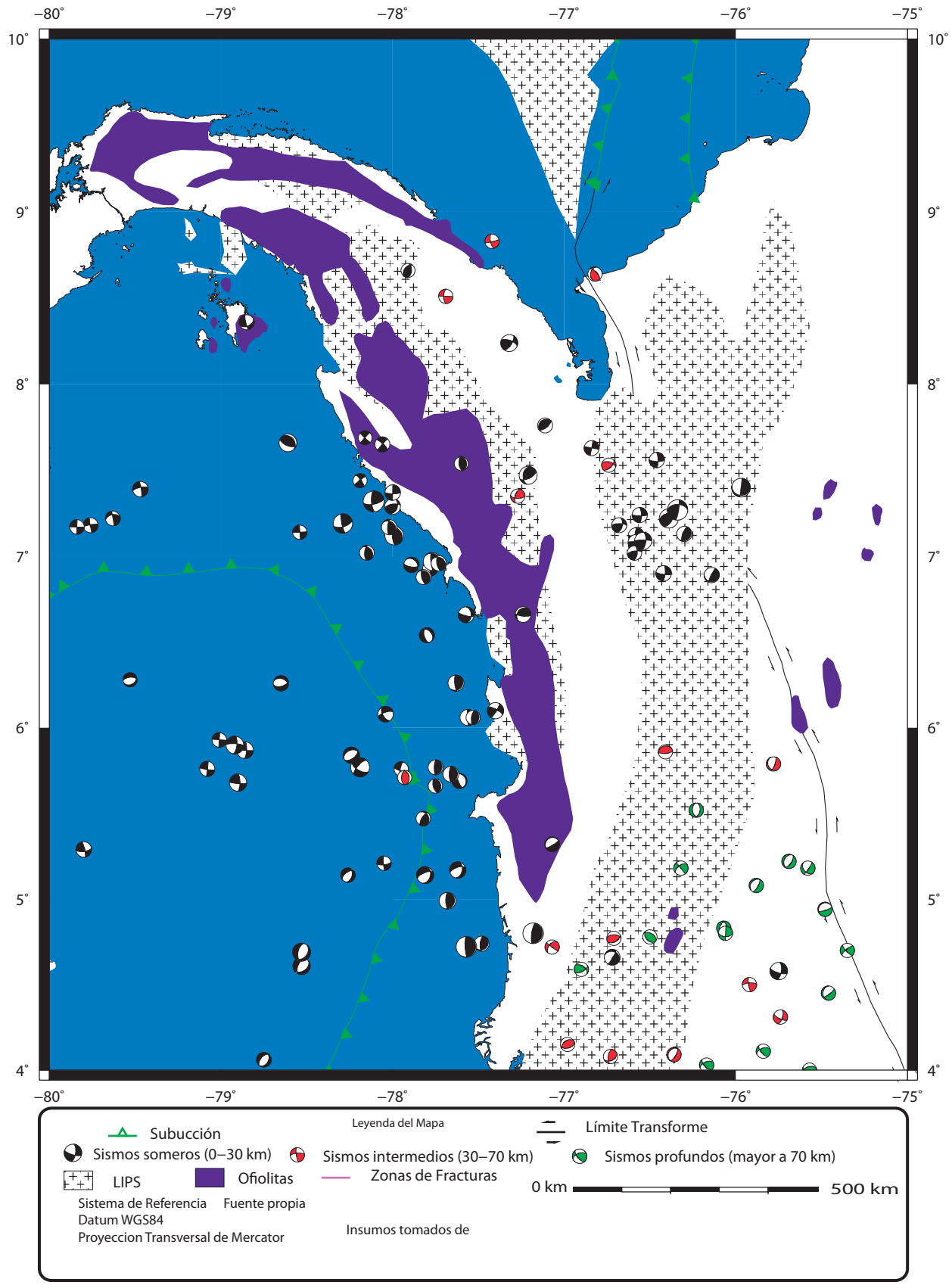
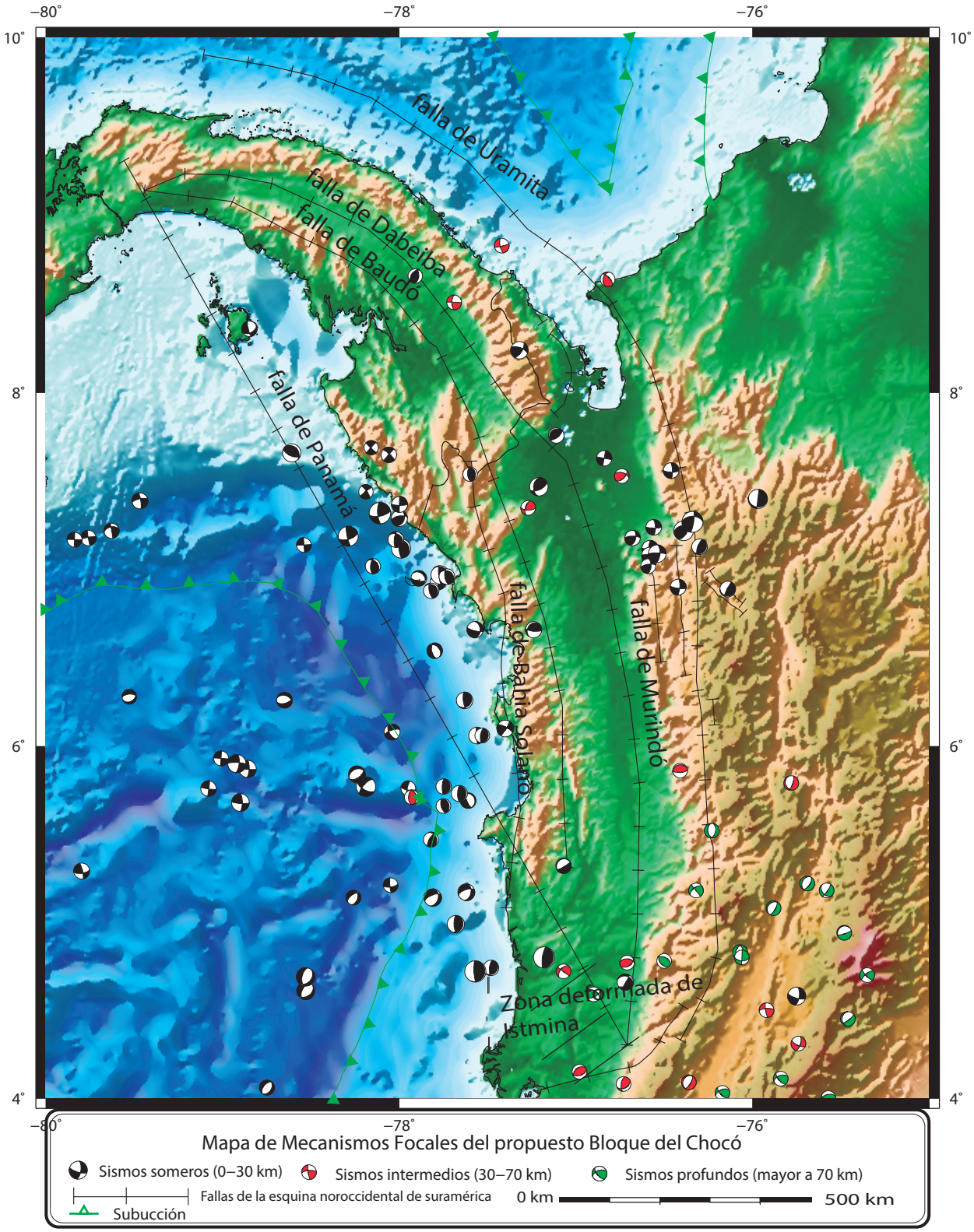


Figura 4.2.2: Mapa de Mecanismos focales predominantes en el bloque del Chocó con sus respectivas fallas geologicas. fuente propia



Los mecanismos focales de cada una de las fuentes sismogénicas se pueden ver en el anexo A.0.2.

4.2.2. Tensor de Esfuerzos

A partir de los datos de las soluciones de inversión de mecanismos focales suministrados por ICS(Centro Sismológico Internacional) se obtuvo las componentes del Tensor de esfuerzos las cuales también se pueden obtener de los angulos de los mecanismos focales φ, δ, λ que representan Rumbo, buzamiento y deslizamiento (M.L., Jost, B. Herrmann, 1989) mediante las siguientes formulas:

$$M_{zz} = -M_0(sen\delta cos\lambda sen2\varphi + sen2\delta sen\lambda sen^2\varphi)$$

$$M_{yy} = M_0(sen\delta cos\lambda sen2\varphi - sen2\delta sen\lambda cos^2\varphi)$$

$$M_{zz} = M_0(sin2\delta sin\lambda)$$

$$M_{xy} = M_0(sen\delta cos\lambda cos2\varphi + 0{,}5sen2\delta sen\lambda sen2\varphi)$$

$$M_{xz} = -M_0(cos\delta cos\lambda cos\varphi + cos2\delta sen\lambda sen\varphi)$$

$$M_{yz} = -M_0(cos\delta cos\lambda sen\varphi - cos2\delta sen\lambda cos\varphi)$$

De lo anterior se obtienen las componentes del tensor de esfuerzo para la falla de Murindó y con base en la siguiente tabla de mecanismos focales del Cuadro A.2. Se calcula el Tensor de esfuerzos:

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} 2,02 & -0,008 & -1,39 \\ -0,008 & -0,33 & -0,87 \\ 1,39 & 0,87 & 1,69 \end{bmatrix} 10^{26} dinas - cms$$

luego se calcula la las componentes de la velocidad media de deformacion sismotectónica(Tomada de Coral et al(2005)) mediante las siguientes formulas:

$$V_z = \frac{1}{2\mu ST}(\overline{sen^2\delta t} - \overline{sen^2\delta p}) \sum_{i=1}^{N} M_{oi}$$

$$V_y = \frac{1}{2\mu ST}(\overline{cos^2\delta t cos^2\varphi t} - \overline{cos^2\delta p cos^2\delta p}) \sum_{i=1}^{N} M_{oi}$$

$$V_x = \frac{1}{2\mu ST}(\overline{cos^2\delta t sen^2\varphi t} - \overline{cos^2\delta p sen^2\delta p}) \sum_{i=1}^{N} M_{oi}$$

$$V_{hor}^2 = V_x^2 + V_y^2$$

$$Y = arccos(\frac{V_y}{V_{hor}})$$

y finalmente se calcula La magnitud de la velocidad media de deformación de un volumen fue definida por Kostrov (1975) y retomada por Kostrov & Das (1988), mediante la relación:

$$\bar{\varepsilon} = \frac{1}{2\mu \Delta V \Delta T} \sum_{k=1}^{N} M_{ij}^k (k = 1, 2, ..., N)$$

luego las componentes de la velocidad media de deformación sismotectónica son:

$$\bar{\varepsilon} = \begin{bmatrix} 5{,}32 & -0{,}02 & -3{,}66 \\ 0{,}02 & -0{,}88 & -2{,}3 \\ 3{,}66 & 2{,}30 & -4{,}44 \end{bmatrix} * 10^{-9} años^{-1}$$

Los componentes de esta velocidad tienen los ejes X orientados hacia el norte, Y hacia el este y Z hacia el centro de la Tierra. Por lo tanto, se puede deducir que la componente predominante de la deformación sismotectónica es compresiva en la dirección N-S($e_{xx} = 5{,}32$)que ocurre con una velocidad de 1,4763 mm/año.

Capítulo 5

Analisis y Resultados

5.1. Sismicidad en la Esquina Noroccidental de Suramérica

El mapa de sismicidad en la figura A.0.1(ver Anexo) muestra la distribución geografica de la sismicidad de la Esquina Noroccidental de Suramérica con un 71 % de sismos superciales $(0-30km)$, los cuales podrían estár asociados a las fuentes sismogénicas de la **zona de falla de Uramita y el arco Dabeiba**, en el borde nororiental del denominado bloque del chocó. Es notaria la aglomeración de sismos superficiales al rededor del borde noroccidental en la zona de falla de panamá. Otra franja con gran densidad de epicentros de sismos someros a intermedios es puede notar en la **trinchera.** En la zona sur del bloque chocó se observa una miscelanea de epicentros de sismos superficiales, profundos y algunos simos intermedios, dada la confluencia de distintas fuentes sismogenicas en la zona no se puede asociar con claridad estos epicentros de manera diferencial a las fuentes fuentes presentes en borde sur del bloque.

5.2. Analisis de sismicidad

Mediante la determinacion de los párametros del regimen sismico a través de la metodología propuesta por Wiemer y Zuñiga(1994) del paquete ZMAP se obtuvieron los parámetros del régimen sismico para el analis del catalogo sismico en el periodo comprendido entre 1992 a 2016.
De acuerdo con la serie de tiempos obtenidad anteriormente en la Figura 4.0.3 que describe numero de sismos acumulados por año en la ventana de tiempo considerada, se observa un cambio diferencial en la grafica a partir del año 2010. Este hecho claramente esta relacionado con la introducción de nuevas estaciones instaladas por RSNC(Estaciones red sismológica nacional de Colombia, 2015, CuadroA.2) estaciones como: **Helena, Punta ardita,**

Yotoco, San Jacinto, San José del palmar, Ciudad Bolivar, Guyana, Rosal. Las cuales tienen un alto nivel de sensibilidad a magnitudes mas pequeñas lo cual mejora la capacidad de detección de sismos pequeños, al igual que una calibración mucho mas precisa que las anteriores estaciones y esto hace que la tasa de sismos de manitudes incremente vertiginosamente, y genere ese cambio abrupto en la pendiente de la serie temporal. Por esta razón se tuvo que subdividir la muestra en dos periodos, uno en el intervalo comprendido entre 1992 - 2010 y el otro entre 2010-2016 para tener una muestra representativa que permita el calculo de los parámetros de manera que no se generen subestimaciones por este hecho.

Con base en la nueva muestra de acuerdo a la Figura 4.0.5a que describe una serie temporal de los eventos independientes acumulados en el periodo comprendidos entre 1992-2010, se evidencia una pendiente constate, por lo tanto un catalogo homogeno y con buena calidad de los datos en el catalogo sismico utilizado. La Figura 4.0.7 muestra el grafico que describe de manera logaritmica el numero acumulado de eventos sismicos en funcion de las magnitudes determidas por la **ley de frecuencia de ocurrencia de terrremotos de Gutenberg-Richter,** la determinación de los parámetros de régimen sismico $b = 0{,}762$ con una desviación estandar de $\delta b = \pm 0{,}01$, una magnitud mínima de completitud del catálogo $M_C = 2{,}7Ml$ y una magnitud máxima probable de $M_{max} = 7{,}3Ml$ en el periodo 1992 - 2010. De acuerdo con la Figura 5.1.1 Los valores del parametro b varian espacialemente entre 0,6 a 1,6. Esta variación es similar a otras zonas de subdución alrededor del mundo, como la encontrada en México, donde los valores de b oscilan en el intervalo de 0.5-1.5 (Zuñiga y Wiss, 2001); otra encontrada en centro américa con valores en el rango de 0.6-1.6 (Monterroso y Kulhánek, 2003); y similarmente en Peru con valores respectivos de 0.5-1.2 (Heras y Tavera, 2002; Condori y Tavera, 2010).Según (Salcedo, Rivera y Gomez,1997) " El valor del parámetro b de una región determinada esta relacionado con el campo de esfuerzos tectonicos. Varios autores afirman que su dismución con el tiempo, está relacionado con el aumento de esfuerzos y viceversa (Bune y Gorshkov, 1980; Risnichenko, 1985)". De lo anterior se puede decir que de acuerdo con la Figura 5.1.2 los bajos valores del parámetro b en el margen occidental en la zona de Benioff están relacionados con acumulacion y aumento de esfuerzos.

Figura 5.2.1: Variación Espacial de b

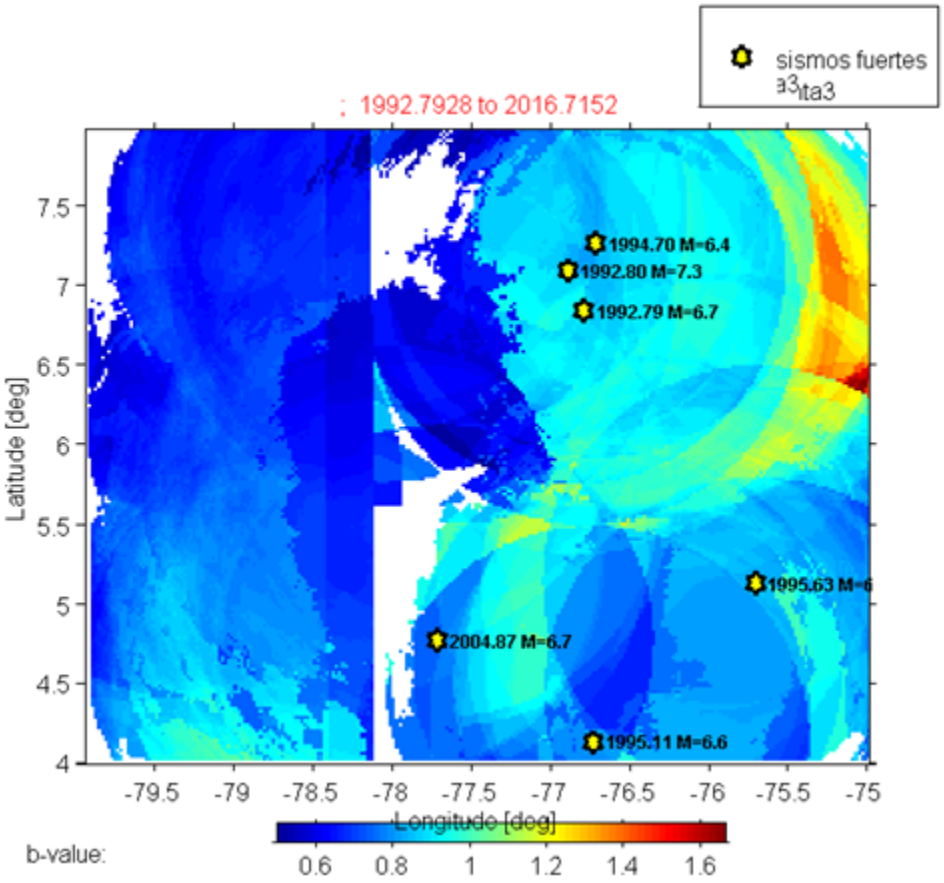
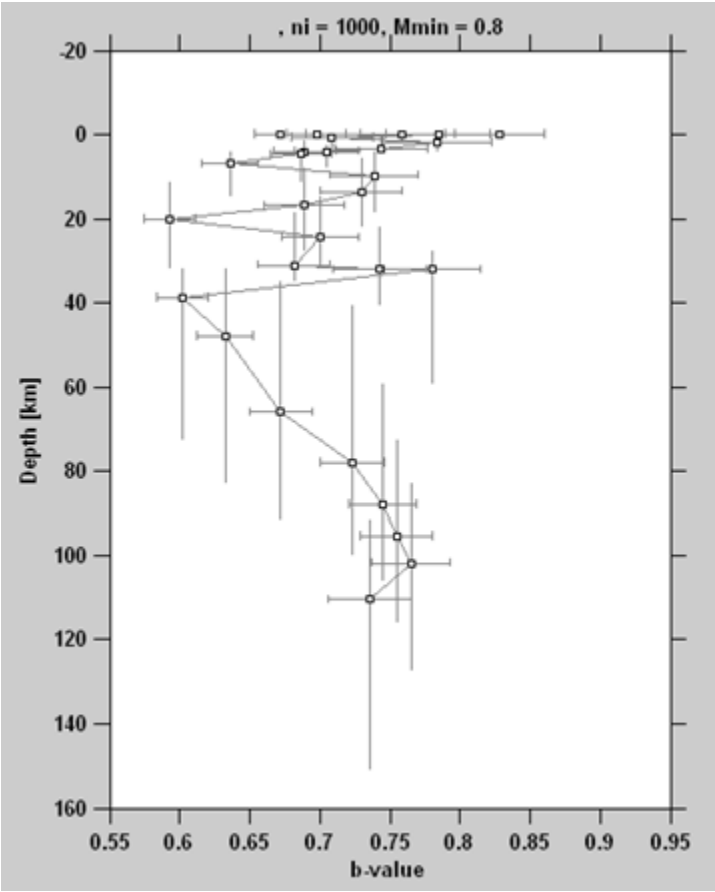


Figura 5.2.2: Variación de la profundidad con respcto a la variación de b

dad de la región y de sus parámetros del régimen sismico a fin de establecer una ley de recuerrencia que para el caso particular



La Figura 5.1.2. muestra la variación de la profundidad con respecto al parámetro b, dicha variación fuertemente anómala se concentra en los eventos con sismicidad superficial, entre profundidades de (0-40)km, con una variación de b entre $0{,}55, 0{,}9$ dicha variación se ha podido observar en otras zonas de estudio como en Pasto(Colombia) Sanchez *et al.* (2005), el cual presenta una variación de parámetro b entre $0{,}6 - 1{,}6$ en profundidades superficiales.

5.3. Analisis Mecanismos Focales

De acuerdo con el mapa de mecanismos focales de la Figura 4.0.12, se observa que en la fuente sismogénica de Uramita los mecanismos focales son de tipo Oblicuos con componente Inversa(o falla de cabalgamiento), lo que indica que el en la zona de falla el bloque del techo sube y el del piso permanece a nivel del plano de falla. Con respecto a la falla de Murindó los mecanismos focales predominantes describen una falla inversa y lateral izquierda lo cual se

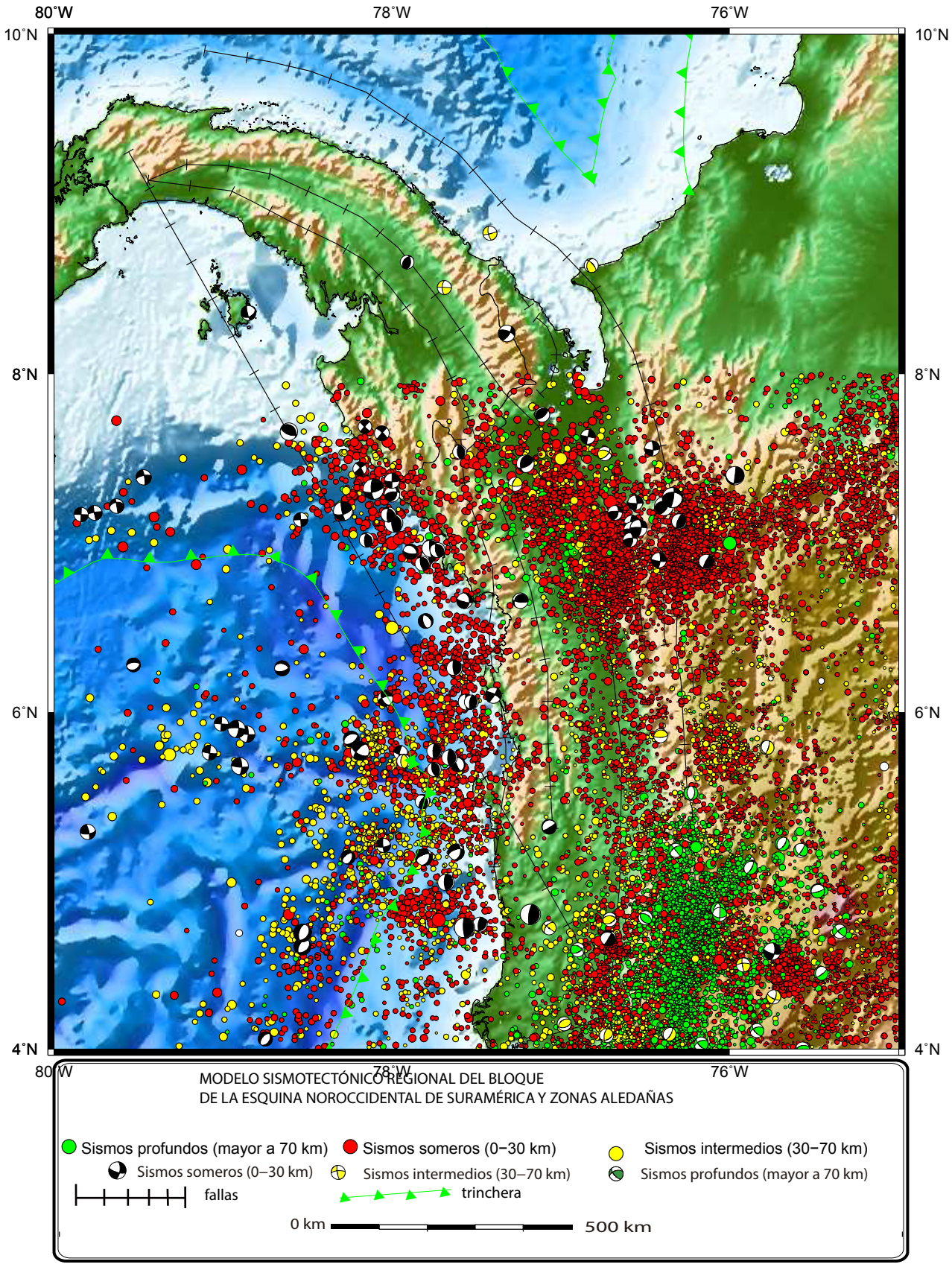
puede constatar en estudios realizados por (Cardona, C.,Salcedo, E., Mora, H., 2005). La zona de falla del Arco Dabeiba tambien predominan mecanismos focales de cabalgamiento, lo cual hace que el suelo se levante, cuando hay un evento sismico producido por esta zona cortical. En cuanto a la falla de Baudo se observa un mecanismo focal de tipo normal. La falla de Bahía Solano presenta un mecanismo de tipo inverso en el segmento Norte, y en el semento sur presenta un mecanismo focal de desgarre o transformante(cizalla), esta falla tiene un comportamiento muy interesante por que esta sobre la zona continental y la dorsal oceanica de la placa de nazca lo cual sugiere procesos tectonicos complejos al rededor, que amerita un estudio independiente de esta fuente sismogénica. La falla de Panama atraviesa la dorsal oceanica de la placa de Cocos, placa de Nazca y el propuesto bloque del Chocó teniendo unos esfuerzos relacionados con un mecanismo focal Normal. y por ultimo la gran zona deformada de Istmina presenta mecanismos focales de Tipo Inverso y Normal.

5.3.1. Deformación Sismotectónica

De acuerdo con la deformación sismotectónica regional se tiene que la velocidad de deformacion de la corteza terrestre en la fuente sismogenica de murindo es 1,4763 mm/año.

Finalmente el **Modelo Sismotectónico Regional** obtenido, de acuerdo al objetivo general de este trabajo esta dado por el siguiente mapa:

Figura 5.3.1: Modelo Simotectónico regional



Con base en el **Modelo Sismotectónico Regional** de la figura 5.3.1 se observa que los esfuerzos distribuidos en cada una de las fallas del Bloque del Chocó (Duque, 1990) describen de manera modal un mecanismos focal inverso indicando que los bloques rocosos del techo de la falla suben respecto a los bloques del piso lo cual guarda mucha relación con la zona Wadati-Benioff y la trinchera donde los esfuerzos se observan de manera similar con el mismo tipo de mecanismo focal inverso. Dada esta relación hay una convergencia entre las fuentes sismogénicas(fuentes Corticales) y la zona de subducción, es decir que el regimén regional gobernados por los choques de placas convergentes en la región se pueden asociar con mismo tipo de esfuerzo sismotectónico inverso en este caso, en relación con las fuentes sismotectónicas pertenecientes al Bloque del Chocó en Noroccidente Suramericano propuesto por Duque(1990), lo cual responde a una de las preguntas de investigación planteadas en este trabajo.

5.4. Conclusiones y Recomendaciones

- Se logró obtener el modelo sismotectónico reginal que da explicación al comportamiento de la sismicidad y la sismotectónica en la region.
- Se recomienda hacer un estudio de las fuentes sismogénicas de manera independiente con un volumen de eventos mas grande, para tener una estimación más precisa del régimen sismico y estado de los esfuerzos actuales predominantes de manera que permita una mejor comprensión del comportamiento de la sismotectónica de la región y se establecas diferencias notables entre cada una de las fuentes sismogénicas y no de lugar a subestimaciones.
- No fue posible utilizar la GEORED de estaciones para fines geodinamicos, no facilitaron los datos.
- Tambien seria muy interesante hacer un estudio analizado las polaridas de tensiones y compresiones y en la proyección estereografica.
- Podría ser mucho mas preciso el analisis si se obtuviera una cartografia con mayor precision en la localización de estaciones sismológicas hacia el futuro.

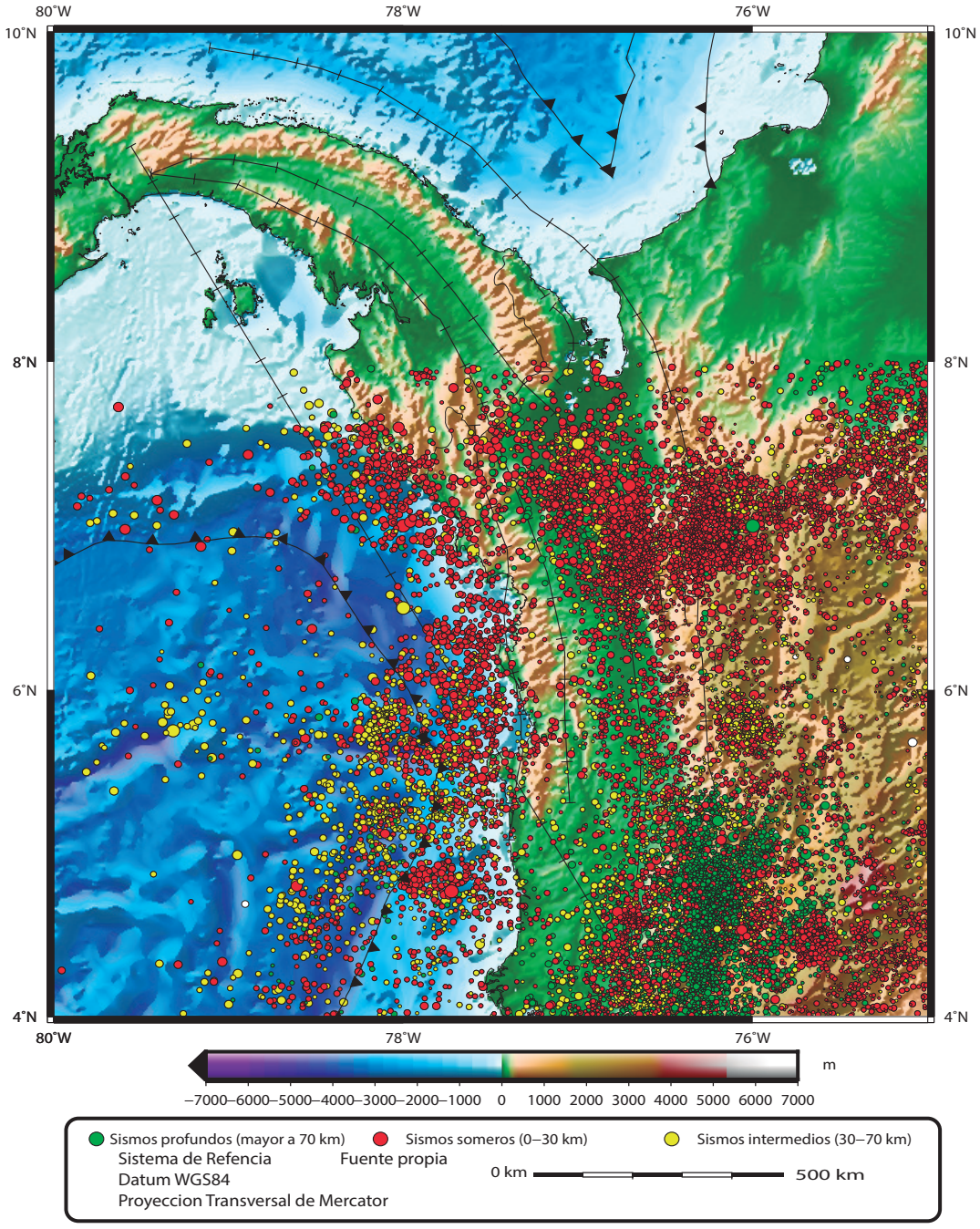
Apéndice A

Anexos

Cuadro A.1: Sismos Historicos del Bloque del Chocó entre el periodo 1868-1977 (Ramirez,1975)

AÑO	MES	DIA	LATITUD	LONGITUD	INTENSIDAD MERCALLI	MAGNITUD Ml	MAGNITUD MS	PROFUNDIDAD	FUENTE
1925	7	31	5,5	-77,1	II				RAMIREZ(1975)
1938	2	5	4,5	-76,3			7	160	CERESIS(1985)
1941	2	2	6	-77,5	II				RAMIREZ(1975)
1950	3	10	5	-76,5	II				RAMIREZ(1975)
1952	7	2	5,5	-78	II				RAMIREZ(1975)
1952	11	27	7	-79	II				RAMIREZ(1975)
1956	8	19	7,5	-80		6,2			RAMIREZ(1975)
1956	12	15	6,5	-78,5		6,5		39	RAMIREZ(1975)
1957	1	4	7	-78		6,5		---	RAMIREZ(1975)
1957	12	12	7	-76		6,75		100	RAMIREZ(1975)
1957	12	13	6,8	-76,77			6,7	39	CERESIS(1985)
1958	2	8	8	-79	II				RAMIREZ(1975)
1959	6	2	4	-77	II				RAMIREZ(1975)
1960	3	13	7,5	-77		6,1			RAMIREZ(1975)
1960	6	8	4,5	-76	II			100	RAMIREZ(1975)
1961	12	20	4,6	-75,6			6,5	176	CERESIS(1985)
1962	7	30	5,26	-76,4			6,7	69	CERESIS(1985)
1962	9	28	5,2	-76,2		5,5		127	RAMIREZ(1975)
1970	9	26	6,2	-77,6		6,1	6,6	8	RAMIREZ(1975)
1970	12	2	7,4	-76,1		5,7		38	RAMIREZ(1975)
1973	4	3	4,7	-75,6		6,2		158	RAMIREZ(1975)
1973	4	24	5,2	-75,8		5,5		118	RAMIREZ(1975)
1973	4	24	5	-76,1		6,3		50	RAMIREZ(1975)
1974	7	13	7,759	-77,568			7,3	12	CERESIS(1985)
1976	7	11	7,337	-78,47			6,7	22	CERESIS(1985)
1977	8	31	7,3	-76,3		5,7	6,4	33	RAMIREZ(1975)
1992	10	17	6,84	-76,8			6.7	33	RSNC(1993)
1992	10	18	7.09	-76,9			7.3	10	RSCNC(1993)

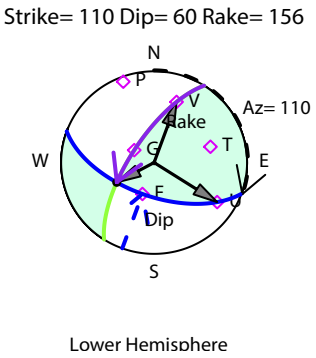
Figura A.0.1: Mapa de sismicidad de la Esquina Noroccidental de Suramérica o el denominado Bloque del Chocó

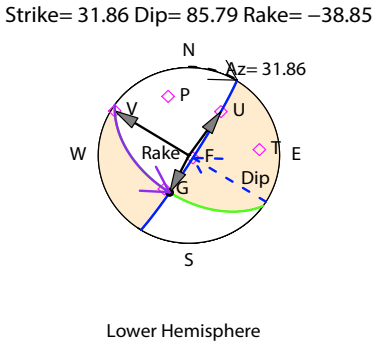


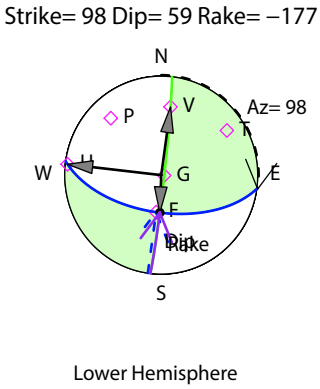
Cuadro A.2: Solución de Mecanismos focales empleados para el anális de la deformación(Tomados de International seismological Centre (I.S.C.))

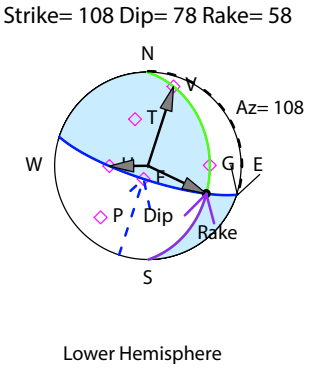
No	FECHA			EJES P Y T		PLANO DE FALLA				
	Día	Mes	Año	Azimut	Plunge	φ	δ	λ	Tipo	Fuente
1	31	8	77	P 293° T 82°	P 44° T 42°	7°	89°	-74°	Normal	I.S.C.
2	1	9	77	P 321° T 88°	P 44º T 32°	22°	83°	-61°	Normal- Lateral-Izquierda	I.S.C.
3	27	4	81	P 322° T 231°	P 18° T 3°	5°	75°	-11°	Lateral-Izquierda	I.S.C.
4	25	8	81	P 316° T 223°	P 20° T 7°	358°	71°	-9°	Lateralizquierda	I.S.C.
5	25	8	81	P 138° T 46°	P 5° T 15°	183°	76°	7°	Lateralizquierda	I.S.C.
6	27	8	81	P 316° T 226°	P 20° T 0°	3°	76°	14°	Lateral-izquierda- Normal	I.S.C.
7	17	4	84	P -73° T 87°	P 33° T 55°	189°	79°	80°	Inversa	I.S.C.
8	29	1	86	P -88° T 76°	P 39 T 49°	175°	85°	82°	Inversa	I.S.C.
9	19	3	87	P -60° T 83°	P 28° T 56°	196°	75°	72°	Inversa	I.S.C.
10	19	3	87	P 206º T 359°	P 37º T 49	350°	15°	155°	Inversa	I.S.C.
11	17	10	92	P 153° T 266°	P 15° T 55°	39°	67°	56°	Inversa	NEIC
12	18	10	92	P 336° T 66°	P 8° T 3°	21°	86°	-8°	Lateral-Izquierda	NEIC
13	13	9	94	P 320° T 224°	P 12° T 24°	4°	64°	9°	Lateral-Izquierda	Harvard
14	19	3	95	P -34° T 236°	P 0° T 0°	281°	90°	-180°	Lateral-Izquierda	Harvard
15	23	3	95	P 314° T 45°	P 3° T 20°	358°	78°	17°	Lateral-Izquierda	Harvard
16	13	5	96	P 165° T 260°	P 4° T 53°	45°	59°	46°	Inversa	Harvard

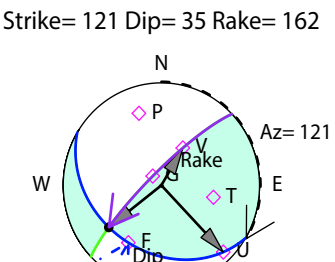
Figura A.0.2: Mecanismos focales asociados a la fuente sismogénica de uramita











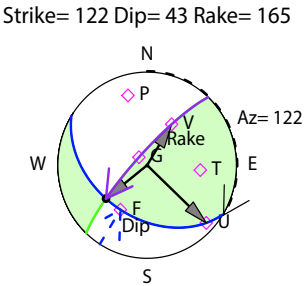
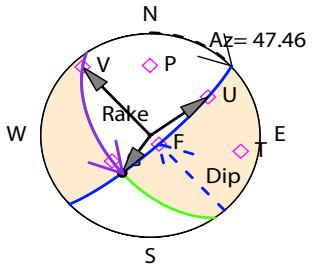


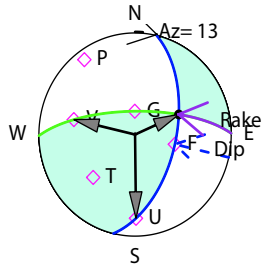
Figura A.0.3: Mecanismos focales fuente sismogénica de Uramita

Strike= 47.46 Dip= 80.6 Rake= −36.03



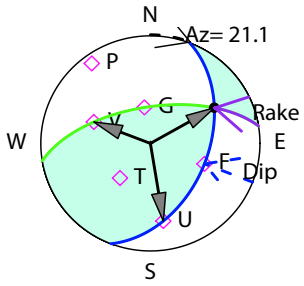
Lower Hemisphere

Strike= 13 Dip= 55 Rake= 23



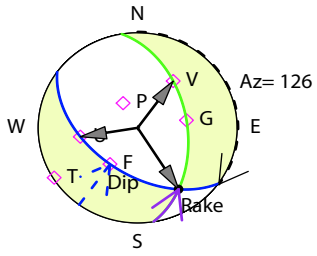
Lower Hemisphere

Strike= 21.1 Dip= 46.07 Rake= 40.23



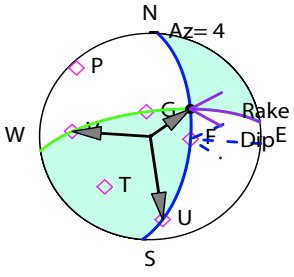
Lower Hemisphere

Strike= 126 Dip= 51 Rake= −122



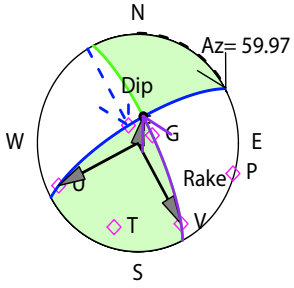
Lower Hemisphere

Strike= 4 Dip= 60 Rake= 23



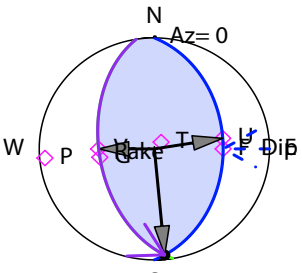
Lower Hemisphere

Strike= 239.97 Dip= 74.8 Rake= 166.49



Lower Hemisphere

Strike= 0 Dip= 40 Rake= 97



Strike= 118 Dip= 17 Rake= −150

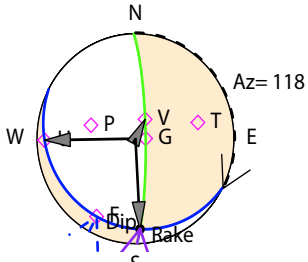


Figura A.0.4: Mecanismos focales fuente sismogénica de Uramita

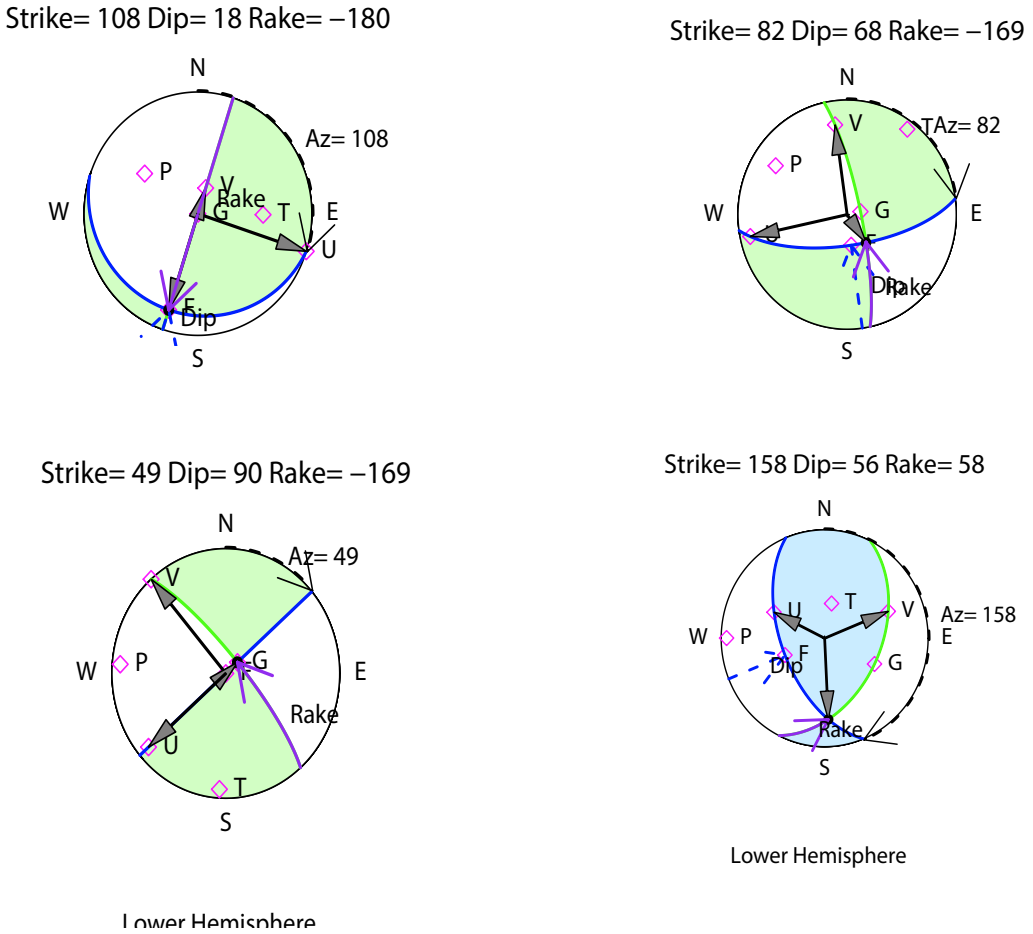
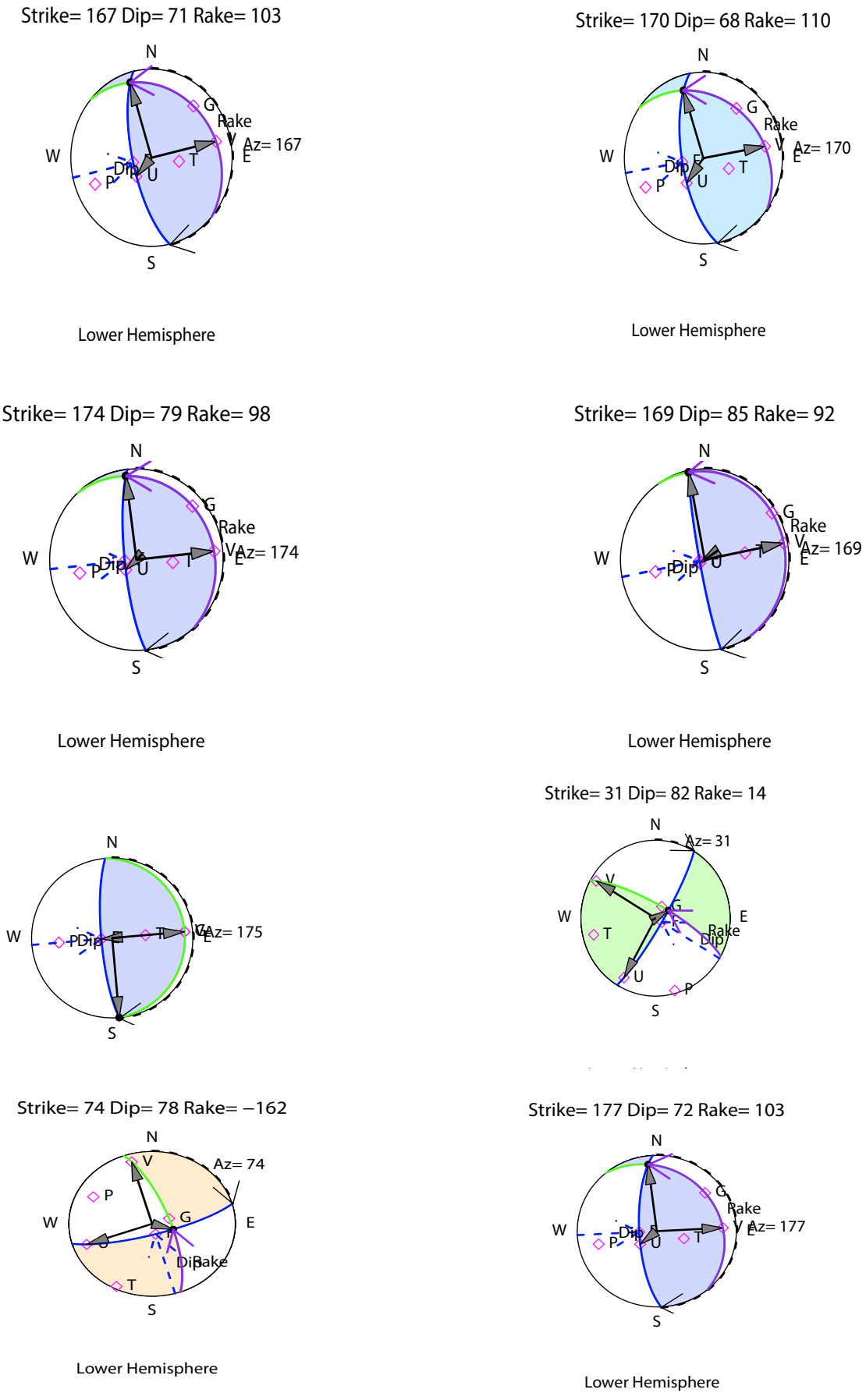


Figura A.0.5: Mecanismos focales asociados a la fuente sismogénica de Uramita



Bibliografía

[1] Adamek S., **Frohlich** C. y Pennington W.D. (1988). Seismicity of the Carribbean-Nazca Boundary: Constrainsts on Microplate Tectonics ofthe Panamá Región. J. Geophys. Res., 93, p. 2053 - 2075.

[2] AIS – Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica (1996). INGEOMINAS—Uniandes, Estudio general de la amenaza sísmica en Colombia: INGEOMINAS, Bogotá, 254 p.

[3] Arcila M. y C. Dimaté (2005). Caracterización de fuentes sísmicas. En: Estudio de microzonificación sísmica de Santiago de Cali. Informe No. 1-6. INGEOMINAS-DAGMA. M. Bogotá. 38p.

[4] Astiz L., Thorne L., and Kanamori H. (1988). Large intermediate-depth earthquakes and the subduction process. Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 53, p. 80-166.

[5] Beck S. L. and Ruff L. J. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. J. Geophys. Res., Vol. 89, p. 9281-9291.

[6] Bowin C. O. (1976). The Caribbean: Gravity field and plate tectonics, Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 169p.

[7] Bune V. I., Gorshkov G. P. (Editores) (1980). Zonificación Sísmica del Territorio de la URSS. Moscú. 307 p. (en Ruso).

[8] Campos A. (1992). Mitigación del riesgo sísmico en Cali, fase I: Vulnerabilidad de viviendas. OSSO para programa UNDRO/ACDI/ONAD mitigación de desastres en Colombia. OSSO. U. del Valle. Oficina de

[9] Campos A. (1993). Mitigación del riesgo sísmico en Cali, fase II: Vulnerabilidad de líneas vitales. OSSO para programa UNDRO/ACDI/ONAD mitigación de desastres en Colombia. Mímeo, Cali. 76p.

[10] Collot J. Y., Marcaillou B., Sage F., Michaud F., Agudelo W., Charvis P., Graindorge D., Gutsher M. A. and Spence G. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador–southwest Colombia margin. J. Geophys Res., Vol. 109.

[11] Committee on the Science of Earthquakes, National Research Council (2003). Living on an Active Earth: Perspectives on Earthquake Science. ISBN: 0-309-50631-X, 432 pages, 6 x 9, (2003) PDF version available from the National Academies Press at: http://www.nap.edu/catalog/10493.html. Consultado en octubre de 2009.

[12] Coral-Gómez C. (1987). Los terremotos en Colombia y características de su origen profundo. Univ. Nal., Bogotá, 199p.

[13] Corredor F. (2003). Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America. Tectonophysics 372, p. 147– 166.

[14] Dewey J. F. (1972). Seismicity and tectonics of western Venezuela, Bull. Seis. Soc. Am., 62, p. 1711 - 1751.

[15] Drewes (1986). Significance o kinematic plate parameters derived from satellite Laser Ranging Data. Advances in Space Research, 6 No. 9, 67-70.En línea: http://www.iris.edu/news/IRISnewsletter/EE.Fall98.web/plate.html. consultado en enero de 2010.

[16] Freymueller, J.T., Kellog, J.N. & Vega, V. (1993). Plate motions in the North Andean Region. J. Geophys. Res. 98: 21853-21863.

[17] Gorskov G. P. (1984). Sismotectónica regional del territorio Sur de la Unión Soviética.Edit. Nauta. Moscú. 271p.

[18] Gouin P., (1994). Interpreting original reports on historical earthquakes in Quebec. In: P. Albini and A. Moroni (Editores), Materials of the CEC Project "Review of Historical Seismicity in Europe". 2: 191-194.

[19] Gutsher M. A., Malavieille J., Lallemand S. and Collot J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. Earth Planet. Sci. Lett., 168, 255–270.

[20] Hall M.L. and Wood C.A. (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. Geology; v. 13; no. 3; p. 203-207.

[21] INGEOMINAS. (1993). Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán. Publicación Especial. No. 2. Bogotá.

[22] INGEOMINAS. (2005). Estudio de microzonificación sísmica de Santiago de Cali. Informe no.1-5. Actualización del catalogo de sismos del Occidente colombiano.

[23] Irving E. M. (1971). La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Bol. Geol. Ingeominas, 19 (2), p. 1 - 90. Bogotá

[24] Jain V. E., (1984). Geotectónica general. Parte I. Edit. Mir. Moscú. 356p. Jordan T. H. (1975). The present day motion of the Caribbean Plate, J. Geophys. Res., 80, p. 4433 - 4439.

[25] Kanamori H. (1978). Quantification of earthquakes. Nature, Vol. 271, p. 411-414.

[26] Kanamori H. and McNally K. C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 72. p. 1241-1253.

[27] Karnik V. y Algermissen S. T., (1980), Zonificación sísmica. En: Terremotos, evaluación y mitigaciónde su peligrosidad. UNESCO, p. 11-49Kelleher J. A. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. J. Geophys. Res. Vol. 77, p. 2087-2103.

[28] Kelleher J. A. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. J. Geophys. Res. Vol. 77, p. 2087-2103.

[29] Kellogg J. N., Bonini W.E. (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. Tectonics 1,. 251-276.

[30] Kellogg J. N., Ogujiofor I. J.Kansaka D.R. (1985). Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks. Memorias Congreso Latinoamericano de Geología 6, 34-49

[31] Kellogg J. N., Fremueller 1. T., Dixon T. H., Neilan R. E., Ropain c., Camargo S., Fernando B. y otros (1990). First GPS baseline results from the North Andes, Geophys. Res. Lett., 17, p. 211 - 214.

[32] Kostrov B. (1975). Mecánica de los Focos de los Terremotos Tectónicos. Nauka. 172 p. (en ruso).

[33] Kostrov B. and Das, S. (1988). Principals of Earthquakes Source Mechanics. Cambridge University Press. 258 p.

[34] Landau L. D. y Lifshitz E. M. (1987). Física Teórica. Tom. VII. Teoría de la Elasticidad. Edit. Nauka. Moscú. 246p. (En Ruso).

[35] Lu R. S. and McMillen K. J. (1983). Multichannel seismic survey of the Colombian Basin and adjacent margins, in Studies in Continental Margin Geology, edited by J. S. Watkins and C. L. Drake, AAPG Mem., 34, 395-410.

[36] Mann y Burke (1984). Neotectónic of the Caribbean. Rev Geophys. Space Phys., 223: 309-362

[37] Mezcua J., Martínez-Solares J. M., Santamaría P., Gil A., et al. (1992). Análisis sismotectónico de la peninsula Ibérica, Baleares y Canarias. MOPT. Publicación Técnica No. 26. 43p.

[38] Molnar, P. & Sykes, L. R. 1969. tectonics of the Caribbean and Meddle America region from focal mechanismes and seismicity, Bull. Geol. Soc. Am., 80, p. 1639-1684.

[39] Monsalve H. (1998). Geometría de la subducción de la Placa Nazca en el noroeste de Colombia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México. 107p.

[40] Mosquera- Machado S., Lalinde- Pulido C., Salcedo-Hurtado E., and Michetti A. M. (2009). Ground effects of the 18 Octuber 1992, Murindo earthquake (NW Colombia), using the Environmental Seismic Intensity Scale (ESI 2007) for the assessment of intensity. Geological Society, London, Special Publication. V. 316. P.123-144. doi: 10.1144/SP316.7.

[41] Nivia A. (2001). Mapa geológico del departamento del Valle del Cauca. Memoria explicativa. Publ. INGEOMINAS. 148p.

[42] OSSO. (1996). Catálogo sísmico del suroccidente colombiano, 1987-1996 (archivo magnético).

[43] Page, W. (1986). Geología sísmica y sismicidad del Noroeste de Colombia. Interconexión Eléctrica S.A. Medellín. 281p.

[44] Pancha A., Anderson J. G and Kreemer.(2006). Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 96, No. 1. 11-32p.

[45] París, G. y Romero (1993). Fallas activas de Colombia. INGEOMINAS. Bogotá. Informe interno inédito. 38p.

[46] Paris, G., y Romero, R. (1994). Fallas Activas en Colombia: INGEOMINAS, Santafé de Bogotá, Bol. Geol., v. 34, no. 2-3, p. 3-26.

[47] París, G.; Machette, M.N.; Dart, R. L.; y Haller K.M. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions: Open File Report 00-0284, USGS, 66 p., más mapa

[48] Pedraza P. (2006). Geometría de la subducción de la Placa Nazca en el suroeste de Colombia. Implicaciones tectónicas y sísmicas. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia.

[49] Pennington, W. (1981). La subducción de la Cuenca Oriental de Panamá y la Sismotectónica del Noroeste de Sur América. Investigaciones Geofísicas sobre las Estructural Océano - Continentales del Occidente Colombiano. Instituto Geofísico - Universidad Javeriana. Bogotá - Colombia.

[50] Pindell J. and Barrett S. (1990) Geological evolution of the Caribbean region; a Plate tectonic perspective Dengo, G. and Case, J. E. (eds), The Caribbean Region. Geological Society of America, The Geology of North America, H, 405-432.

[51] Ramírez, J. E. 1975. Historia de los terremotos en Colombia, Bogotá, 250p.

[52] Rautian T. G. (1960). Energía de los terremotos. En: Método detallado de estudio de sismicidad. Obras del Inst. de Física de la Tierra de la Academia de Ciencias de la URSS, No. 9, 176p. (en Ruso).

[53] Risnichenko Yu. V. (1964). Método sumatorio de terremotos para el estudio de la actividad sísmica. Izbestia Acad. de Ciencias de la URSS. Serie Geofízika, No. 7, p. 969-977. (en Ruso).

[54] Risnichenko Yu. V. (1965). Acerca del proceso sísmico en la masa rocosa. En: Dinámica de la corteza terrestre. Moscú, Nauka. p. 56-63. (en Ruso).

[55] Risnichenko Yu. V. (1985). Problemas de la Sismología. Obras Escogidas. Nauka, 408p. (en Ruso).

[56] Rivera L. and Cisternas A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, Bull. sekm. Soc. Am., 80, 600-614.

[57] Ruegg J. C. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. En: Física de la Tierra No. 6. Edit Complutense. Madrid. p. 201-243.

[58] Wiemer, S., Zuñiga, R. (1994). ZMAP-a software package to analysis seismicity (abstract) E, OS, Trans., AGU, 75, 456.

[59] Sadovsky, M. A. & Pisarenko, V. F. 1989. El proceso sísmico en los bloques del medio geofísico. M.: Nauka, 96p. [En Ruso].

[60] Salcedo E. de J., Gómez-Capera A. y Rivera-Pérez C. (1997). Análisis de la frecuencia de terremotos fuertes en la región Central de Colombia mediante parámetros del régimen sísmico. Rev. Acad. Colmbiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Vol. XXI, No. 79. p. 57-72. ISSN. 0370-3908.

[61] Salcedo-Hurtado E. (1995). Deformación sísmica en las zonas sismoactivas de Chocó y Bucaramanga (Colombia). Boletín Geológico Ingeominas, Vol. 35, No. 1, p. 49-65. ISSN. 0120-1425.

[62] Salcedo E., Romero M. D. y Vallejo-Chocué M. A. (2007). Contribución al análisis macrosísmico del terremoto del 7 de junio de 1925: principales efectos en la ciudad de Cali. Rev. Acad. Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Vol. XXXI, No. 120. p. 379-394.

[63] Sarria, A. 1985. Sismos y riesgo sísmico en Colombia. En: Simposio sobre el peligro sísmico y volcánico en América del Sur. CERESIS, Vol. 14, p. 330-371.

[64] Sato, T. 1969. Characteristics of seismicity in South America, Bull. Earth. Res. Inst.,Tokyo Univ., 47, p. 635-672.

[65] Scholz C. (1994). The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. 439p.

[66] Shchukin, Yu. K. 1989. Heterogeneidades de la litosfera y su influencia en la estructura y dinámica de l corteza terrestre. En: Dinámica reciente de la litosfera en los continentes. Métodos de estudio. M.: Nedra, p. 9-13. [en Ruso].

[67] Silver P. G. et al. - A Plate Boundary Observatory. En: http://www.iris.edu/news/IRISnewsletter/EE.Fall98.web/plate.html

[68] Stein S., and Sella G. F. (2002). Plate boundary zones: Concept and approaches, AGU Geodyn. Series, 30, doi:10.1029/030GD01.

[69] Stepp J. C. (1972). Analysis of Completeness of the Earthquake Sample in the Puget Sound Area and Its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard. Proc. Microzonation Conf. Univ. Seattle. Washington. Vol. 2, 897-909.

[70] Stich D., Martín J. B. y Morales J. (2007). Deformación sísmica y asísmica en la zona Béltica-Rif-Alborán. Revista de la Sociedad Geológica Española, 20(3-4). p. 311-319.

[71] Tabares L. M., Mora-Páez. H. y Salcedo-Hurtado E. (1999). Actividad Sísmica y tasa de Deformación Sismitectónica en la Región del Viejo Caldas, Colombia. Rev. Acad. Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Vol. XXIII, No. 88. p. 359-373. ISSN. 0370-3908.

[72] Taboada, A., et al., (2000). Geodynamics of the Northern Andes: Intra – Continental Subduction an the Bucaramanga Seismicity Nest (Colombia). Tectonics, Vol. 19, No. 5, p. 787 – 813.

[73] Thatcher W. (2009). How the Continents Deform: The Evidence From Tectonic Geodesy. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Vol. 37:237-262. Downloaded from arjournals.annualreviews.org by Universidad del Valle on 05/13/09. For personal use only.

[74] Toda S., Stein, R.S., Sevilgen V., and Lin J.(2011). Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—user guide: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1060, 63 p., available at http://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/.

[75] Trenkamp R., Kellogg J. N., Freymueller J. T. and Mora-Páez H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. J. South Am. Earth Sci. No. 15, p.157-171.

[76] Trenkamp R., Mora-Páez H., Salcedo E. and Kellogg J. N. (2004). Possible rapid strain accumulation rates near Cali, Colombia, determined from GPS measurements (1996-2003). Earth Sci. Res. J. Vol. 8, No. 1. p. 25-33.

[77] Velásquez A. y Meyer Hj. (1992). Un estimativo de pérdidas por desastres en el Valle del Cauca, durante el decenio 1980. Agid reporte No. 13. M. Hermelin. Editor. U. EAFIT, Medellín, Cap. 40.

[78] Vinogradov S. D. (1964). Investigaciones acísticas de los procesos de ruptura de las rocas. Moscú, Nauca, 84p. (en Ruso).

[79] Zajarova A. Y. (1972). Cálculo de los parámetros del régimen sísmico en IBM. Tashkient. 143 p. (en Ruso).

[80] Duque H.(1990).El bloque del Chocó en el noroccidente suramericano: implicaciones estructurales, tectonoestratigraficas y paleogeograficas vol.31, No1-pp 1-71, 1990 Editor. Servicio Geológico Colombiano(INGEOMINAS).

[81] Ramirez, J. E. (1975b). Historia de los Terremotos en Colombia. Bogotá D.C. 250p.

[82] Syracuse,E.,Maceira,M.,Prieto,G.,Zhang,H.(2016).Multiple plates subducting beneath Colombia, as illuminated by seismicity and velocity from the joint inversion of seismic and gravity data.Earth and Planetary Science,444,139-149.

[83] Guglielmi, A.V.(2016).Interpretation of the Omori Law.*Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 52*(5), 165-166.

[84] Reasenberg, P. (1985). "Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982". Journal Geophysical Research, vol. 90, .o. B7, Pages 5479-5495.

[85] Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP. Seismol. Res. Lett. 72, 373–382.

[86] Wiemer, S., Wyss M.(2000).Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(4), 859–869

[87] Salcedo, E.(2013). Factores de Riesgo Sismico en el Valle del Cauca.Facultad de Humanidades.Seminarios internos. Universidad del Valle, Cali, Colombia.

[88] RSNC. (2016). Catalogo de Sismos Nacional. Recuperado de http://200.119.88.135/RSNC/index.php/consultas/consulexp

[89] Habermann, R.E. (1987), Man-made changes of seismicity rates, Bull. Seism. Soc. Am., 77 (1), 141-159.

[90] Utsu, T. (1965). A method for determining the value of b in a formula log n a bM showing the magnitude frequency for earthquakes, Geophys. Bull. Hokkaido Univ. 13, 99–103.

[91] Gutenberg, R. and Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Soc. Am. 34, 185-188.

[92] Zuñiga, R., Wyss, M. (2001). Most and least likely locations of large to great earthquakes along the pacific coast of Mexico, estimate from local recurrence times based on b-values. Geophys. Jour. Intern. 90.

[93] Monterroso, D.A., Kulhánek, O. (2003). Spatial variations of b-values in the subduction zone of Central America, Geofisica Int., 42(4), 1-13.

[94] Redacción Nacional (16 de noviembre de 2004). Sismo a las 4:06 de la madrugrada. El Tiempo. Recuperado de https://www.eltiempo.com/archivo/documento/MAM-1591237

[95] Lentas, K., Di Giacomo, D., Harris, J., and Storchak, D. A. (2019). The ISC Bulletin as a comprehensive source of earthquake source mechanisms, Earth Syst. Sci. Data, 11, 565-578, doi: https://doi.org/10.5194/essd-11-565-2019

[96] Lentas, K. (2018). Towards routine determination of focal mechanisms obtained from first motion P-wave arrivals, Geophys. J. Int., 212(3), 1665–1686. doi: 10.1093/gji/ggx503

[97] M. Lees, J.(2008). Seismic Focal Mechanisms in R. Recuperado de https://leesj.sites.oasis.unc.edu/FETCH/GRAB/Vignettes/focalmec.pdf

[98] Cardona, C., Salcedo, E., Mora, H.,(2005). Caracterización Sismotectónica y Geodinámica de la fuente sismogénica de Murindó-Colombia. Boletin de Geología Vol. 27, No 44, Enero-Junio.