



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL**

ESTIMACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN LA ZONA ANDINA DE CHILE CENTRAL

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

EDUARDO AQUILES JORQUERA PEÑA

**PROFESOR GUÍA:
MARIO PARDO PEDEMONTTE**

**PROFESORES DE LA COMISIÓN:
ANDRÉS TASSARA ODDO
MAXIMILIANO ASTROZA INOSTROZA**

**SANTIAGO DE CHILE
DICIEMBRE 2008**

RESUMEN DE MEMORIA
PARA OPTAR AL TITULO DE INGENIERO CIVIL
POR: EDUARDO JORQUERA PEÑA
PROF. GUIA: SR. MARIO PARDO P.
FECHA: 23 DE DICIEMBRE 2008

ESTIMACION DEL PELIGRO SISMICO EN LA ZONA ANDINA DE CHILE CENTRAL

Este trabajo de título, en el marco del Proyecto Fondecyt No 1050758, tiene como objetivo la estimación del peligro sísmico en la zona cordillerana de Chile Central, comprendida entre las latitudes 34.5°S y 33°S y las longitudes 71°W y 69.5 °W, para así obtener una herramienta útil para el diseño de estructuras en el lugar.

Para cumplir este objetivo se ha probado con dos métodos: uno determinístico consistente en estudiar la sismicidad cortical de la zona estimando fallas máximas en base a las fallas reportadas y la sismicidad asociada a ellas y otro probabilístico en base a catálogos telesísmicos que son analizados en el tiempo para esa zona, suponiendo que estos sismos siguen una distribución estadística en particular.

Para la primera parte, se utilizó un programa GIS con el mapa geológico de la zona. Se incluyeron las fallas geológicas reportadas en la región y se superpuso la sismicidad cortical registrada por diversas redes locales instaladas por proyectos de investigación en la región y por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile. Por medio de perfiles de la sismicidad en función de la profundidad se estimó el área de las máximas fallas posibles. Utilizando ecuaciones de escalamiento entre las dimensiones de estas fallas y su desplazamiento promedio, se obtuvo las máximas magnitudes de momento asociadas a cada una de ellas.

Para la segunda parte, se generó un catálogo de sismos en la región en base a datos de las redes locales y mundiales. Se aplicaron métodos estadísticos con el objeto de estimar las ventanas temporales disponibles, para cada magnitud, en las cuales es posible suponer que la sismicidad registrada sigue un proceso de Poisson. Luego, se usó el método de bondad de ajuste para verificar que los datos se ajustan a las distribuciones de Poisson y las distribuciones de valores extremos de Gumbel y Weibull biparamétrica. Se utilizaron estas distribuciones para determinar los distintos períodos de retorno para sismos mayores o iguales a una serie de magnitudes.

Mediante un programa computacional desarrollado en este trabajo, en base a los parámetros estimados de las distribuciones ajustadas a la serie de tiempos intereventos del catálogo, se determinó el mapa de intensidades asociadas a las fuentes sísmicas corticales e intraplaca de profundidad intermedia presentes en la zona, y a la combinación de ambas.

Adicionalmente con el objeto de analizar la sismicidad espacialmente en esta zona se desarrolló un mapa de los parámetros de la relación de Gutenberg - Richter para determinar las diferentes productividades sísmicas dentro de ella, con esto se pudo obtener un mapa de magnitudes probables con un 10% de excedencia para diferentes períodos de diseño.

De esta forma, tanto el mapa de intensidades, el mapa determinístico de magnitudes máximas, el mapa de distribuciones probables, y la determinación de los períodos de retorno de las diferentes magnitudes en la zona, constituyen el resultado final de este trabajo.

DEDICATORIA:

Dedicado a mis papas Aquiles y Ximena y a mi hermana Natalia, a Dominga y a la memoria de mi abuelita Otilia, de mis otros abuelos y de Apollo.

AGRADECIMIENTOS:

En primer lugar deseo agradecer al Profesor Guía de esta memoria de título, Mario Pardo, cuya ayuda fue indispensable en la realización de éste trabajo

Además agradezco los aportes y ayuda desinteresada de los profesores Andrés Tassara, Denis Legrand, Felipe Leyton, y todas aquellas personas que colaboraron con este trabajo.

Por último, pero no sin menos gratitud y afecto, quiero agradecer el apoyo constante de mi familia durante todo mi paso por la Escuela de Ingeniería, en especial a mis amados padres Aquiles Jorquera y Ximena Peña, y a todos los amigos que hice en Beauchef que me acompañaron y apoyaron durante el estudio de la carrera (como por ejemplo: Maikel Awad, Claudio Trujillo, Raúl Rojas, Mauricio Romo, Patricio Vargas, Juan Yarmuch, Mauricio Monsalve, Alvaro Parra, El Primo, etc.).

INDICE

I.	INTRODUCCION:.....	1
II.	OBJETIVOS:.....	2
2.1	Objetivos generales:.....	2
2.2	Objetivos específicos:	2
III.	METODOLOGIA GENERAL:.....	3
3.1	Determinación del peligro sísmico por caracterización de fallas.....	3
3.2	Determinación del peligro sísmico por análisis probabilístico.....	3
IV.	MARCO SISMOTECTONICO Y GEOTECTONICO DE LA ZONA:	6
4.1	Marco Sismotectónico de la zona:	6
4.2	Principales fuentes sismogénicas de la zona (desde la fosa a la Cordillera Principal de Los Andes):	8
4.3	Marco Geo-tectónico de la zona:	10
V.	ANTECEDENTES	15
5.1	Antecedentes de Métodos de Estimación del Peligro Sísmico.....	15
5.1.1.-	Métodos de Valores Extremos:.....	15
5.1.2.-	Métodos Bayesianos	17
5.1.3.-	Métodos de Optimización.....	18
5.1.4.-	Métodos Compuestos.....	18
5.1.5.-	Métodos de Zonificación	19
5.1.6.-	Métodos de Simulación	19
5.2	Antecedentes de Estudios del Peligro Sísmico en Chile:	20
5.3	Estudios de la Sismicidad en la zona.....	24
VI.	BASES DE DATOS:.....	26
6.1	Bases de Datos telesísmicas:.....	26
6.2	Análisis de completitud del catálogo:.....	28
6.3	Base datos de las redes locales	34
VII.	ESTUDIO DETERMINISTICO DE MAGNITUDES MAXIMAS	44
7.1	Cálculo de la Magnitud de momento y Relaciones de Escalamiento:.....	44
7.2.	Mecanismos de Foco registrados en la Zona:.....	45
7.3	Identificación de zonas sismogénicas:.....	47

7.4.	Identificación máxima falla potencial:.....	53
7.4	Cálculo máxima magnitud esperada para fallas potenciales identificadas:	54
7.5	Discusión:.....	58
VIII.	ESTUDIO PROBABILISTICO DEL PELIGRO SISMICO.....	61
8.1	Determinación Relación Frecuencia Magnitud:	61
8.1.1	Relación de Gutenberg-Richter:	61
8.1.2	Relación de magnitud Gutenberg-Richter calculada por mínimos cuadrados:.....	63
8.1.3	Relación de frecuencia-magnitud Gutenberg-Richter calculada por método de máxima verosimilitud:	64
8.1.4	Interpretación valor de b:	79
8.2	Relaciones de Atenuación de Intensidad en la zona:	82
8.3	Estudio de Peligro sísmico en base a catálogos de sismicidad.....	89
8.3.1	Distribuciones de probabilidad y parámetros estimados usados:....	89
8.3.2	Metodología utilizada para la determinación probabilística del peligro sísmico:.....	92
8.3.3	Programa en Matlab para el cálculo probabilístico del Peligro Sísmico	94
8.3.4	Resultados de los parámetros y períodos de retorno usando las distintas distribuciones	97
8.3.5	Mapas de intensidades máximas según método de Algermissen y Perkins (1976) sin considerar anomalías	103
8.3.6	Mapas de intensidades máximas según método de estadísticas de valores extremos.....	106
8.3.7	Mapa Intensidades Sismo de Las Melosas:.....	106
8.3.8	Bondad de Ajuste:	107
IX.	DISCUSION.....	110
X.	CONCLUSIONES.....	126
XI.	BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS:.....	132
	ANEXO A: MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA	139
	ANEXO B: PERFILES EN CORTE DE LA SISMICIDAD	148
	Cortes Longitudinales:.....	148
	Cortes Transversales:	162

ANEXO C: TEORÍA DE LAS PROBABILIDADES APLICADAS A ESTE ESTUDIO	162
1. Consideraciones Generales:	162
1.2. Estadística de Valores Extremos:	164
1.3. Distribuciones usadas en este estudio:	165
1.3.1 Distribución de Poisson:	165
1.3.2 Distribución de Weibull:	169
1.3.3 Distribución de Gumbel.....	170
1.4 Estimación de Parámetros:.....	172
1.4.1 Método de Máxima Verosimilitud:	172
1.4.2 Método de los Mínimos Cuadrados:	173
1.4.3 Método del Momento:.....	176
1.5 Estimación de los parámetros de las distribuciones acá utilizadas.	176
1.5.1 Estimaciones de la Distribución de Poisson.....	176
1.5.2 Estimaciones de la Distribución de Weibull	177
1.5.3 Estimaciones de la Distribución de Gumbel	177
ANEXO D: CÓDIGOS DE RUTINAS EN MATLAB	179
1.1 Calculo automático de Ley de Gutenberg-Richter.....	179
1.2 Cálculo automático Mapa de b-value	183
1.3 Cálculo Peligro Sísmico	188
1.4 Estimación Parametros distribuciones de Poisson, Weibull y Gumbel del catálogo	220
1.5 Cálculo método de Stepp y metodo de ventanas moviles desde el catálogo	226

INDICE FIGURAS

<i>Figura 1: Diagrama Cálculo Probabilístico del Peligro Sísmico</i>	<i>5</i>
<i>Figura 2: Morfología de la Subducción obtenida por Pardo et al. (2003)</i>	<i>8</i>
<i>Figura 3: Esquema representativo de la sismicidad en la zona de Chile Central a la altura de 33.5°S.....</i>	<i>9</i>
<i>Figura 4: Mapa en que se muestra las principales unidades geomorfológicas de la zona</i>	<i>12</i>
<i>Figura 5: Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1000000 MapM61 SERNAGEOMIN 2002</i>	<i>13</i>
<i>Figura 6: Variación temporal catálogo con magnitudes mb según Fórmula conversión Araya (2006).....</i>	<i>27</i>
<i>Figura 7: Método de Stepp (1973) aplicado a catalogo NEIC para sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia</i>	<i>29</i>
<i>Figura 8: Método de Ventanas Móviles aplicado a catálogo NEIC para sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia.....</i>	<i>33</i>
<i>Figura 9: Mapa estaciones de Red Temporal Monfret, Barrientos, Alvarado (1998)</i>	<i>35</i>
<i>Figura 10: Mapa estaciones de Red Temporal ACT-18.....</i>	<i>36</i>
<i>Figura 11: Mapa estaciones de Red Temporal CHASE (2005-2006).....</i>	<i>38</i>
<i>Figura 12: Datos Campaña Monfret , Barrientos y Alvarado.....</i>	<i>39</i>
<i>Figura 13: Datos Red Local Servicio Sismológico Nacional 1987-2001</i>	<i>40</i>
<i>Figura 14: Datos Proyecto Anillo ACT18.....</i>	<i>41</i>
<i>Figura 15: Datos de la red temporal CHASE (2005-2006).....</i>	<i>42</i>
<i>Figura 16: Datos Todas las redes involucradas</i>	<i>43</i>
<i>Figura 17: Mecanismos focales en proyección estereográfica de hemisferio inferior Red CHASE-2005.....</i>	<i>46</i>
<i>Figura 18: Mapa Fallas potenciales y su relación con fallas determinadas en terreno.....</i>	<i>48</i>
<i>Figura 19: Mapa Fallas potenciales de acuerdo a las fallas determinadas en terreno y a su sismicidad asociadas</i>	<i>49</i>
<i>Figura 20: Gráfico con la relación de Gutenberg-Richter en la zona según el método de mínimos cuadrados para catálogo conjunto</i>	<i>64</i>

Figura 21: Cálculo espacial b-value para sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia	77
Figura 22: Cálculo espacial a-value para fuente cortical.....	78
Figura 23: Cálculo espacial a-value para fuente intraplaca de profundidad intermedia	79
Figura 24: Cálculo espacial Maxima magnitud mb con probabilidad del 10% de excedencia y tiempos de diseño de 50 y 250 años, para fuentes corticales e intraplaca de profundidad intermedia	81
Figura 25: Modelación Lineal de la falla respecto a un punto.....	93
Figura 26: Mapa de intensidades para fuente cortical según método de Algermissen y Perkins (1976).....	104
Figura 27: Mapa de intensidades para fuente intraplaca de profundidad intermedia para método de Algermissen y Perkins (1976).....	105
Figura 28: Mapa de intensidades para combinación de ambas fuentes para método de Algermissen y Perkins (1976).....	105
Figura 29: Radio de cálculo para relación de Gutenberg-Richter para fuente cortical	111
Figura 30: Radio de cálculo para relación de Gutenberg-Richter para fuente intraplaca de profundidad intermedia	111
Figura 31: Número de sismos para relación de Gutenberg-Richter para fuente cortical	112
Figura 32: Número de sismos para relación de Gutenberg-Richter para fuente intraplaca de profundidad intermedia	113
Figura 33: Distribución espacial de los sismos corticales de la red NEIC (1973-2008) versus su magnitud mb.....	114
Figura 34: Distribución espacial de los sismos corticales de la red NEIC (1973-2008) versus su profundidad focal	115
Figura 35: Distribución espacial de los sismos intraplaca de profundidad intermedia de la red NEIC (1973-2008) versus su magnitud mb	116
Figura 36: Distribución espacial de los sismos intraplaca de profundidad intermedia de la red NEIC (1973-2008) versus su profundidad focal.....	117
Figura 37: Determinación magnitud de completitud para la zona completa para sismos corticales	119

Figura 38: Determinación magnitud completitud para la zona sin clusters para sismos corticales	119
Figura 39: Relación Gutenberg-Richter para fuente cortical sin considerar clusters del Teniente y Andina	120
Figura 40: Relación Gutenberg-Richter para fuente intraplaca de profundidad intermedia sin considerar clusters del Teniente y Andina	121
Figura 41: Mapa intensidades asociadas a fallas máximas corticales.....	125
Figura 42: Columna cronológica generalizada desde el Jurásico Medio.....	147
Figura 43: Corte Longitudinal total.....	148
Figura 44: Corte Longitudinal 1, Zona Andina Chile Central [-34,5 ; -34,38].....	149
Figura 45: Corte Longitudinal 2, Zona Andina Chile Central [-34,38 ; -34,25].....	149
Figura 46: Corte Longitudinal 3, Zona Andina Chile Central [-34,25 ; -34,13].....	150
Figura 47: Corte Longitudinal 4, Zona Andina Chile Central [-34,13 ; -34].....	150
Figura 48: Corte Longitudinal 5, Zona Andina Chile Central [-34 ; -33,88].....	151
Figura 49: Corte Longitudinal 6, Zona Andina Chile Central [-34,88 ; -33,75].....	151
Figura 50: Corte Longitudinal 7, Zona Andina Chile Central [-33,75 ; -33,63].....	152
Figura 51: Corte Longitudinal 8, Zona Andina Chile Central [-33,63 ; -33,5].....	152
Figura 52: Corte Longitudinal 9, Zona Andina Chile Central [-33,5 ; -33,38].....	153
Figura 53: Corte Longitudinal 10, Zona Andina Chile Central [-33,38 ; -33,25].....	153
Figura 54: Corte Longitudinal 11, Zona Andina Chile Central [-33,25 ; -33,13].....	154
Figura 55: Corte Longitudinal 12, Zona Andina Chile Central [-33,13 ; -33].....	154
Figura 56: Corte Transversal total	155
Figura 57: Corte Transversal 1, Zona Andina Chile Central [-71 ; -70,88]	156
Figura 58: Corte Transversal 2, Zona Andina Chile Central [-70,88 ; -70,75]	156
Figura 59: Corte Transversal 3, Zona Andina Chile Central [-70,75 ; -70,63]	157
Figura 60: Corte Transversal 4, Zona Andina Chile Central [-70,63 ; -70,5]	157
Figura 61: Corte Transversal 5, Zona Andina Chile Central [-70,5 ; -70,38]	158
Figura 62: Corte Transversal 6, Zona Andina Chile Central [-70,38 ; -70,25]	158
Figura 63: Corte Transversal 7, Zona Andina Chile Central [-70,25 ; -70,13]	159
Figura 64: Corte Transversal 8, Zona Andina Chile Central [-70,13 ; -70]	159
Figura 65: Corte Transversal 9, Zona Andina Chile Central [-70 ; -69,88]	160
Figura 66: Corte Transversal 10, Zona Andina Chile Central [-69,88 ; -69,75]	160
Figura 67: Corte Transversal 11, Zona Andina Chile Central [-69,75 ; -69,63]	161

Figura 68: Corte Transversal 12, Zona Andina Chile Central [-69,63 ; -69,5] 161

INDICE TABLAS

Tabla 1: Estructuras Geológicas de la Zona.....	14
Tabla 2: Cuadro Resumen de algunas técnicas de Simulación.....	20
Tabla 3: Resumen resultados método Stepp en catalogo NEIC	28
Tabla 4 : Homogeneidad e n la cantidad de sismos en el tiempo.....	34
Tabla 5.3: Redes del SSN usadas por Marcelo Farias para relocalización de sismos.....	37
Tabla 6 : Magnitudes y Frecuencias de Sismos catálogo conjunto	63
Tabla 7: Intensidades estimadas para sismo de las Melosas (1958) según Astroza et al (2008).....	84
Tabla 8: Coeficientes ecuaciones de atenuación de intensidad para distintas fuentes sísmicas (Leyton et al, 2008)	88
Tablas 9 y 10: Periodos de retorno en años y parámetros para cada distribución para sismos corticales.....	98
Tabla 11: Errores cuadráticos para estimaciones de parámetros de distribuciones de Gumbel I, y biparamétrica de Weibull en sismos corticales.....	100
Tablas 12 y 13 : Periodos de retorno en años y parámetros para cada distribución para los sismos intraplaca de profundidad intermedia.....	100
Tabla 14: Errores cuadráticos para estimaciones de parámetros de distribuciones de Gumbel I, y biparamétrica de Weibull en sismos intraplaca de profundidad intermedia.....	102
Tabla 15: Máxima magnitud sísmica mb en la región de acuerdo a distribución de Gumbel.....	106
Tabla 16: Test de Kolmogorov-Smirnoff para sismos corticales.....	109
Tabla 17: Test de Kolmogorov-Smirnoff para sismos intraplaca de profundidad intermedia.....	109
Tabla 18: Probabilidad de ocurrencia sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia según distribución de Poisson.....	122
Tabla 19: Cuadro resumen magnitud momento fallas máximas.....	127

I. INTRODUCCION:

La zona cordillerana de Chile Central tiene una importancia estratégica fundamental en la entrega de servicios a las zonas urbanas más densamente pobladas del país y en los procesos productivos fundamentales para la economía del país, pues ahí se encuentran: redes de agua potable, gaseoductos para la Región Metropolitana, centrales hidroeléctricas, reservas de agua potable y gran Minería.

Por lo tanto es importante tener una estimación confiable del peligro sísmico asociado a esta zona de modo de conocer la probabilidad de ocurrencia de un sismo que exceda una determinada magnitud en un determinado período de tiempo, y así entregar una herramienta útil para la prevención y planificación.

Durante Noviembre del 2005 hasta marzo del 2006 se instaló una red sismológica temporal en la zona en el marco del proyecto Fondecyt 1050758, que cubrió la zona de estudio con más de 40 estaciones sismológicas de registro continuo. La distribución de las estaciones permite localizar en detalle la sismicidad superficial y correlacionarla con fallas existentes en la zona. Junto con los datos de otras redes locales se hacen determinaciones de las dimensiones y geometría de las fallas, que permiten estimar su potencial sísmico asociado, i.e. magnitud máxima de sismos que se pueden generar.

Es interesante destacar que los sismos que se analizan son eventos corticales superficiales (de hipocentro ubicado entre 0 -30 km. de profundidad), que en Chile han sido poco estudiados y cuantificados, a diferencia de los sismos interplacas de fallamiento inverso (sismos tipo “thrust” y de hipocentro ubicado entre 0 -50 km de profundidad) ocurridos a lo largo de la costa desde Arica (18°S) a la Península de Taitao (46°S), y de eventos con hipocentro cuya profundidad es mayor a 60 Km., ocurridos dentro de la placa de Nazca al subductar.

Los eventos sísmicos corticales más importantes que se han reportado en la región donde se concentra el estudio son el terremoto de Las Melosas el 4 de septiembre de 1958, con magnitud $M_s=6.9$ (Piderit, 1961) y recalculada como $M_o=6,3$ (Alvarado et al, 2008), y el 13 de septiembre de 1987 en Rancagua, con magnitud $m_b=5,8$, según el Servicio Sismológico Nacional.

II. OBJETIVOS:

2.1 Objetivos generales:

Obtener una estimación del peligro sísmico en la zona cordillerana de Chile Central.

2.2 Objetivos específicos:

- Caracterizar la zona en función de la sismicidad cortical, es decir obtener la máxima magnitud del sismo posible basado en las fallas activas reportadas en la zona, mecanismos focales y estados de esfuerzos
- Analizar catálogos sísmicos y utilizar métodos de estadísticas para valores extremos con cuyos resultados se realiza un análisis del Peligro Sísmico, comparando con los resultados obtenidos anteriormente por otros autores en la región.

III. METODOLOGIA GENERAL:

3.1 Determinación del peligro sísmico por caracterización de fallas.

En la primera parte del trabajo se hará la caracterización de la sismicidad cortical tal como se indica en el punto 2 de los objetivos específicos.

Para caracterizar la zona en función de la sismicidad cortical, se utilizarán las localizaciones de los sismos registrados por redes locales, permanentes como la del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile y otras redes temporales. Se correlacionarán las fallas geológicas reportadas en la zona con la sismicidad para obtener sus dimensiones espaciales y estimar la máxima magnitud de los posibles sismos asociados a cada falla. Además se obtendrán las características de estas fallas utilizando los mecanismos de foco determinados por la red temporal del proyecto Fondecyt mencionado.

En base a esto se puede estimar la longitud de estas fallas, y por gráficas de corte en profundidad se puede obtener el ancho de éstas; con estos datos se tiene el área de la falla. Asumiendo una rigidez para la zona y estimando el deslizamiento promedio en la falla, se puede calcular el momento sísmico asociado a cada falla estudiada. Luego, gracias a ecuaciones de conversión de magnitudes se puede obtener la magnitud momento M_w (Kanamori, 1977). Así se puede obtener las magnitudes máximas asociadas a cada falla y posteriormente la magnitud máxima en toda la región.

A esta magnitud máxima determinada calculada en una fuente sísmica, se le asocia una ley de atenuación de intensidad y con ellas se calcula la intensidad estimada en un lugar de diseño.

3.2 Determinación del peligro sísmico por análisis probabilístico

En esta parte del trabajo se realiza una estimación de Peligro Sísmico en la Zona Andina de Chile Central, comprendida entre las coordenadas 33° - 34.5° S y 69.5° - 71° W.

Con este propósito se analizan los catálogos de sismicidad reportados en la zona, para unificar la información y generar una base de datos homogénea. Entre los catálogos de sismicidad disponibles están: International Seismological Center

(www.isc.ac.uk), NEIC (earthquake.usgs.gov), Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (ssn.dgf.uchile.cl), y Proyectos locales con redes temporales.

Con estos datos se hace una estimación del peligro sísmico utilizando métodos estadísticos. Los métodos escogidos son los de estadísticas de valores extremos mediante la distribución de Gumbel (Lomnitz, 1974), de Weibull (Susa, 2004; Rikitake, 1976; Knopoff y Kagan, 1977).

El cálculo de las intensidades asociadas a cada fuente sísmica se hará con ayuda de Leyes de Atenuación de Intensidad disponibles para ambientes tectónicos con sismos corticales (California o la Cuenca del Mediterráneo) y con la Ley de atenuación de intensidades de Barrientos (1980) para todo Chile aplicada para los sismos intraplaca de profundidad intermedia

Los resultados se compararán con los obtenidos con otros métodos, como los basados en Algermissen y Perkins que usan distribución de Poisson (Reiter, 1990).

En general en las metodologías para estimar las intensidades asociadas al peligro sísmico, se supone uno o más ambientes sismotectónicos, cada uno con los datos de la ocurrencia y magnitud de sus sismos, con los que pueden estudiarse características bien determinadas como la media de los sismos por unidad de tiempo, relación de Gutenberg-Richter y leyes de atenuación de intensidades o aceleraciones.

Cada uno de estos ambientes sísmicos tiene una o más fuentes asociadas, donde es posible modelar el hipocentro de los sismos, localizados con su ubicación en el plano y en profundidad y así calcular con las leyes de atenuación la respuesta del sismo en el lugar de diseño. Luego se combinan las respuestas provenientes de las fuentes enmarcadas en los diferentes ambientes sismotectónicos en una respuesta única en el punto de diseño, ya sea su intensidad o aceleración.

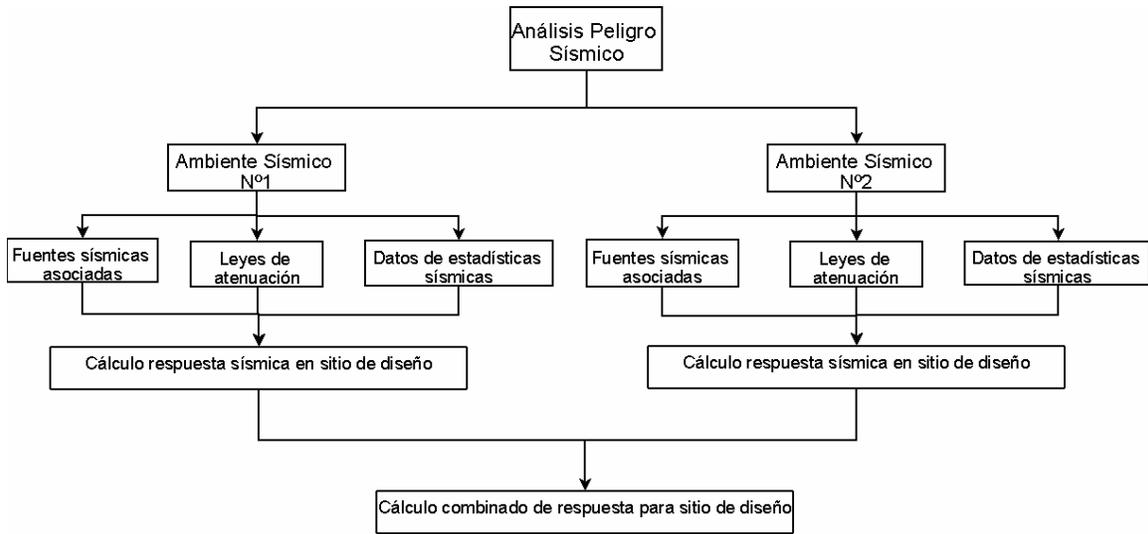


Figura 1 : Diagrama Cálculo Probabilístico del Peligro Sísmico

IV. MARCO SISMOTECTONICO Y GEOTECTONICO DE LA ZONA:

4.1 Marco Sismotectónico de la zona:

La ocurrencia de los sismos en la zona se explica fundamentalmente por la tectónica de placas, en este caso por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

Las fuerzas identificables más importantes que determinan el campo de deformaciones en las placas tectónicas son la slab Pull (F_{sp}), la drag force (F_{df}) y las fuerzas de boyancia o topográficas.

La Slab Pull es la fuerza principal involucrada en la tectónica de placas, y es debida a que la densidad de la placa subductada es mayor a la de la astenósfera, lo que hace que la placa se hunda en el manto, ya que a entre mayor edad de un placa es mayor su densidad, y sólo empieza a actuar una vez que la placa que subyace a la otra se ha desacoplado a un determinada profundidad.

La Drag Force es la fuerza de arrastre o fricción producto del acoplamiento viscoso entre la astenósfera y la litosfera que se opone al movimiento de la placa subyacente (Spence 1987). Esta fuerza es proporcional al área de la placa en contacto con la astenósfera y la velocidad de la placa y es importante en la generación de los esfuerzos intraplacas que generan sismos.

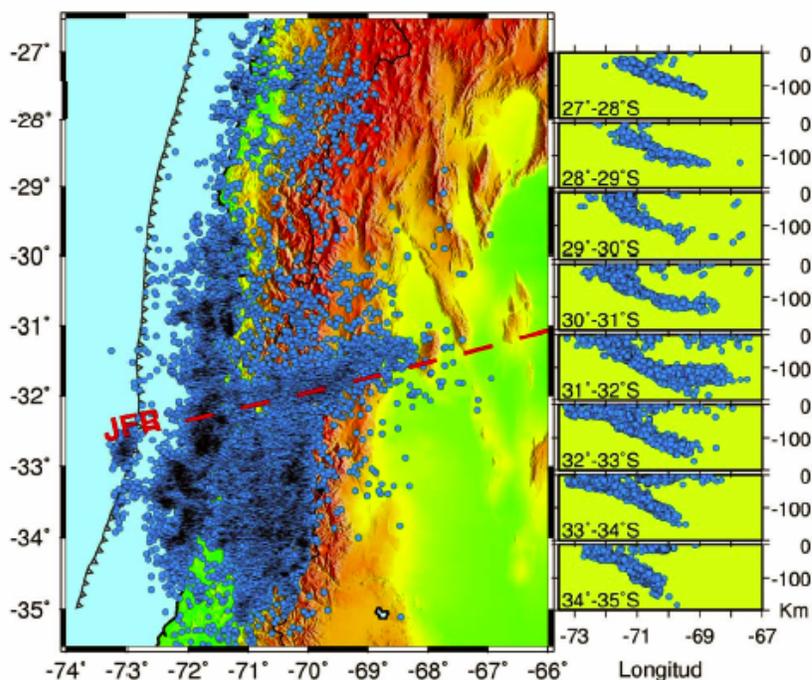
Las fuerzas de boyancia son fuerzas internas que permiten que el sistema este en equilibrio según el principio de la isostasia y se deben a las variaciones laterales de la densidad dentro de la misma litosfera lo que provoca que algunas partes se tiendan a hundir más que otras. Un ejemplo de estas son las producidas en las dorsales Centro-Pacífico y Centro-Atlántico que empujan en direcciones opuestas a las placas de Nazca y Sudamericana respectivamente.

Zoback (1992) confecciona un mapa de esfuerzos mundiales en las placas en base a mecanismos focales, indicadores geológicos y otros datos, en que el se puede apreciar que en la placa Sudamericana los ejes de máxima compresión horizontal son en la dirección de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana (E-W).

El área de estudio esta situada sobre la zona de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana a lo largo de la Cordillera de Los Andes. La tensión

acumulada por el proceso de subducción y las deformaciones locales que experimenta la corteza en la Placa Sudamericana debido a esto, generan la sismicidad en la zona. El plano de subducción es la llamada zona de Wadatti-Benioff (ZWB) y puede ser inferida con ayuda de las determinaciones hipocentrales de los sismos en profundidad. La propiedad más característica de la geometría de subducción en Chile Central es la variación de la inclinación de la placa de Nazca a lo largo del rumbo., con una zona de subducción plana (flat slab) al norte de los 33°S y una inclinación de alrededor de 30° al sur de esta latitud.

La zona de estudio (33°-35,5°S) se encuentra al sur de una zona de subducción plana (27°-32,5°S), teniendo una zona de subducción “normal” o “inclinada”. Pardo et al (2003) estudió en base a la sismicidad aportada por redes locales la morfología de la subducción, llegando al modelo que puede apreciarse en la Figura 2.



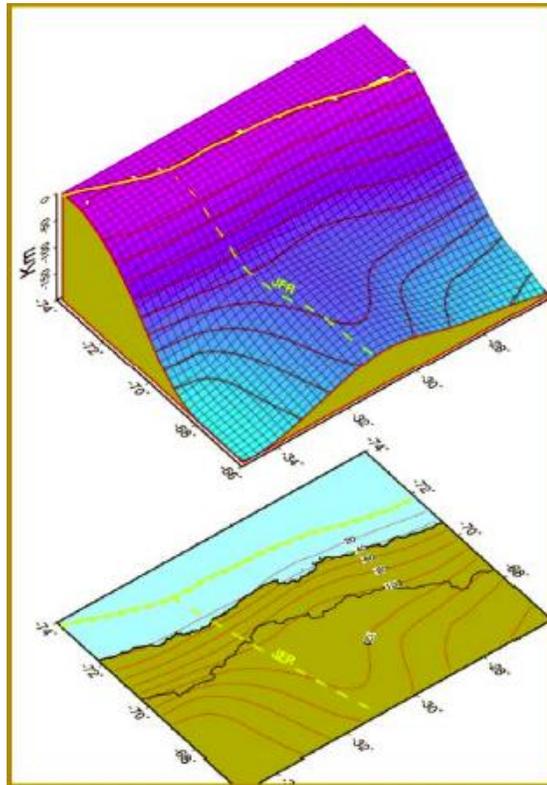


Figura 2 : Morfología de la Subducción obtenida por Pardo et al. (2003)

4.2 Principales fuentes sismogénicas de la zona (desde la fosa a la Cordillera Principal de Los Andes):

1. Sismicidad outer-rise: Ocurre producto a la flexión de la placa de Nazca antes de subductarse y los eventos asociados son de pequeña magnitud y se sitúan a más de 150 kilómetros de la costa, por lo tanto no es considerada en este trabajo en los estudios de peligro sísmico.

2. Sismicidad interplaca tipo thrust: Se produce en la zona de contacto entre la placa de Nazca al subductar con al placa Sudamericana. La sismicidad va aquí entre la fosa y los 50 kilómetros.

3. Sismicidad intraplaca de profundidad intermedia: Ocurre dentro de la placa subductante, es decir dentro de la placa de Nazca, y que va desde los 50 kilómetros de profundidad hasta los 200 kilómetros de profundidad. La hipótesis más popular para explicar este tipo de sismos es la fragilidad acompañada de deshidratación de

minerales como la serpentina sufrida por las altas presiones y temperaturas (Jung et al, 2004)

4. Sismicidad cortical cordillerana: Ocurre dentro de la placa Sudamericana en los sectores precordilleranos y cordilleranos. Comprende hasta los 30 kilómetros de profundidad.

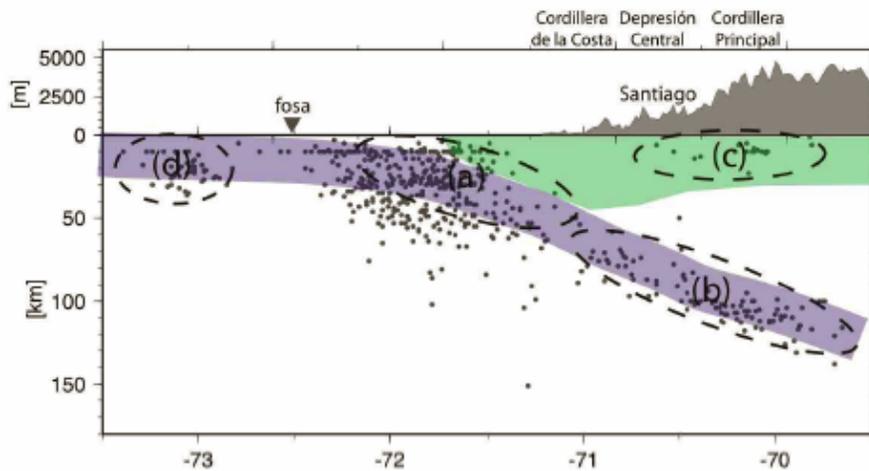


Figura 3 : Esquema representativo de la sismicidad en la zona de Chile Central a la altura de 33.5°S

En la Figura 3 la zona “a” es la sismicidad interplaca, la “b” es la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia, la “c” es la cortical y la “d” es la sismicidad outer-rise (Leyton et al, 2008).

En la zona comprendida en este estudio, es decir entre los 34.5°S y 33°S y los 71°W y los 69.5°W, sólo dos de estas fuentes sismogénicas están ubicadas, la de intraplaca de profundidad intermedia y la de sismos corticales.

Como se puede apreciar de los cortes aparecidos en el Anexo II donde se encuentra la sismicidad captada por redes locales, las zonas se ubican de la siguiente manera:

- La zona de sismos corticales esta ubicada entre los 32.9°S y 35.1 °S y entre los 70.5°W y los 69.9°W con una profundidad focal promedio que va desde los 5 a los 15 kilómetros de este a oeste.

- La zona de sismos intraplaca de profundidad intermedia esta ubicada entre los 32°S y los 35.1°S y entre los 71.4° W y los 70.1°W. En este caso la profundidad focal

varía entre los 60 kilómetros a los 71°W hasta los 120 kilómetros a los 70.1°W. Por razones de simplicidad se supondrá que la profundidad focal varía de forma lineal entre ambos puntos.

4.3 Marco Geo-tectónico de la zona:

La zona Central de Chile esta dominada por la Cordillera de los Andes formada por el acortamiento tectónico y actividades magmáticas debidas por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana desde el período Jurásico de forma casi ininterrumpida. Esta convergencia de la placa Nazca subductando bajo la Sudamericana, y fijando con referencia la Placa de Nazca según el modelo HS3-NUVEL 1A, (Gripp y Gordon, 2002) en los 33°S con 72°W está orientada N77.89°E y ocurre a una tasa de 8,06 cm. /año, con una velocidad de 16,9 Mm. /año en la dirección y de 78,78 Mm.-año en la dirección este.

Esto fue calculado con gracias a la aplicación de la página web mantenida por UNAVCO (http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/model/)

Más al sur del los 33°S la cordillera cambia la orientación N-S que llevaba a una NNE-SSW. A ésto se le conoce como el oroclino del Maipo (Farias, 2007)

Dentro del Margen Andino se pueden distinguir marcadas unidades geomorfológicas: de oeste a este está la llamada Cordillera de la Costa caracterizada por bajas elevaciones separada de la Cordillera Principal por el Valle Central. Al este se encuentran tres unidades paralelas: la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y la Precordillera. Más al este se encuentran extensas planicies sólo interrumpidas por las Sierras Pampeanas, tal como se puede apreciar en la Figura 4.

La Depresión Intermedia es una cuenca que se extiende desde los 33°S hasta los 40°S y corresponde a rellenos de depósitos aluviales principalmente, con una antigüedad que datan del Pleistoceno al Holoceno y que localmente pueden superar los 500 m de espesor (Thiele, 1980, Araneda *et al.*, 2000, Rauld, 2002), con bases en rocas del Mesozoico en el lado oeste y rocas del Cenozoico en el lado este.

La Cordillera Principal se puede dividir en tres partes: Cordillera Principal Occidental, Cordillera Principal Central y Cordillera Principal Oriental.

La Cordillera Principal Occidental esta compuesta por rocas cenozoicas de la Formaciones Abanico y Farellones y exhibe más deformación en su parte más

occidental. La Cordillera Principal Central también está constituida de rocas del Cenozoico pero con deformación menos intensa. La Cordillera Principal Oriental está compuesta por secuencias deformadas de rocas del Mesozoico.

Los valles presentes en las diferentes zonas de la Cordillera Principal también difieren: los de la Cordillera Principal Central y Oriental tienen forma de U, dejando en evidencia las glaciaciones ocurridas ahí. Las masas provenientes de los taludes de las colinas contuvieron los flujos hídricos y formaron lagos. Estas masas removieron los depósitos morrénicos de las glaciaciones y probablemente han sido aumentadas por la sismicidad superficial (Farías et al., 2006)

Al este de la Cordillera Principal y ya en Argentina se encuentra la Cordillera Frontal que está constituida por un basamento Pre-Cámbrico, Paleozoico y Triásico.

En la zona de estudio existen cinco principales cuencas fluviales que reciben el nombre de sus ríos, de norte a sur: Aconcagua, Maipo, Cachapoal, Tinguiririca y Teno.

En la Figura 4 puede apreciarse las unidades geomorfológicas de la zona, y en la Figura 5 se puede ver el detalle del mapa geológico de la zona de estudio, para más información vease el Anexo I.

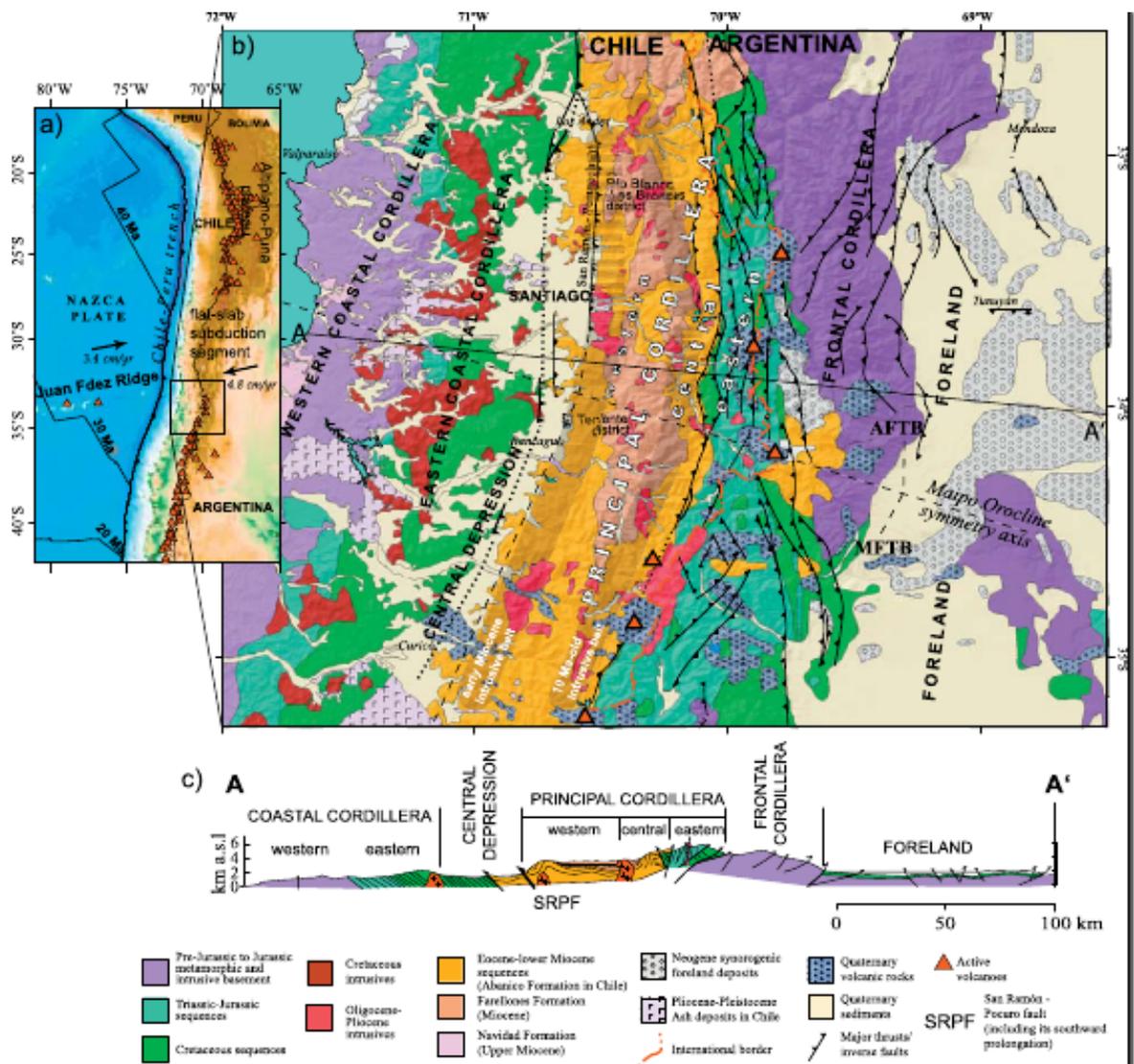
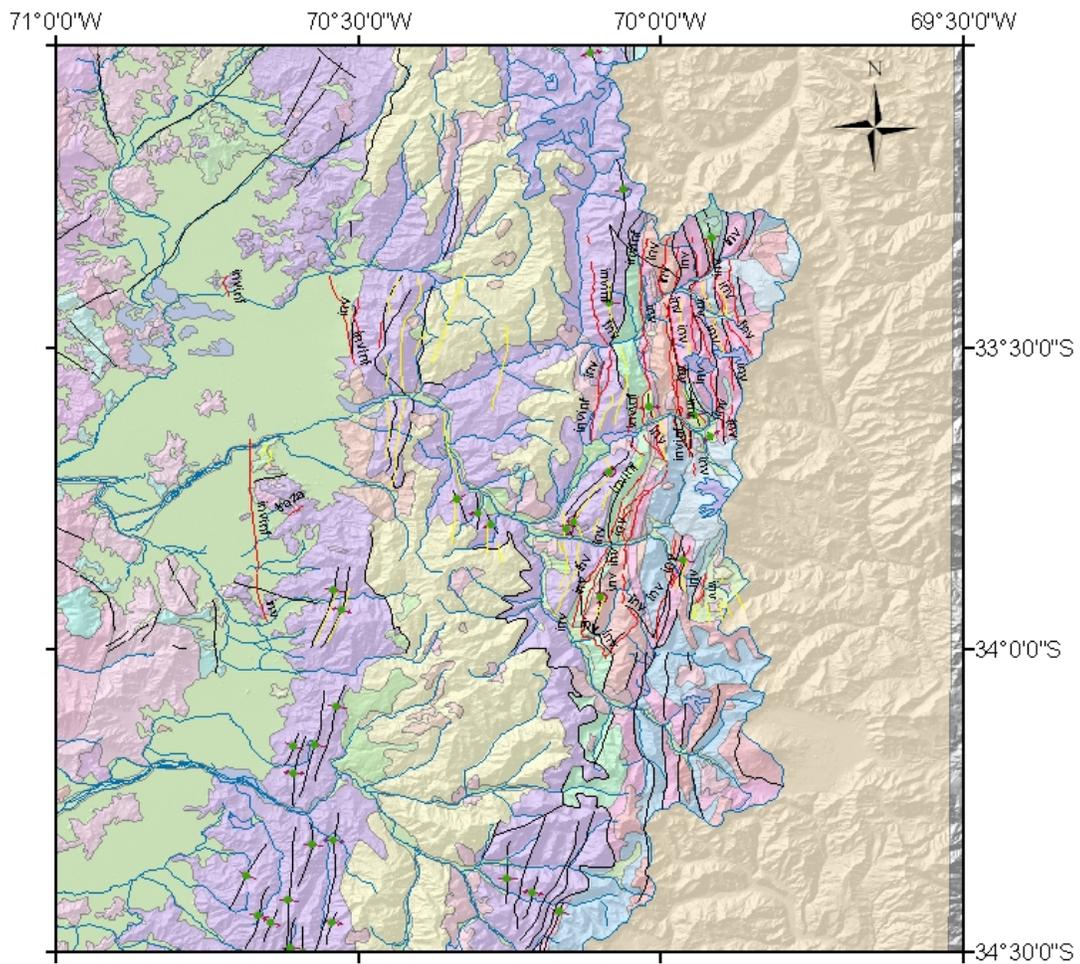


Figura 4 : Mapa en que se muestra las principales unidades geomorfológicas de la zona



Mapa Geológico Chile. Escala 1:1000000 MapM61
SERNAGEOMIN 2002

Figura 5 : Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1000000 MapM61 SERNAGEOMIN 2002



Tabla 1: Estructuras Geológicas de la Zona

Q1 = Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa (Pleistoceno-Holoceno);

Q3i = Estratovolcanes y Complejos volcánicos (Cuaternario);

PPI1r = Depósitos de remoción en masa (Plioceno-Pleistoceno);

PI3 = Secuencias volcánicas (Pleistoceno);

Tscp = Formación Colorado-La Parva (Terciario Superior);

M3i = Formación Farellones (Mioceno);

Om2c = Formación Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Inferior);

Kia2 = Formación Las Chilcas (Cretácico Inferior alto - Cretácico Superior bajo); Kialc = Formación Colimapu (Cretácico Inferior alto);

JK1m = Formación Lo Valdés (Jurásico Superior -Cretácico Inferior);

Js1c= Formación Río Damas (Jurásico Superior);

Js1m = Formación Río Colina (Jurásico Medio a Superior);

Msg = Granodioritas, monzodioritas y monzogranitos (Mioceno Superior);

Mimg = Granodioritas, monzogranitos, monzonitas y dioritas (Mioceno Inferior-Medio);

Ksg = Monzodioritas, granodioritas, gabros y dioritas (Cretácico Superior). Modificado de Thiele (1980) y SERNAGEOMIN (2002).

V. ANTECEDENTES

5.1 Antecedentes de Métodos de Estimación del Peligro Sísmico

Dado el acelerado crecimiento poblacional en la Región Central de Chile, y la importancia estratégica que ha cobrado la zona andina de esta parte del país, en la cual se encuentran plantas de energía hidroeléctrica, reservas y redes de agua potable, gaseoductos, e instalaciones de la Gran Minería, entre otros se hace de suma importancia lograr una estimación adecuada del peligro sísmico de la zona y el potencial sísmico de las fallas activas en ella. Esta información permitirá mejorar las estimaciones del riesgo sísmico en la zona.

Se entiende por peligro sísmico (Earthquake Hazard), $R_D(Y)$ la probabilidad de ocurrencia de un evento de una magnitud determinada Y o mayor en un determinado periodo de D años. (Lomnitz, 1974). El riesgo sísmico por otra parte es el daño o las pérdidas que el peligro sísmico puede ocasionar a la vida y los inmuebles (Stein y Wyssession, 2003). El potencial sísmico es el mayor sismo posible, el máximo sismo esperado, su magnitud máxima y su intensidad máxima asociado a una falla activa.

En general existen varios métodos para determinar el peligro sísmico, según Lomnitz, (1974), estos son:

5.1.1.- Métodos de Valores Extremos:

Considerando un proceso estocástico arbitrario $F(x,t)$ donde x es una variable relevante para el diseño en ingeniería y t representa el tiempo, se desea conocer el valor máximo o mínimo de ésta variable de tal forma de no tener que usar todos los valores intermedios haciendo el proceso de cálculo de estos innecesariamente largo y pesado. Entonces se divide la escala de tiempo equiespaciadamente y se toma el valor extremo Y que alcanza la variable x en cada espacio. La variable Y forma un proceso puntual embebido en el proceso original $F(x,t)$.

Según Gumbel (1958) existen 3 distribuciones principales del valor extremo “ y ”: La primera llamada distribución Tipo I es:

$$G(y) = \exp(-\alpha e^{-\beta y}) \text{ con } y \geq 0$$

Considerando una región sísmica definida por una falla activa y sus tributarios, suponiendo una distribución acumulativa de magnitudes x del tipo:

$$F(x) = 1 - G(x)$$

Si α es el máximo número de sismos en un determinado período de tiempo sobre la magnitud cero e Y es la máxima magnitud de los sismos en un periodo de tiempo. Para estimar las variables α y β , se suponen las mayores magnitudes en un periodo prefijado por ejemplo anuales y_1, y_2, \dots, y_n para n años consecutivos, si se ordenan crecientemente es decir, $y(1) < y(2) < \dots < y(n)$.

$$\text{Se puede estimar el valor de } G(y) \text{ así: } G(y(j)) = \frac{j}{n+1}$$

Luego estimando los valores de los parámetros por mínimos cuadrados:

$$\log(-\log(G(y))) = \log(\alpha) - \beta y$$

Calculando estos parámetros se pueden obtener los siguientes valores representativos:

- Número de sismos sobre la magnitud M_{\min} :

Si α es el número de sismos sobre la magnitud cero y D es el número de años en los cual se produce el siguiente número de sismos:

$$DN_y = D\alpha \exp(-\beta M_{\min})$$

- Máxima magnitud sísmica en la región: $\bar{M} = M_{\min} + \beta^{-1}$

- Máximo período de retorno:

Si N es el número esperado de sismos por año, y T es el período en años de los sismos, el máximo periodo de retorno para sismos que exceden la magnitud y es:

$$T_y = \frac{1}{N_y} = \frac{\exp(\beta y)}{\alpha}$$

- Máxima moda:

La máxima moda \bar{y} anual, es la máxima que es más frecuentemente observada, con mayor probabilidad de ocurrencia, y está dada por:

$$\tilde{y} = \frac{\log(\alpha)}{\beta}$$

- Probabilidad de excedencia:

La probabilidad de que una magnitud “y” sea excedida en un año está dada por:

$$\text{Pr ob}\{Y \geq y\} = 1 - G(y)$$

Luego, la máxima moda \tilde{y} anual se excedida en un año dado es:

$$\text{Pr ob}\{Y \geq \tilde{y}\} = 1 - e^{-1} = 0.633$$

- Ocurrencias con una específica probabilidad:

El valor de la magnitud sísmica que es excedida con una probabilidad p en un periodo D de años esta dada por:

$$y_p(D) = y_p + \beta^{-1} \log(D)$$

Donde y_p , el máximo anual excedido con una probabilidad p es:

$$y_p = \tilde{y} - \beta^{-1} \log(-\log(1 - p))$$

- Probabilidad de un período de retorno arbitrario:

Para un sismo de magnitud “y”, y el período máximo de retorno T_y , la probabilidad de excedencia de un periodo de retorno arbitrario T está dada por:

$$\text{Pr ob}\{t \geq T\} = \exp\left(-\frac{T}{T_y}\right)$$

- Peligro Sísmico:

$$R_D(y) = 1 - \exp(-\alpha D e^{-\beta y})$$

Para otras distribuciones de estadísticas de valores extremos como Weibull el razonamiento es similar.

5.1.2.- Métodos Bayesianos

Dado que en muchos casos no se encuentra o no se puede ocupar el set completo de datos estos métodos pueden ser de especial utilidad.

Si H es una hipótesis relevante en la predicción del proceso, A es el conjunto de datos, y si H_j es el conjunto total de hipótesis, el Teorema de Bayes dice que:

$$\Pr\{H/A\} = \frac{\Pr\{A/H\} \Pr\{H\}}{\sum \Pr\{A/H_j\} \Pr\{H_j\}}$$

Vale decir esta ecuación entrega la probabilidad de que la hipótesis H sea verdadera en las condiciones del conjunto de datos A. Por ejemplo A podría el catálogo sísmico y H_j podría ser el conjunto de mapas de peligro sísmico basado en diferentes interpretaciones geológicas. Es decir se pueden modificar las predicciones existentes a través de la incorporación de nuevos datos. La desventaja es que las predicciones aun dependen de las probabilidades que H_j sean verdaderas, es decir muchas hipótesis.

5.1.3.- Métodos de Optimización

Por métodos de optimización se entienden las técnicas de análisis de sistemas y teoría de la decisión tales como teoría de juegos, programación lineal y dinámica y otras de investigación operativa. En general, estos métodos se utilizan para determinar la ubicación óptima de una estructura o emplazamiento con respecto a las posibles fuentes del peligro sísmico, sin embargo muy pocas veces son aplicadas. La razón de esto es que otros factores de naturaleza determinística han invalidado las consideraciones sísmicas en los escenarios iniciales de ubicación. El peligro sísmico es calculado a posteriori para efectos de diseño en la estructura.

5.1.4.- Métodos Compuestos

Si A es la ubicación de donde se desea determinar el peligro sísmico, muchas veces no se cuenta con los datos de las aceleraciones del suelo, en estos casos estas aceleración pueden ser calculadas en función de las magnitudes y la distancia epicentral al punto A.

A esta función puede expresarse como $a(M, \Delta)$, dependiendo linealmente de sus variables. Si $f_i(M)$ es la distribución de las magnitudes en el i-ésimo epicentro, la probabilidad de que ocurra un sismo con una magnitud menor a M_c es:

$$p_i = 1 - \exp(-\beta_i M_c)$$

Si M_c es la magnitud que produce la aceleración crítica a_c a una distancia d_i , p_i representa la probabilidad que un sismo de epicentro i no produzca una aceleración

mayor a a_c en la ubicación dada.. Si se usa la función $a(M,d)$ para calcular las magnitudes $M_{críticas}$ para todos los eventos registrados, se pueden normalizar las probabilidades p_i haciendo $M_c = M_{crítica} - M_{mínima}$ (donde $M_{mínima}$ es la mínima magnitud registrada). Luego las probabilidades compuestas tomando todos los epicentros son:

$$P = \prod_i p_i$$

Para hacer que esta distribución de probabilidad propia de los epicentros sea representativa de la región el período debe ser largo, y que la distribución $f(M)$ varía poco.

5.1.5.- Métodos de Zonificación

En general se les llama así a los métodos en que se considera la subdivisión de áreas de terreno en zonas con diferente incidencia sísmica para obtener el peligro sísmico en ellas. En Chile se han hecho en esta área los trabajos de Gajardo y Lomnitz (1960), Welkner (1964), Labbé (1974), Barrientos (1980), Martín (1990), Susa (2004) y Neira (2005).

Según Lomnitz (1974) los dos métodos más comunes para zonificación son aquellos en que las áreas son muy grandes y las que son muy pequeñas.

En general zonificación a gran escala esta basada en los distintos mecanismos sísmicos de cada zona. La zonificación a pequeña escala o microzonificación, en cambio, se basa en información tales como las condiciones del suelo.

5.1.6.- Métodos de Simulación

En general este tipo de métodos incluye procesos estocásticos como los de Poisson, Boltzmann, Kolmogorov u otros, que luego son ocupados en métodos del tipo Monte Carlo para su desarrollo numérico.

Modelo	Aplicaciones
Modelo de Grandes Sismos	Retorna Periodos de Eventos Extremos
Proceso de Boltzmann	Sismicidad Regional, secuencia de replicas
Proceso de Kolmogorov	Distribución de Magnitudes
Procesos de Pareto	Mayor Magnitud en la región
Procesos Neyman-Scott	Agrupación de replicas en el tiempo espacio

Tabla 2: Cuadro Resumen de algunas técnicas de Simulación

Para procesos como Poisson o un Modelo de Grandes Sismos usados en estos métodos, se sigue la siguiente secuencia de pasos:

1.- Se genera una distribución Poisson con media λ . Esto se hace generando una secuencia de intervalos de tiempo distribuidos exponencialmente:

$$\Delta t = \frac{-\text{LOG}(1 - \text{RANDOM})}{\lambda}$$

Donde RANDOM es un número al azar en el intervalo (0,1)

2.- Se asocia con cada evento una magnitud que esta distribuida exponencialmente con una media $1/\beta$.

$$\text{MAG} = -\text{LOG}(1 - \text{RANDOM})\beta$$

5.2 Antecedentes de Estudios del Peligro Sísmico en Chile:

En Chile ha habido estudios de peligro sísmico en distintas épocas y por distintos métodos. Entre los más importantes se pueden citar:

- Greve (1948, Nacional)
- Lomnitz (1969, Nacional)

- Barrientos (1980,Nacional)
- Martin (1990,Nacional)
- Romanoff (1999, solo Región Metropolitana)
- Susa (2004, Interplaca de Chile y sur del Perú)
- Neira (2005, Intraplaca Nacional)

El primer cálculo del peligro sísmico fue realizado por Greve (1948) en el cual en esencia se calcula el coeficiente de seguridad sísmico para las respuestas de las estructuras a lo largo del país.

Lomnitz (1969) utilizó un método probabilístico suponiendo proceso de Poisson para los eventos sísmicos. Consideró eventos con Magnitud superior a 7,5 (incluyendo sismos históricos). Se estimó así la probabilidad de ocurrencia de un sismo que produzca una aceleración de 0.1 g en un periodo de 30 años. En su mapa de peligro sísmico se supuso que el área encerrada por la isosista de la intensidad VI en la escala modificada de Mercalli contenía aceleraciones iguales o superiores a 0.1 g. Se evalúa de esta forma el peligro sísmico R_i :

$$R_i = 1 - e^{-\left(\frac{n_i t}{T}\right)}$$

con

n_i = número de eventos que producen intensidad VI o superior en la Escala de Mercalli Modificada, en el lugar indicado durante un período de T años

t = período de diseño, en este caso 30 año

T= período total de registro de eventos sísmicos.

Barrientos (1980) se basó esencialmente en el trabajo de Algermissen y Perkins de 1976,. Esta metodología consiste en primer lugar en dividir la región en distintas fuentes sísmicas. Para cada una de estas fuentes se estima los promedios de ocurrencias de sismos utilizando frecuencias observadas de terremotos históricos. La magnitud de estos sismos se asumen distribuidas como en un proceso de Poisson e independientes entre sí. La máxima magnitud posible se estima según registros históricos. Barrientos dividió Chile en fuentes sísmicas de un grado de latitud por un grado de longitud. Con la ayuda de los coeficientes a y b de la ecuación de Gutenberg y Richter (es decir $\text{Log}N = a - b \cdot M$, donde N es el número acumulativo de eventos con magnitud mayor o igual a M, para más detalle ver Capítulo VIII) calcula la distribución de probabilidad de ocurrencia sísmica en cada celda. Estos sismos de las fuentes de

cada compartimiento generan un efecto en un determinado lugar, estimado gracias a curvas de atenuación de intensidad. Así lograr determinar la distribución de intensidades en cada sitio como $F(I)=P(I_0 \leq I \mid M \geq M_{\min})$, es decir la probabilidad que un sismo de magnitud M mayor o igual a M_{\min} produzca un intensidad I_0 menor o igual a I .

Martin (1990), desarrolla primero una nueva regionalización sísmica de Chile y luego efectúa una evaluación del peligro sísmico. Para esto presenta mapas de aceleraciones verticales y horizontales con una probabilidad de 10% de ser excedidas en un período de 50 y 100 años. Para esto utiliza el programa FRISK de McGuire (1978), el cual calcula la posibilidad de que la aceleración del suelo sea excedida en un lugar determinado en función de la magnitud de los sismos, el largo de ruptura de la falla y la localización de la ruptura de la falla.

Susa (2004) hace un estudio del peligro sísmico en el norte de Chile y sur del Perú, en el que se hace un análisis de terremotos interplacas de esa zona con magnitudes mayores o iguales a 7.0-7,5 ocupando estadísticas de valores con la distribución biparamétrica de Weibull. Para hacer ésto elabora un catálogo compilado y clasifica la zona de estudio en diferentes regiones sismotectónicas definidas por el largo de ruptura de los eventos mayores. Considerando los modos variables de ruptura, se consideran los eventos de menor magnitud del catálogo para evaluar el peligro sísmico en cada una de las sub-regiones estimando los parámetros de estas secuencias a través de la distribución biparamétrica de Weibull. Luego se determinan los periodos de recurrencia y su error asociado.

Romanoff (2000), realiza un estudio de peligro sísmico de la Región Metropolitana. Para esto ocupó un método de seis etapas: Primero definió la superficie de la zona comprendida plana e hizo un sistema de coordenadas para una malla de puntos Z_{ij} sobre los cuales se hicieron los cálculos. Luego modeló tres fuentes sismogénicas (una fuente f_1 en la región costera de Chile Central, una fuente f_2 en la zona en profundidad bajo el valle central, y una fuente f_3 en la zona cordillerana superficial), mediante planos rectangulares compuestos por reticulados de celdas de igual área, con puntos representativos en el centro de esas celdas. Además se incluye una coordenada Z_{ij} que representa la profundidad con respecto al plano inicial para los centros de estas fuentes. La separación entre los centros de estas fuentes se obtiene debido al largo de ruptura causado por un sismo de magnitud $M_s=5,5$. Lo siguiente es

elaborar un catálogo, para luego caracterizar cada zona sísmica con la relación de Gutenberg-Richter. La zona cordillerana superficial (fuente f3) tiene según el estudio de Romanoff una relación de Gutenberg - Richter de: $\log(N) = 7,96 - 1,47 \cdot mb$

Posteriormente se genera una base de datos de intensidades con sus respectivas frecuencias de ocurrencia. Esto se hace para cada punto cij con la ayuda de la expresión:

$I(r, M_s) = 1,3844 \cdot M_s - 3,7355 \cdot \log(r) - 0,0006 \cdot r + 3,8461$, ecuación de atenuación de las intensidades dadas por Barrientos (1980), con M_s como la magnitud de ondas superficiales y r como la distancia del epicentro al punto considerando las coordenadas x_{ij} , y_{ij} y z_{ij} (profundidad focal). Esto se hace para todas las magnitudes M_s a intervalos de un espaciamento de 0,5 (en M_s) entre $M_s=5,5$ y la máxima magnitud histórica de la fuente f1. En un intervalo $\Delta M_s = (M_s - 0,25 ; M_s + 0,25)$ el valor de la frecuencia de los sismos de magnitud M_s es: $N_{\Delta M_s} = N_{M_s - 0,25} - N_{M_s + 0,25}$, con:

$$N_{M_s - 0,25} = a - b(M_s - 0,25) \text{ y } N_{M_s + 0,25} = a - b(M_s + 0,25)$$

Luego se calculan las probabilidades de que ocurran sismos que provoquen una determinada intensidad i_o en cada sitio cij, en un período de tiempo t . Para esto se construye la distribución acumulativa de intensidades i_o para cada punto cij, $F(i_o)$ dada por: $F(i_o) = \text{número de ocurrencias con } I < i_o / \text{número total de ocurrencias}$, esto se hace con las frecuencias $N_{\Delta M_s}$ de I tal que cumpla $I < i_o$, antes calculadas. Luego se considera que las intensidades siguen una distribución de Poisson: $F \max(i_o) = e^{-\phi t (1 - F(i_o))}$, con $\phi =$ tasa o frecuencia media de ocurrencia de sismos con $M_s \geq 5,5$ por año, y $T =$ intervalo de años para los que se realiza el estudio. Al final el cálculo del peligro sísmico se realiza con la fórmula de ocurrencia de al menos un sismo que produzca una intensidad superior o igual a i_o en un periodo t en el punto cij: $P(i_o, t) = 1 - F \max(i_o)$. Se calcula el peligro sísmico tal que la probabilidad de excedencia sea igual a un 10%

Neira (2005) utilizó para su estudio de peligro sísmico en eventos intraplaca, la siguiente metodología: primero obtuvo un catálogo de sismos intraplacas en Chile. Luego del catálogo, haciendo un conteo y suma del número de eventos de magnitud mayor o igual a M , con M variando a pasos de 0,1 hasta llegar a 8,5. Luego graficar N vs. M en escala semi-log y hacer un regresión lineal para obtener la ley de Gutenberg-Richter y despejar a y b . Como el cálculo de peligro sísmico es para magnitudes

mayores a $M=6.5$, la recta se extrapola por sobre estas magnitudes. Además de esto se supone que la ocurrencia de los sismo en el tiempo se distribuye como un proceso de Poisson.

Si se define el periodo de recurrencia como la razón entre el N despejado de la ecuación para magnitudes mayores a 6.5 y el periodo total considerado por el catálogo de cada zona (ocupo la zonificación de Susa por ser la última realizada), el parámetro λ considerado en un proceso de Poisson es la inversa de este periodo de recurrencia. Además se estima este parámetro con el Método de Máxima Verosimilitud (es decir maximizando la probabilidad de ocurrencia de los sismos que componen la

muestra) con la expresión: $\hat{\lambda} = \frac{n}{\sum_{i=1}^n t_i}$, donde n , es el número de sismos y se define

$t_i = T_i - T_{i-1}$, con T_i es la fecha de ocurrencia del i -ésimo sismo (es decir t_i es el i -ésimo tiempo entre ocurrencias).

Luego la estimación del peligro sísmico se hace según la distribución de probabilidad de un proceso de Poisson: $F(t) = 1 - e^{-\lambda t}$. Se hizo este cálculo para un horizonte de 1000 años.

5.3 Estudios de la Sismicidad en la zona

Como principal antecedente a esta parte se puede citar al trabajo de Barrientos et al. (2004), donde se identifican siete zonas donde se agrupan epicentros de sismos reportados en un catálogo que considere un intervalo de tiempo de 15 años, desde 1986 hasta 2001.

Las regiones son: Falla de Pocuro, Río Olivares, Las Melosas (sitio del sismo 6,9 de 1958), Volcán San José, Río Maipo Arriba, Río Cachapoal Arriba (sitio del sismo de magnitud 5,9 de 1987), y Norte del volcán Tupungatito.

Además en este trabajo se hizo un estudio de la relación entre magnitud y frecuencia para magnitudes M en el intervalo 3,5-5,5 y todas estas regiones sísmicas están bien representadas por la ecuación de Gutenberg –Richter:

$$\log N = 7,8(\pm 0,1) - 1,4 * (\pm 0,02) \cdot M$$

Con N el número de eventos cuya magnitud es igual o mayor a la magnitud M de Richter para la región. Según esto un sismo de magnitud 4,6 se produciría cada 1 año y de magnitudes 5 y 5,5 se producirían cada 3 y 16 años respectivamente. El valor b (1,4) encontrado la relación de Gutenberg-Richter es mayor que el asociado a la sismicidad en Chile que va desde 0,5 a 1,1

Por otra parte en Alvarado (1998), se estudia la Sismicidad Superficial de los Andes Centrales en base a un catálogo elaborado con los sismos registrados de la zona cordillerana de Chile Central comprendida entre los 33° S- 35° S y los 69.5° W - 71.5° W, en un período de tiempo de 10 años entre 1986 y 1996.

Resulta una ecuación de Gutenberg-Richter: $\log(N) = 6,36 - 1,34 \cdot M$, también para el rango entra las magnitudes 3,5 y 5,5. También identificó siete zonas sismogénicas para la actividad sísmica cortical:

La zona A esta comprendida aproximadamente entre el $-33,6^{\circ}$ y el $34,3$ de latitud, con una disposición norte-sur centrada en los $-70,4^{\circ}$ de longitud, y que limita al sur con el Teniente.

La zona B esta situada al norte de la zona de estudio cerca del volcán Tupungatito y situada un poco más al sur de la mina la Disputada de las Condes.

El sector C corresponde al área de las Melosas donde ocurrió el terremoto de 1958.

El sector D, el más pequeño de todos y cercano al volcán San José.

El sector E se encuentra más al sur que el sector C y presenta un eje principal en dirección NNW-SSE que coincide con la orientación del Río Maipo en la zona.

La región F es cercana al volcán Maipo y es donde ocurrió el terremoto de Rancagua de 1987.

El sector G es el que está más al sur de todos y tiene una disposición NNE-SSW paralela a las altas cumbres de Los Andes.

VI. BASES DE DATOS:

6.1 Bases de Datos telesísmicas:

Este catálogo sísmico fue confeccionado eligiendo fundamentalmente entre los catálogos ISC, del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile y el catálogo NEIC de la USGS que abarcaba un rango menor de tiempo que el ISC pero tenía información más reciente y más completa para menores magnitudes.

El catálogo de Engdhal fue visto pero principalmente debido a su menor cantidad de eventos en la zona con la red mundial no fue considerado. Además se contó con la memoria de Araya (2007) en que confecciona un catálogo para todo el territorio continental de Chile en un intervalo que va desde 1982 hasta 2005 basados en los catálogos sísmicos antes mencionados.

Para el caso de los sismos superficiales se consideraron eventos con hipocentros menores a 30 kilómetros de profundidad, dentro de la zona de estudio, entre las latitudes 33° y 34,5° Sur y las Longitudes 69,5° y 71° Oeste.

El catálogo NEIC considera 2133 sismos corticales en un período de tiempo que va desde 1966 hasta 2007.

Para unificar el catalogo en una sola escala de magnitud se eligió la magnitud de cuerpo de Richter, mb, y se tomaron las siguientes relaciones mencionadas en Araya (2007):

- Relación entre magnitud superficial M_s y magnitud de cuerpo mb:

$$M_s - mb: \quad M_s = 1,26 \cdot mb - 1,56, \text{ es decir: } mb = 0,79 \cdot M_s + 1,24$$

- Relación entre magnitud local M_L y magnitud de cuerpo mb:

$$M_L - mb: \quad mb = 0,82 \cdot M_L + 0,77$$

- Relación entre coda sísmica o magnitud de tiempo M_c y magnitud de cuerpo mb:

$$M_c - mb: \quad mb = 0,78 \cdot M_c + 1,12$$

Para ver la validez de este catálogo se debe ver primero la homogeneidad en el tiempo de la cantidad de sismos registrada en la zona de estudio. Al hacer el ejercicio de graficar la distribución de las magnitudes sísmicas en el tiempo (Figura 6), se observa que desde 1998 las redes telesísmicas han podido registrar en una proporción similar los sismos menores a 4 mb y desde 2004 se pudieron registrar los sismos menores a 3 mb.

Luego para no presentar un catálogo con alteraciones en esta distribución de sismos registrados según su magnitud, y debido a que algunos de los datos del ISC pueden ser los mismos registrados del NEIC, pero reubicados en otra zona con lo que existe el peligro de contabilizar un mismo sismo dos veces, se toma los datos registrados sólo por el catalogo NEIC desde 1998 en adelante.

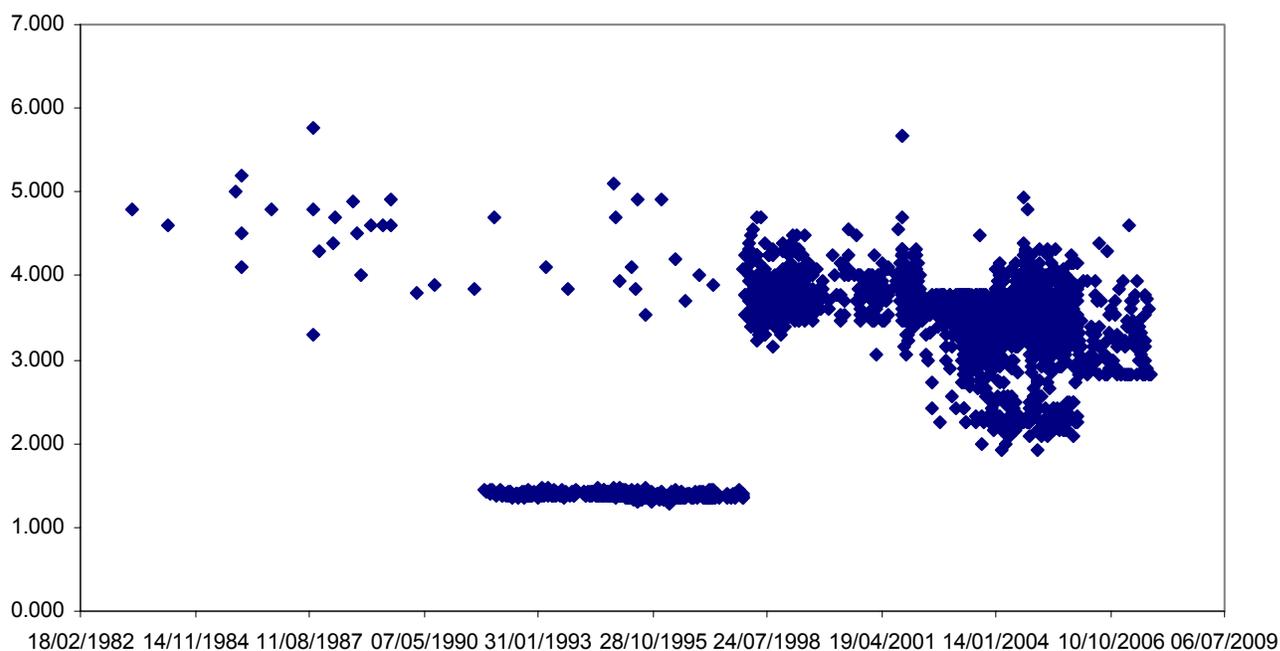


Figura 6 : Variación temporal catálogo con magnitudes mb según Fórmula conversión Araya (2006)

6.2 Análisis de completitud del catálogo:

Para analizar la completitud del catálogo se escogió el método de Stepp (1972) que determina una ventana mínima de tiempo en la cual se puede confeccionar el catálogo. Para esto se divide los sismos en los distintos intervalos de magnitudes que estos tienen y además se supone que los sismos agrupados en cada intervalo de magnitud siguen una distribución de Poisson. Según esto la media por unidad de intervalo de tiempo esta dada por:

$$\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n k_i, \text{ con } k_i \text{ el número de sismos por unidad de tiempo, y su varianza es:}$$

$$\sigma_{\lambda}^2 = \frac{\lambda}{n}, \text{ si cada unidad de intervalo de tiempo es un año, la desviación}$$

Standard es $\sigma_{\lambda} = \sqrt{\frac{\lambda}{T}}$.

Luego se grafica la desviación Standard por el rango de años en formato log log, y si se asume estacionario es esperable que la desviación standard se comporte en teoría como $\frac{1}{\sqrt{T}}$. Luego el punto con desviación standard que coincida con esta recta teórica para cada intervalo estará en la mínima ventana temporal admisible.

Para el catálogo NEIC que va desde 1973 hasta la fecha se dividió los sismos de la zona en los de tipo intraplaca de profundidad intermedia y de tipo cortical, y para ambos se realizó el método de Stepp (Figura 7), resultando lo siguiente:

Sismos Corticales		Sismos intraplaca profundidad intermedia	
Rango de Magnitudes mb	Ventana temporal años	Rango de Magnitudes mb	Ventana temporal años
3.5-4.0	15	3.5-4.0	10
4.0-4.5	15	4.0-4.5	15
4.5-5.0	15	4.5-5.0	20
5.0-5.5	30	5.0-5.5	30

Tabla 3: Resumen resultados método Stepp en catalogo NEIC

No se consideró el último rango de magnitudes pues no se puede dar una estimación estable de la media con tan pocos datos. Se puede ver de los resultados

que a medida que aumenta el intervalo de magnitud aumenta también la ventana temporal requerida para asegurar la completitud del catálogo

De la aplicación de este método se deduce que para tener un catálogo completo se debe tomar al menos 30 años como ventana de tiempo, es decir al menos desde 1978 a la fecha.

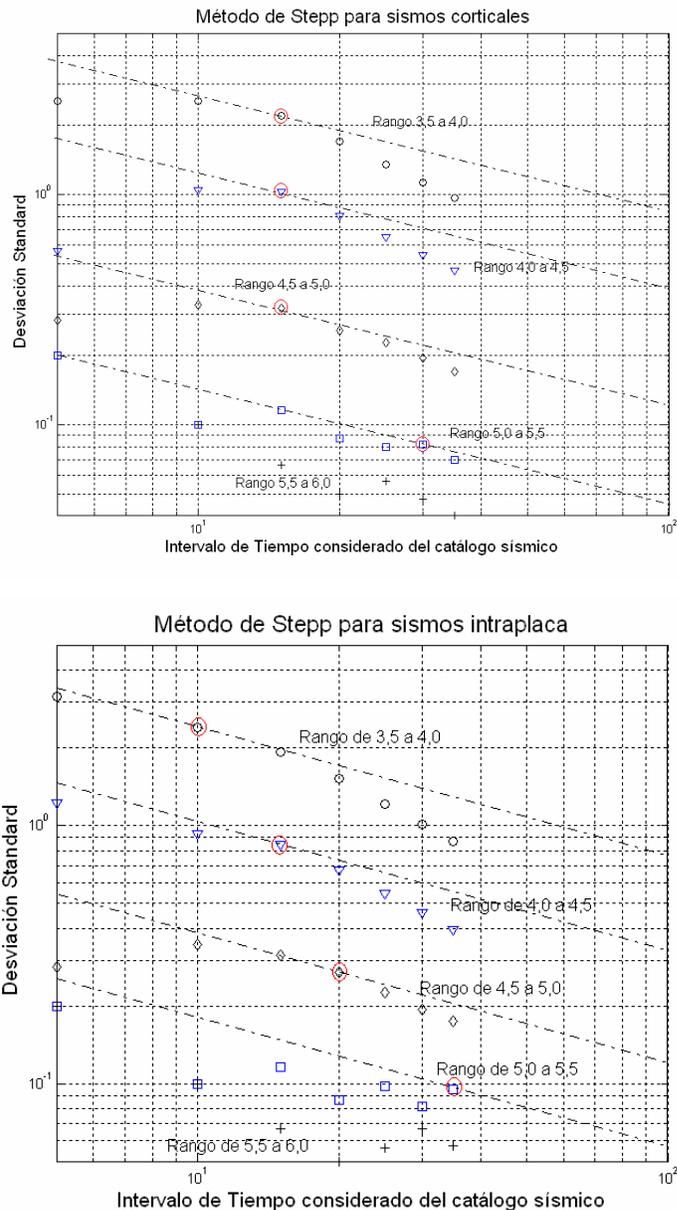
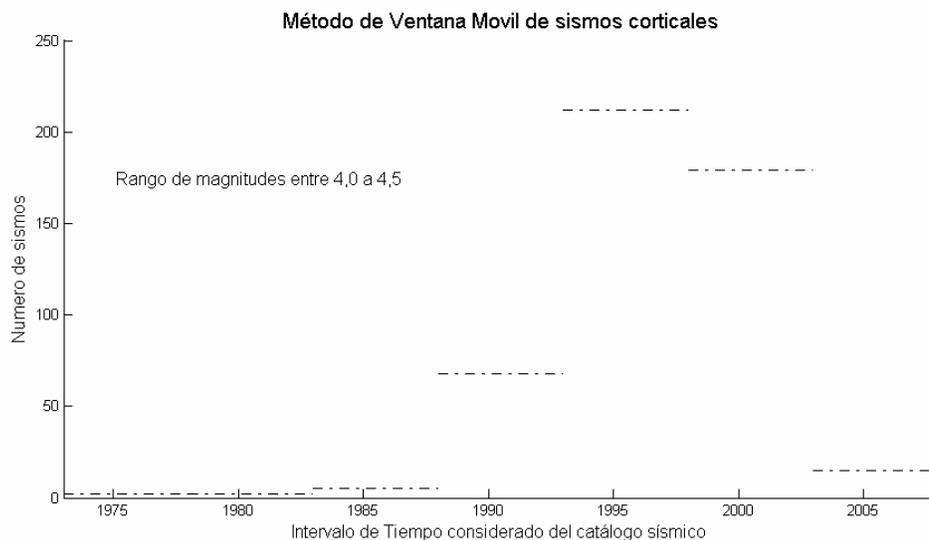
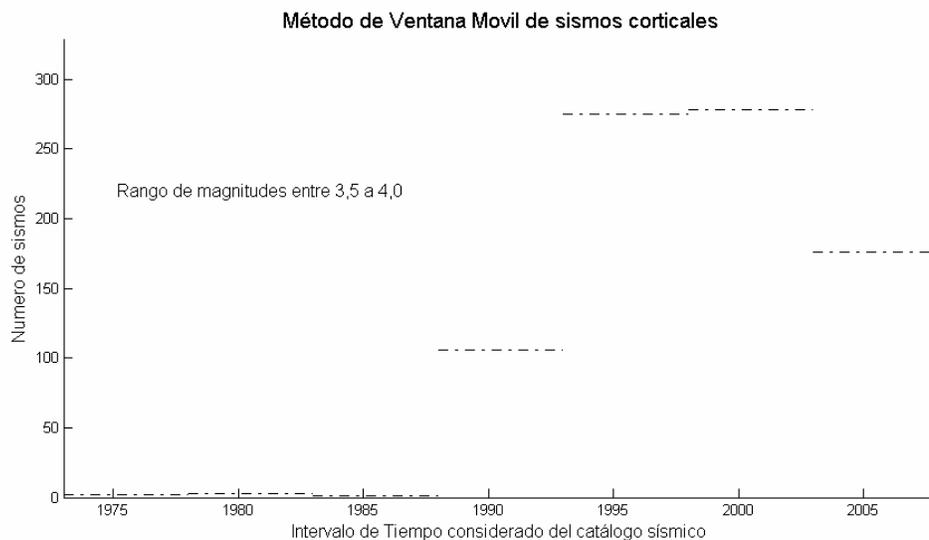
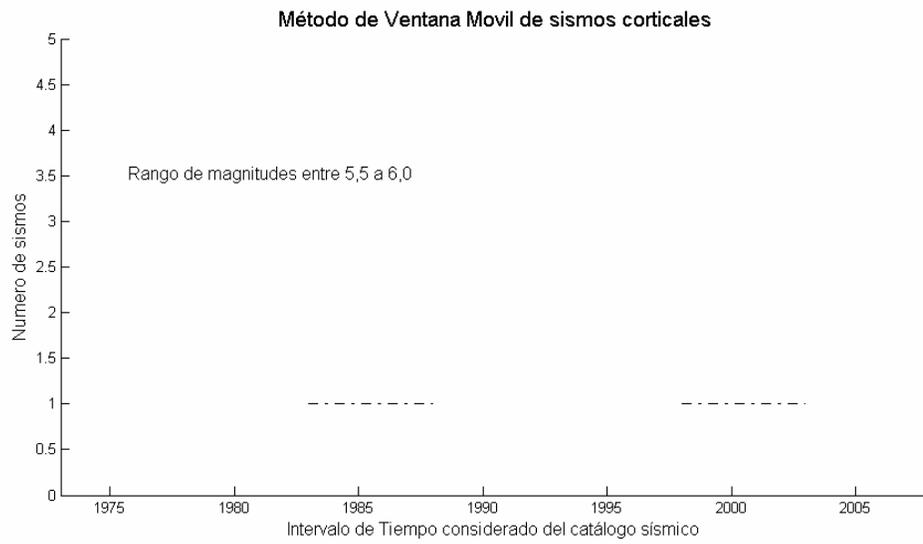
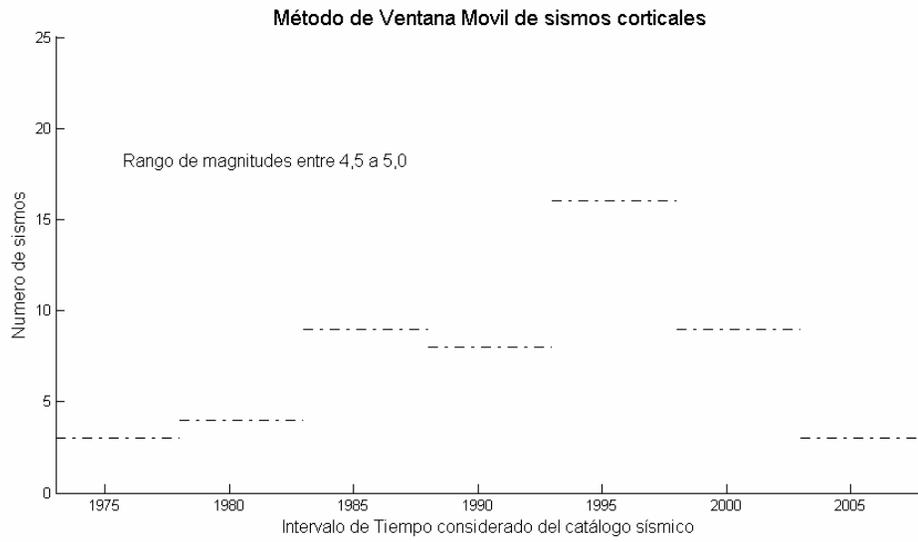


Figura 7 : Método de Stepp (1973) aplicado a catalogo NEIC para sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia

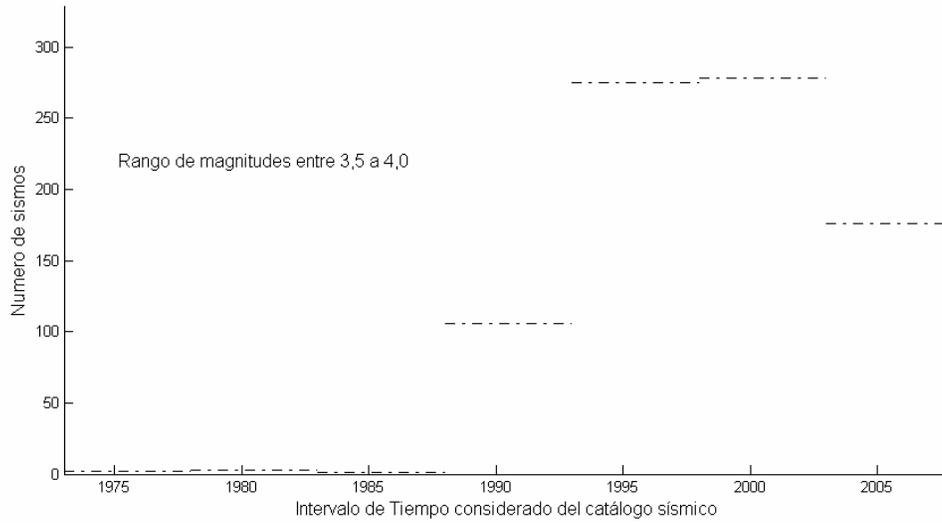
También para los dos ambientes sismotectónicos analizados con Stepp (Figura 7), se observó la sismicidad de diferentes intervalos de tiempo con ventanas móviles

fijas de cinco años (Figura 8) y se contó la cantidad de sismos que habían para los diferentes intervalos de magnitudes, para ver que tan homogéneas era la cantidad de sismos reportadas al catálogo NEIC por cada intervalo de magnitud en el tiempo.

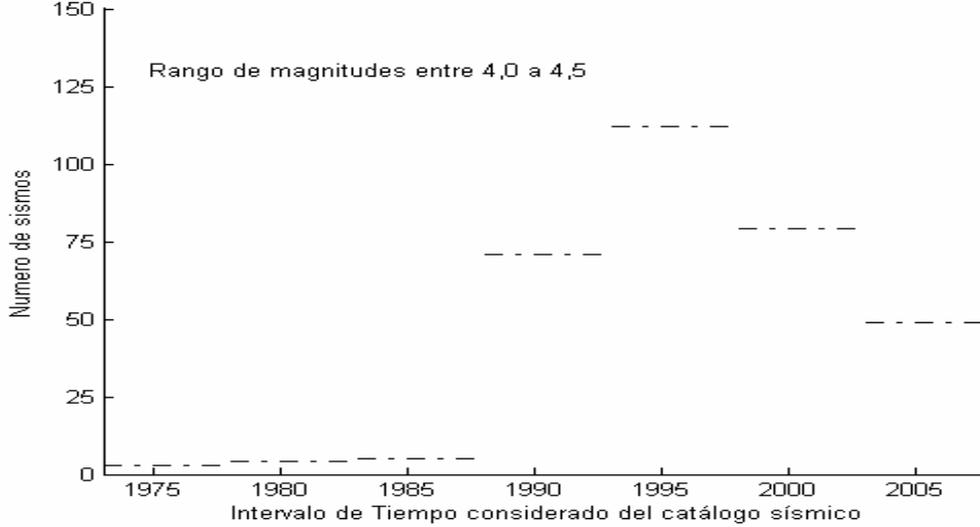




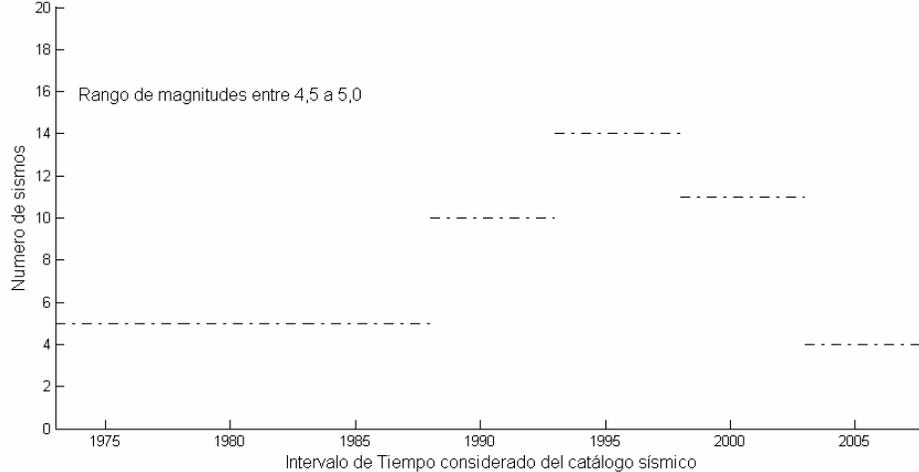
Método de Ventana Movil de sismos intraplacas de profundidad intermedia



Método de Ventana Movil de sismos intraplaca de profundidad intermedia



Método de Ventana Movil de sismos intraplacas de profundidad intermedia



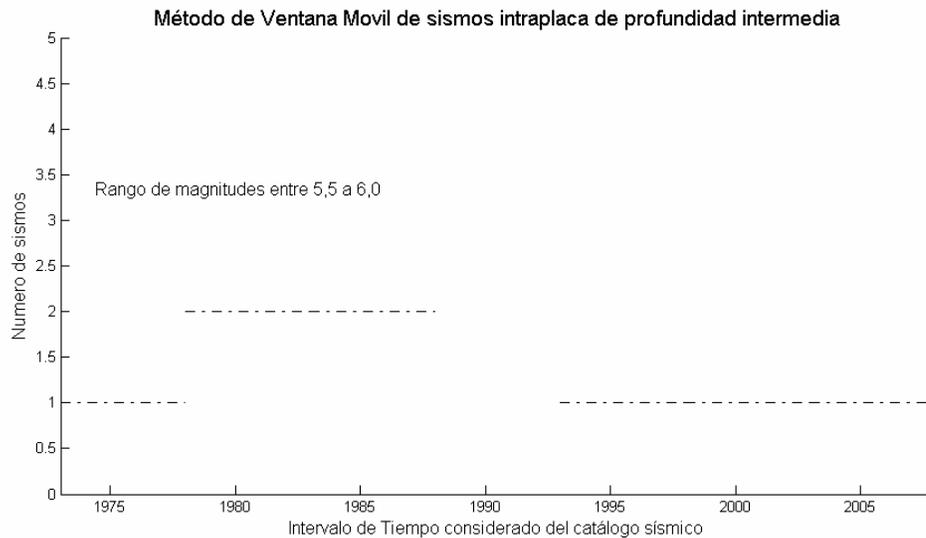
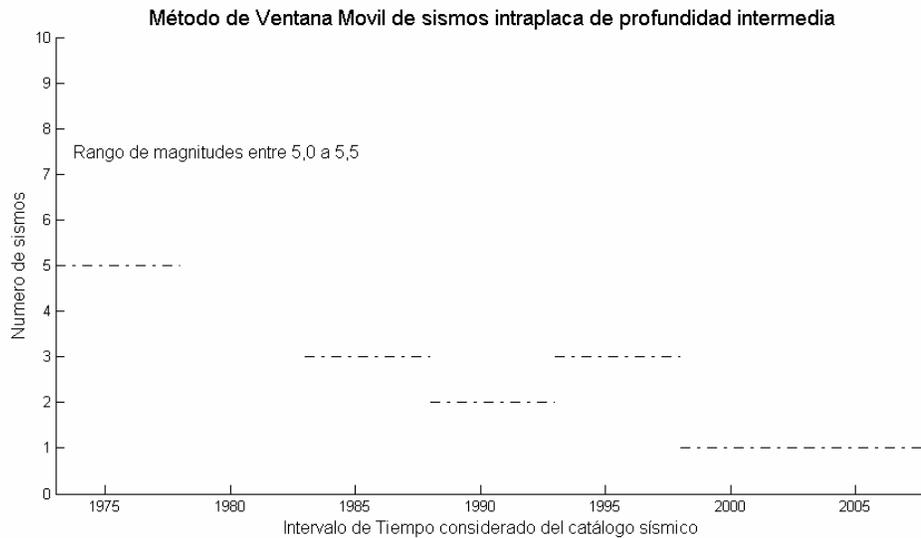


Figura 8 : Método de Ventanas Móviles aplicado a catálogo NEIC para sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia

Suponiendo la ocurrencia de sismos como un proceso de Poisson se puede decir que la cantidad de sismos de una determinada magnitud en una zona debe mantenerse homogénea en el tiempo siempre que el catálogo sea completo. Del análisis de este procedimiento (Tabla 4) se puede concluir que en la sismicidad registrada asociada a cada fuente para cada rango de magnitudes existe una fecha en el tiempo a partir de la cual el catálogo es completo, es decir existe una determinada cantidad de sismos que se mantiene más o menos constante en el tiempo.

Rango Magnitudes	Fecha desde donde hay homogeneidad en el catalogo	
	Sismos corticales	Sismos intraplaca de prof. Interm.
3,5-4,0	1993	1993
4,0-4,5	1993	1983
4,5-5,0	1983	1973
5,5-6,0	1973	1973

Tabla 4 : Homogeneidad e n la cantidad de sismos en el tiempo

De aquí se puede corroborar que para las magnitudes menores que 4,5 recién a partir de mediados la década de los 90 puede considerarse el catálogo completo, en cambio para mayores magnitudes puede considerarse completo en toda su extensión.

6.3 Base datos de las redes locales

Las bases de datos de las redes locales fueron las siguientes:

- **Red temporal de Monfret, Barrientos y Alvarado (Figura 9).** Ocupada en los trabajos de Alvarado (1998) y en Barrientos et al (2003). Los datos de esta red corresponden a su vez a aquellos entregados por la Red Sismológica de Chile Central (RSCC), con diecisiete estaciones, dependientes del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (en azul en el mapa), de los cuales se relocalizó alrededor de 1200 eventos entre 1986 y 1997 con la ayuda de una estructura de velocidades determinado a partir de tronaduras de la mina La Disputada de Las Condes que ayudo a confeccionar un modelo de corteza de tres capas. Además se contó con dos redes temporales de estaciones EDA, una en el sector sur del Cajón del Maipo instalada en enero de 1996 con nueve estaciones (en rojo en el mapa) y otra ubicada en el sector norte del Cajón del Maipo instalada en enero de 1997, con seis estaciones (en verde en el mapa). Las referencias de la red del RSCC, para la relocalización de eventos sísmicos y las estaciones portátiles EDA se encuentran en Alvarado (1998). La ubicación de los eventos reportados por esta red se encuentra en la Figura 12

Estaciones Monfret-Barrientos-Alvarado

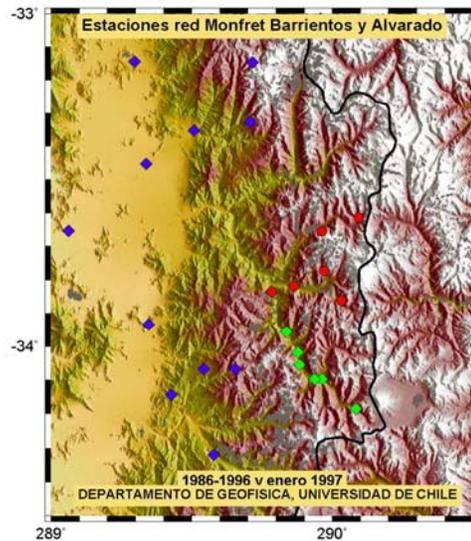


Figura 9 : Mapa estaciones de Red Temporal Monfret, Barrientos, Alvarado (1998)

- **Red local del SSN.** Se utilizó la red del Servicio Sismológico Local, con registros de datos separados en dos períodos: el primero desde 1987 hasta 1996 y el segundo desde 1998 hasta 2001. La ubicación de los eventos reportados por esta red se encuentra en la Figura 13

- **Red temporal Proyecto Anillo ACT-18 (Figura 10).** Los datos de esta red con que Marcelo Farias relocalizó los sismos fueron reportados por tres redes locales diferentes.

Una red temporal del proyecto instalada en 2004 consistente en siete estaciones (en rojo en el mapa), una red temporal instalada por Comte en 2002 con tres estaciones (en verde en el mapa), las referencias de ese registro se encuentran en Charrier et al. (2005)

Además de la red local del SSN de la cual se tomaron datos de 170 estaciones para el proyecto de las que solo 48 están en la zona de estudio (en azul en el mapa). La ubicación de estas estaciones se encuentran en las tablas 5.1, 5.2 y 5.3 respectivamente. La ubicación de los eventos reportados por esta red se encuentra en la Figura 14.

Estaciones relocalizacion ACT-18

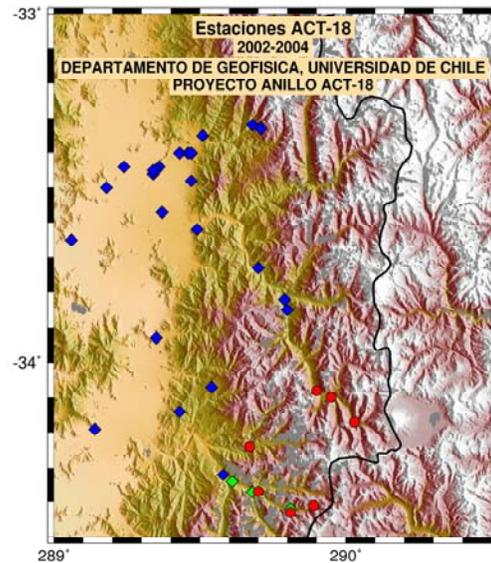


Figura 10 : Mapa estaciones de Red Temporal ACT-18

Nombre	Latitud		Longitud		msnm
cer10	-34	5.9	-70	3.22	2172
gas10	-34	4.58	-70	6.2	2099
cru10	-34	10.28	-69	57.98	2508
pan10	-34	14.18	-70	19.5	1508
cof10	-34	24.74	-70	6.32	2726
cab10	-34	22.11	-70	18.01	1515
esp10	-34	25.99	-70	11.1	2483

Tabla 5.1: Red temporal instalada el 2004

Nombre	Latitud		Longitud		msnm
le0410	-34	25.07	-70	11.6	2169
le3010	-34	20.45	-70	23.18	1119
l2710	-34	21.91	-70	19.27	1287

Tabla 5.2: Estaciones instaladas por un par de meses (Comte, 2002)

:

Nombre	Latitud	Longitud	msnm	Nombre	Latitud	Longitud	msnm
CIP110	-34.32	-70.421	1200	CICH10	-34.32	-70.421	1200
LMEL10	-33.848	-70.203	1540	COLN10	-34.067	-70.457	2160
PAU10	-33.32	-70.319	2135	CL2C10	-34.067	-70.457	2160
ALF10	-33.726	-70.298	1320	CL210	-34.067	-70.457	2160
SAN10	-33.453	-70.662	533	LQT10	-33.815	-70.207	1400
FCH10	-33.328	-70.291	2770	PEUM10	-34.19	-70.86	450
FCH10	-33.328	-70.291	2770	CICH10	-34.32	-70.421	1200
TACH10	-33.653	-70.938	440	DSCH10	-33.399	-70.569	699
CHCH10	-33.933	-70.652	680	CLCH10	-33.396	-70.536	906
PCH10	-33.621	-70.514	1010	GDGF10	-33.457	-70.664	533
BACH10	-33.353	-70.492	820	GEOS10	-33.146	-70.675	660
FAR110	-33.328	-70.291	2770	ACAL10	-33.397	-70.534	650
STL10	-33.441	-70.643	616	GUCA10	-33.397	-70.534	650
FSR10	-33.479	-70.527	781	ADGF10	-33.453	-70.652	533
ANTU10	-33.569	-70.634	640	SANZ10	-33.453	-70.662	533
RCDM10	-33.495	-70.823	529	SANN10	-33.453	-70.662	533
PUEX10	-33.441	-70.758	505	SANE10	-33.453	-70.662	533
PEL10	-33.144	-70.685	690	CI1110	-34.32	-70.421	1200
PEL110	-33.144	-70.675	690	CI1210	-34.32	-70.421	1200
PELZ10	-33.144	-70.685	690	CI1310	-34.32	-70.421	1200
PELN10	-33.144	-70.685	690	GEOZ10	-33.146	-70.675	660
PELE10	-33.144	-70.685	690	GEO10	-33.146	-70.675	660
PEL10	-33.144	-70.685	690	GEO10	-33.146	-70.675	660
CACH10	-34.143	-70.572	1760	SANL10	-33.453	-70.662	533

Tabla 5.3: Redes del SSN usadas por Marcelo Farias para relocalización de sismos

- **Red temporal CHASE (2005-2006) (Figura 11).** Esta red esta enmarcada dentro del proyecto Fondecyt 1050758. Con los datos recabados se calculó no solo las posiciones hipocentrales sino además los mecanismos focales (*strike*, *dip* y *rake* del plano de falla) y magnitud, a diferencia de los datos obtenidos de las otras redes temporales. La magnitud usada por esta red esta dada por: $MWCHA = \log(A_{max}) + 0,182 \cdot \log(D_H) + 0,09$, con A_{max} como la amplitud máxima en velocidad registrada para un evento, y D_H como la distancia hipocentral en kilómetros. De esta última red se obtuvieron además la ubicación y la profundidad de los sismos mediante el modelo unidimensional debido al programa SEISAN y también con el modelo 3-D de una tomografía, en velocidad de ondas sísmicas. Con este último modelo 3-D se refinaron los resultados anteriores, con lo que la profundidad calculada se redujo significativamente, relativa al modelo 1-D. Las referencias para esta red se

encuentran en Pardo et al. (2006). La ubicación de los eventos reportados por esta red se encuentran en la Figura 15.

CHASE-2005

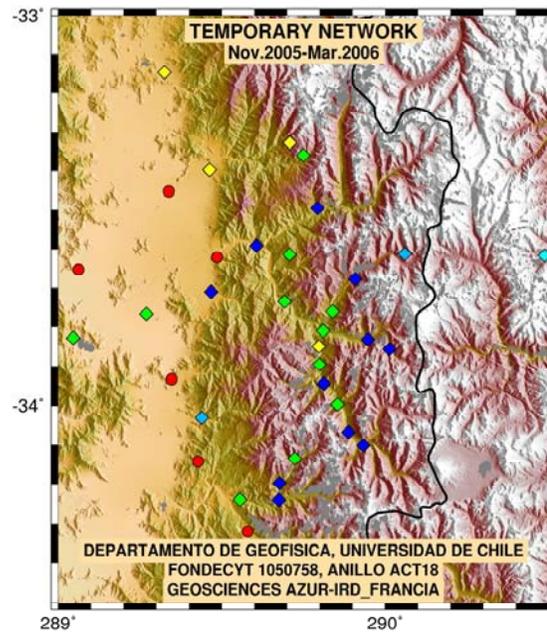


Figura 11 : Mapa estaciones de Red Temporal CHASE (2005-2006).

A continuación se presentan las figuras con la sismicidad registrada por las diferentes redes locales.

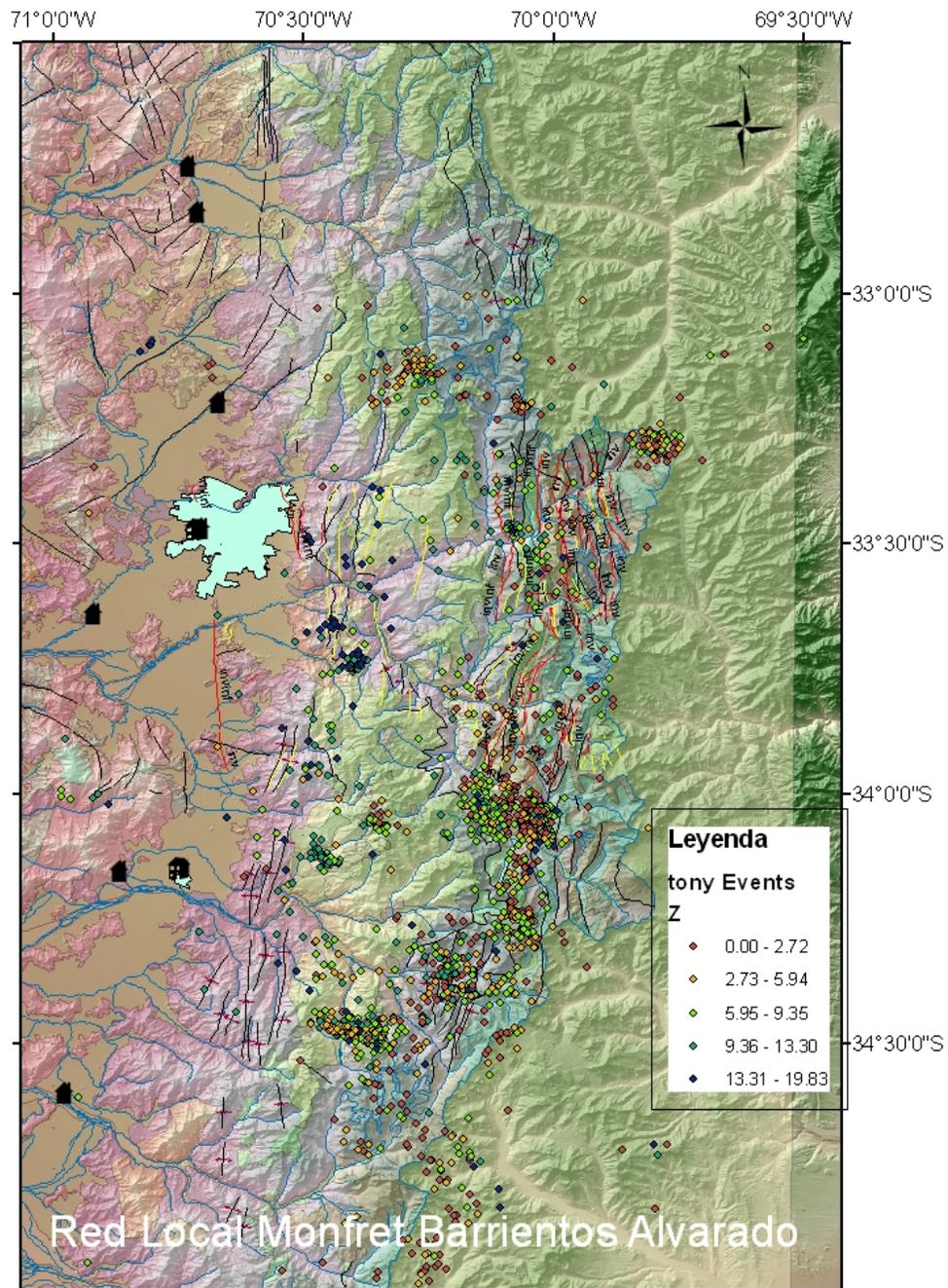


Figura 12 : Datos Campaña Monfret , Barrientos y Alvarado.

Mapa de la región visto con arcGIS que incluye los sismos corticales registrados por la red de Monfret, Alvarado y Barrientos y la geología de la región.

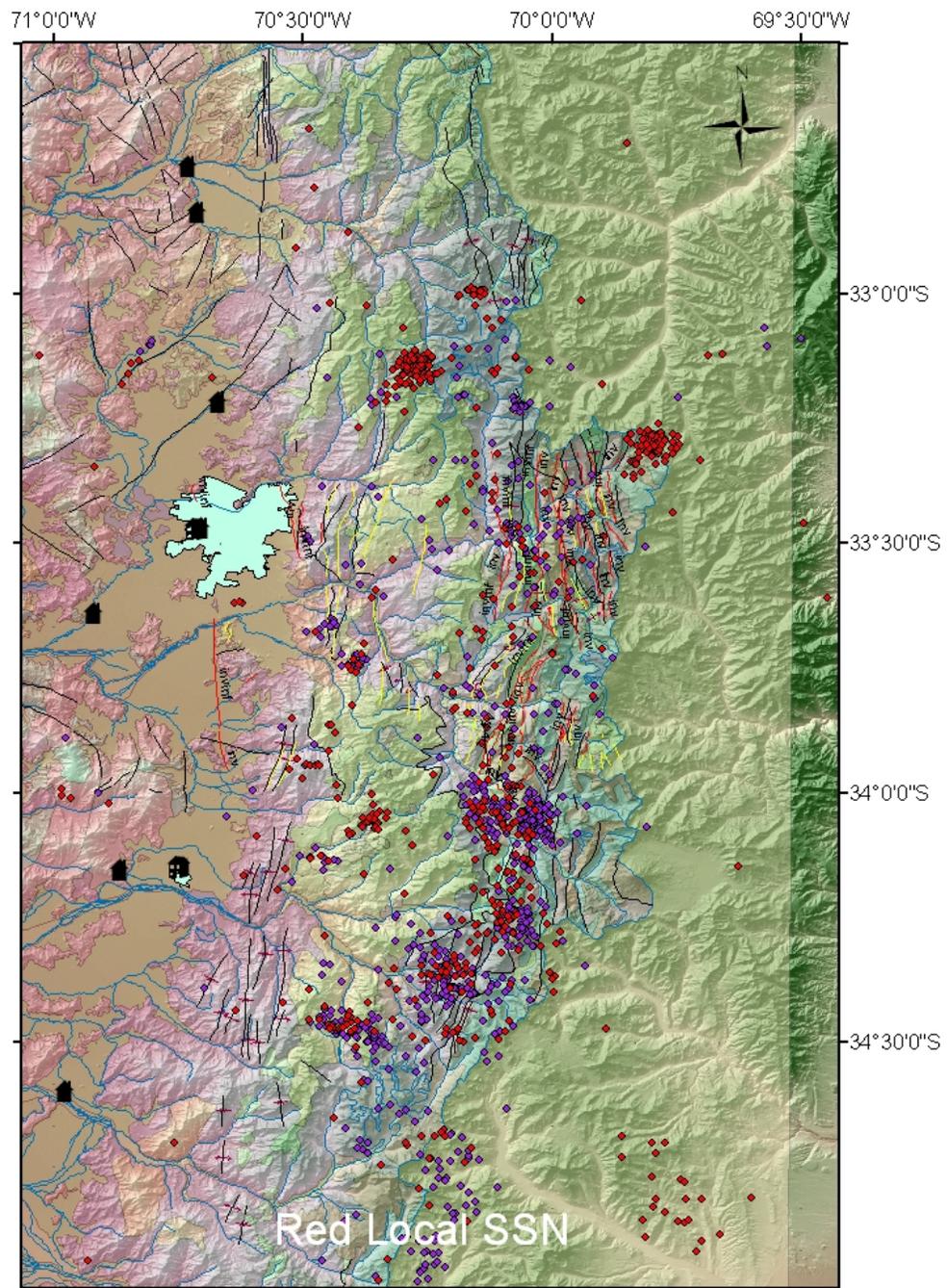


Figura 13 : Datos Red Local Servicio Sismológico Nacional 1987-2001

En rojo sismos registrados por la red de Servicio Sismológico de la Universidad de Chile entre 1987 y 1996, y en púrpura sismos registrados entre 1998 y 2001.

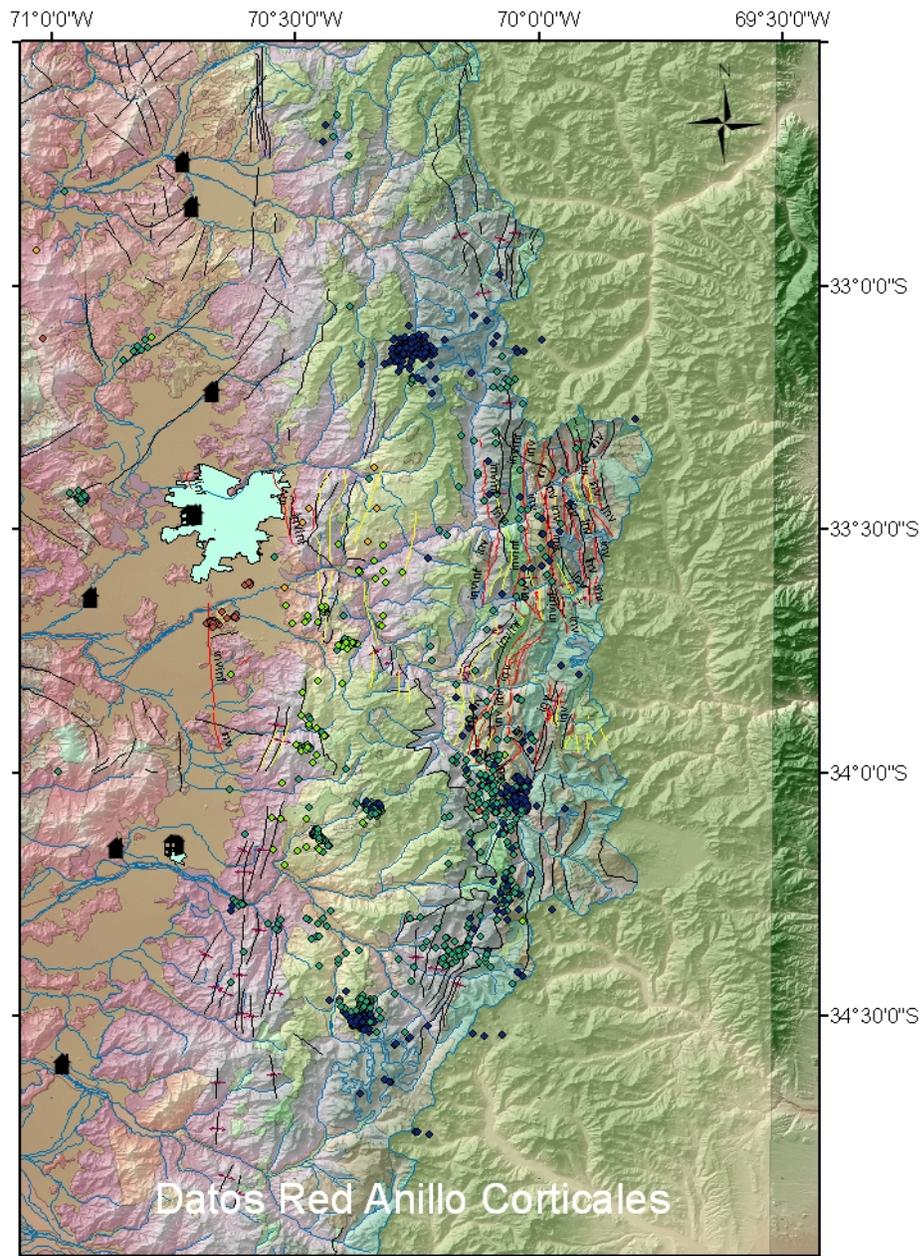


Figura 14 : Datos Proyecto Anillo ACT18

En azul sismos desde los 0 a los 5,5 km de profundidad, en celeste sismos desde los 5,5 a los 11 km de profundidad, en verde sismos desde los 11 a los 18 km de profundidad, en naranja sismo desde los 18 a los 24 km de profundidad, en rojo sismos desde los 24 a los 30 km de profundidad.

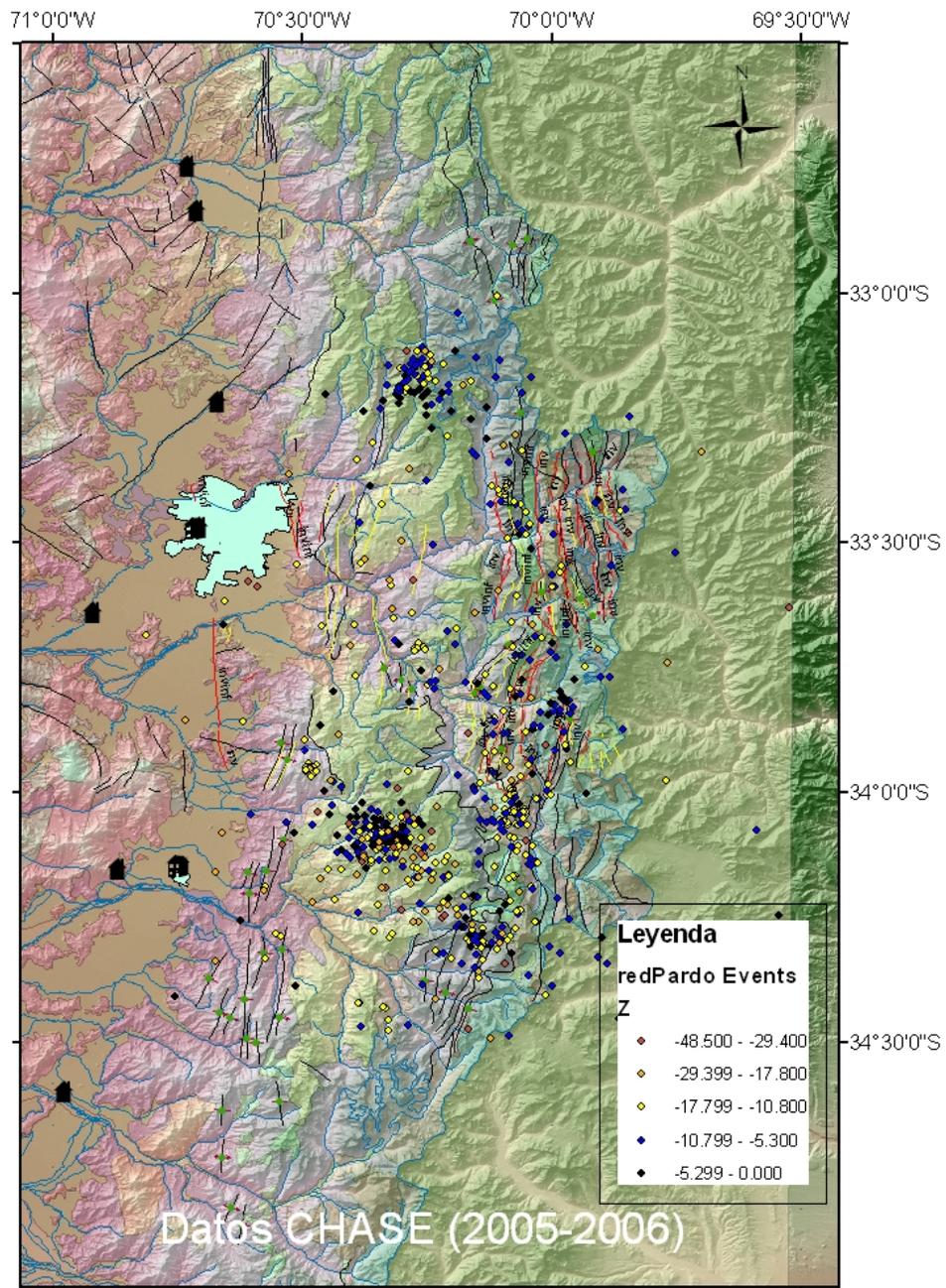


Figura 15 : Datos de la red temporal CHASE (2005-2006)
 Ubicación de los Eventos registrados por la red CHASE, coloreados según sus diferentes profundidades hipocentrales.

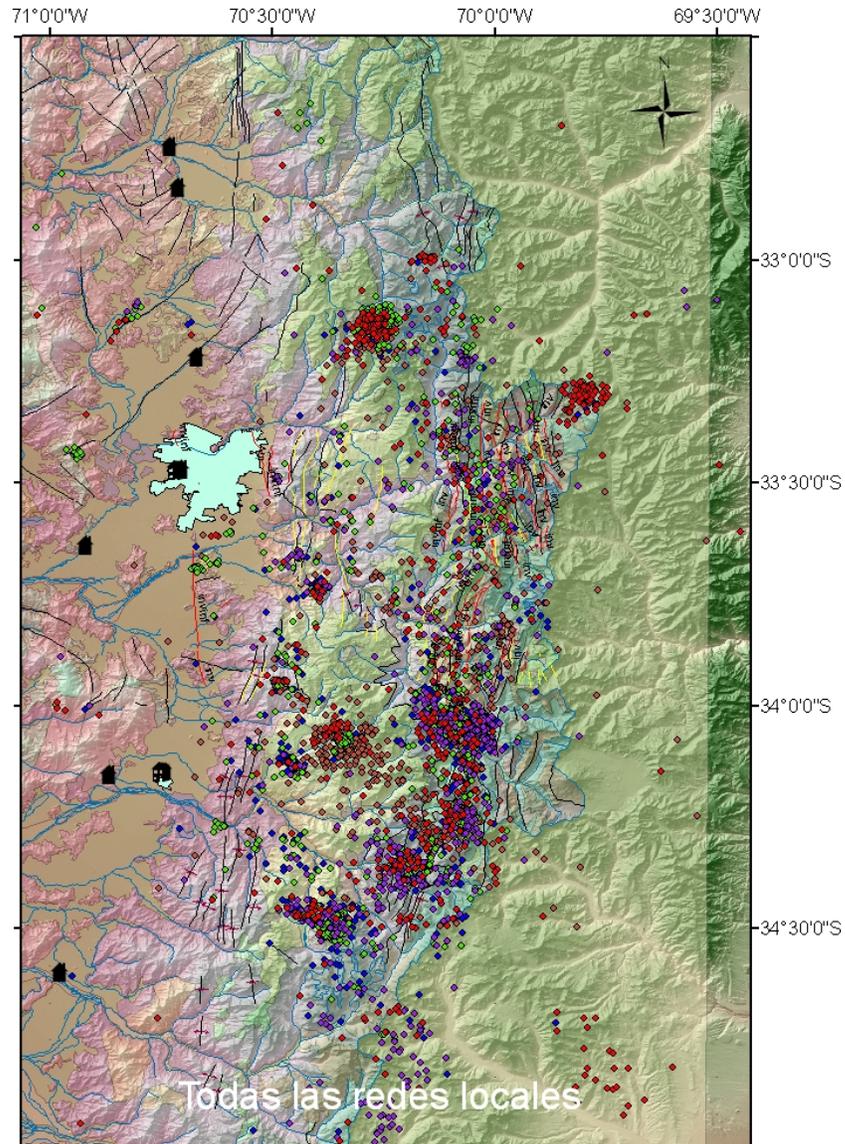


Figura 16 : Datos Todas las redes involucradas

Se muestran todos los eventos registrados por los diferentes catálogos utilizados en rojo sismos registrados por la red de Servicio Sismológico de la Universidad de Chile entre 1987 y 1996, en púrpura sismos registrados por la red entre 1998 y 2001, en verde sismos registrados por al red del proyecto Anillo ACT-18, en azul sismos registrados por la red de Monfret y en pardo sismos registrados por la red CHASE(2005-2006).

VII. ESTUDIO DETERMINISTICO DE MAGNITUDES MAXIMAS

Para caracterizar la zona en función de la sismicidad cortical, se utilizan las localizaciones de los sismos registrados por distintas redes locales como la red fija del SSN y redes temporales en distintos periodos de tiempo.

Las fallas geológicas reportadas en la zona se correlacionan con la sismicidad para obtener sus dimensiones espaciales y estimar la máxima magnitud de los posibles sismos asociados a cada falla. Además se obtienen las características de estas fallas utilizando los mecanismos de foco determinados por el proyecto Fondecyt en el cual se enmarca esta memoria.

7.1 Cálculo de la Magnitud de momento y Relaciones de Escalamiento:

El área de la falla (S) se estima en base al largo y ancho de cada falla determinados por su sismicidad. Luego asumiendo una rigidez para la zona μ y estimando el deslizamiento promedio de la falla (AD), se puede calcular el momento sísmico asociado a cada falla estudiada mediante la ecuación:

$$M_o = \mu \cdot S \cdot AD$$

Luego, la magnitud momento será: $M_w = \frac{2}{3} \cdot \log(M_o) - 10.73$

(Kanamori, 1977), con M_o medido en [$dinas \cdot cm$]. De esta manera se puede tener una mejor forma de cuantificar el sismo. Así se puede obtener las magnitudes momento máximas M_w asociadas a cada falla y posteriormente la magnitud momento máxima de toda la región.

Según Bilek y Lay (1999), la rigidez de la litosfera varía según la profundidad. Según este trabajo a 20 km de profundidad la rigidez promedio es de

$$\mu = 300 \text{ kbar} = 3 \cdot 10^{11} \frac{dinas}{cm^2}, \text{ y a los 40 km la rigidez es de } \mu = 5 \cdot 10^{11} \frac{dinas}{cm^2}$$

El desplazamiento promedio en una falla fue determinado empíricamente por Wells y Coppersmith (1994), para el tipo de falla: strike-slip o de rumbo, inversa y normal. La relación ahí entre desplazamiento promedio y largo de ruptura esta dada por: $\log(AD) = -1.43 + 0.88 \cdot \log(SRL)$, con AD , desplazamiento promedio en m y SRL ,

largo superficial de ruptura en km, y es un promedio para los datos de 66 sismos recabados en todo el mundo. Para fallas inversas la relación es de $\log(AD) = -0,6 + 0,31 \cdot \log(SRL)$. Por otro lado, en Scholz (1982) y Romanoff (1999) se cita a la relación $AD = 10^{-5} \cdot SRL$, esta relación entrega desplazamientos más pequeños que la primera relación para cualquier tipo de sismo citado, con lo cual se reduce la magnitud momento de cada evento.

El área de las fallas potenciales se determina en cada caso con el estudio de los perfiles de corte y el plano con la sismicidad registrada por las redes locales y las fallas registradas.

Por otra parte existe un gran error asociado al calcular el desplazamiento promedio en función del largo de ruptura, pues ninguna de estas relaciones de escalamiento fue calculada exclusivamente en base a datos de sismos corticales. Por tanto se usaran también ecuaciones de escalamiento directamente entre magnitud momento y largo de ruptura superficial.

En este sentido Wells y Coppersmith (2004) presenta la siguiente: $M = 5,08 + 1,16 \cdot \log(SRL)$, con SRL largo superficial de ruptura en km. Por otra parte Konstantinou et al (2005) determina la relación: $M = 4,61 + 1,56 \cdot \log(SRL)$, lo importante es que para ese trabajo se dispuso de una base de datos compuesta exclusivamente por sismos corticales.

7.2. Mecanismos de Foco registrados en la Zona:

Con los datos registrados por al red temporal CHASE-2005 se calcularon los mecanismos focales de 134 eventos, pudiéndose obtener las *ball beach*, o representaciones estereográficas de los mecanismos focales (Figura 17). En base a esto se podrá caracterizar mejor las fallas propias de cada zona sismogénica

Mecanismos de Foco Red Chase

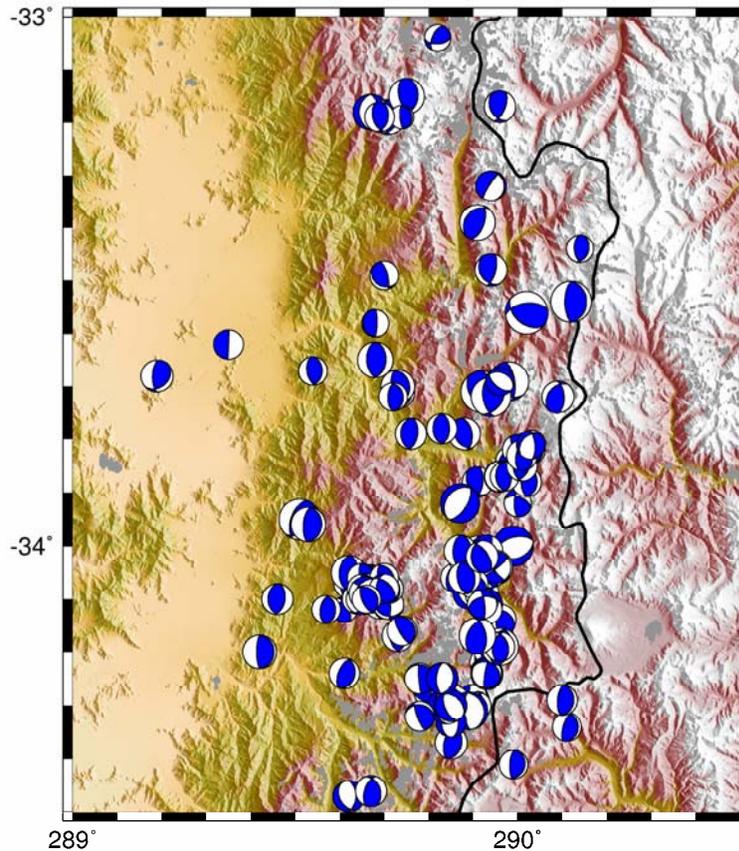


Figura 17 : Mecanismos focales en proyección estereográfica de hemisferio inferior Red CHASE-2005

Se observa que los mecanismos de foco son en su mayoría inversos en las zonas entre las latitudes 33° y 33.9°S , en especial en el sistema de fallas El Fierro y la Faja corrida y plegada de Los Andes, es decir fallas con rumbo Norte –Sur. Entre las latitudes 34° y 34.5°S se observan fallas normales y strike-slip, con rumbo NW-SE y NE-SW.

7.3 Identificación de zonas sismogénicas:

En esta parte se identifican las diferentes zonas sismogénicas que se encuentran en la zona de estudio. Vale decir, la identificación de las diferentes fallas potenciales que puedan generar sismos.

Anteriormente en Alvarado(1998) y en Barrientos et al.(2003) se habían logrado identificar estas zonas para los datos en que habían basado sus estudios. Sin embargo no habían hecho un estudio del potencial sísmico de las fallas

Para identificar las fuentes sismogénicas se usarán los datos recabados en las redes locales fijas y campañas de redes temporales, debido a su mejor calidad y consecuentemente mejores ubicaciones hipocentrales de los sismos. Específicamente se usarán los datos de la red del SSN desde 1987 hasta 1996 y desde 1998 hasta 2001, de la de Monfret, Barrientos y Alvarado de 1998, la del Proyecto Anillo ACT-18, y la del Proyecto Fondecyt 1050758 que fue entre Noviembre 2005 y Marzo 2006.

En este proceso son de gran ayuda programas del tipo GIS, es decir Geographical Information Systems donde se podrán ver los sismos y correlacionarlos con la geología de la zona. En éste estudio se utilizará en particular el programa GIS arcGIS 9.2. A diferencia de otros programas de graficación como el GMT este tiene la ventaja de relacionar coordenadas geográficas con atributos tales como las magnitudes de los sismos compilados en el catálogo, la geología de la zona y el mapa de fondo en diferentes capas, haciendo mas fácil el montaje del mapa. Esta herramienta GIS desarrollada para Windows cuenta principalmente de dos programas arcCatalog para trabajar con bases de datos y arcMap para visualizar los mapas.

Al tener la base de datos de los eventos corticales con su latitud, longitud, profundidad y magnitud correspondientes en una tabla excel se puede cambiar manualmente la extensión del .xls a .dbf, con arcMap agregar los datos en dbf. y convertir en un archivo .sh, en Coordenadas Geográficas WGS 1984. Luego está listo para ser agregado como una capa en arcMap y ser visualizado con otras capas como el Mapa Geológico de Chile, hecho por SERNAGEOMIN y actualizado al 2002, también en esas mismas coordenadas o la topografía del lugar entre otras atributos del sector para así montar un mapa adecuado para la identificación de lineamientos y fallas potenciales (Figuras 18 y 19).

Debido a que en un plano muchas veces se traslapan los lugares de ocurrencia de los sismos dificultando la observación en profundidad, es conveniente ver la distribución en profundidad de los sismos corticales de la zona. Para visualizar estos cortes se grillará el sector con un paso de 7,5' y se verán las estructuras ahí encontradas (Anexo II).

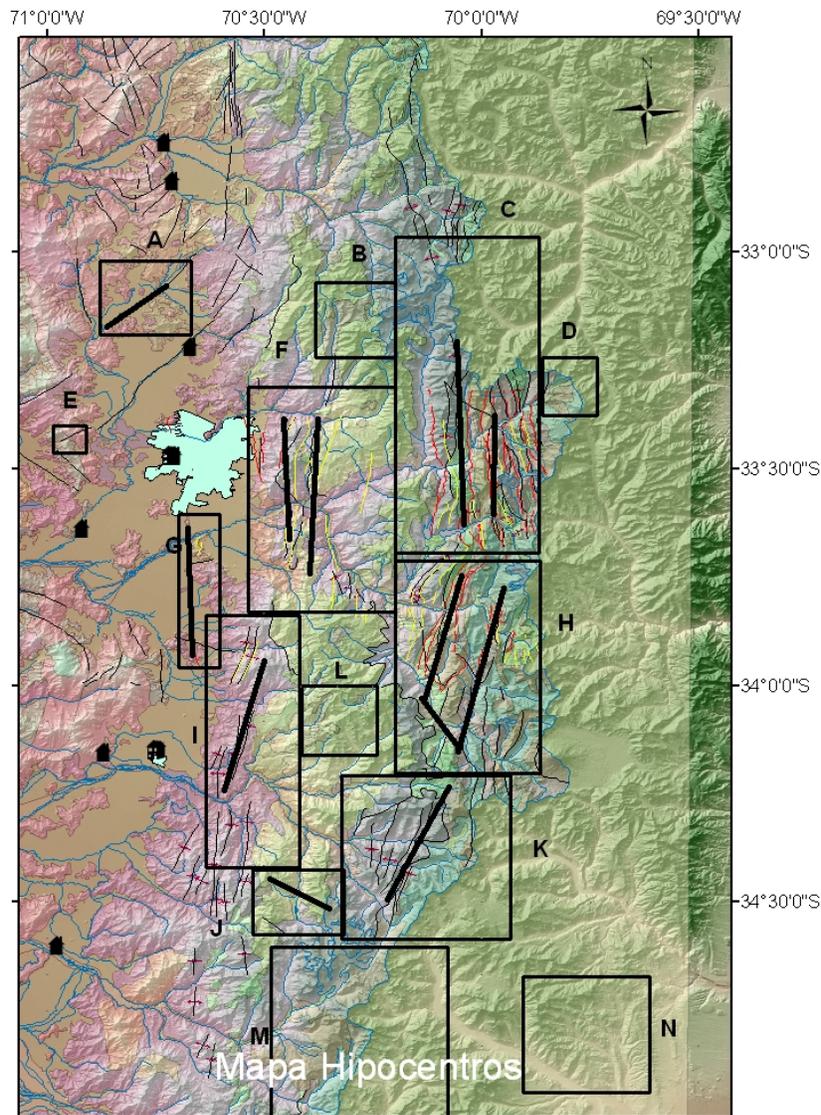


Figura 18 : Mapa Fallas potenciales y su relación con fallas determinadas en terreno

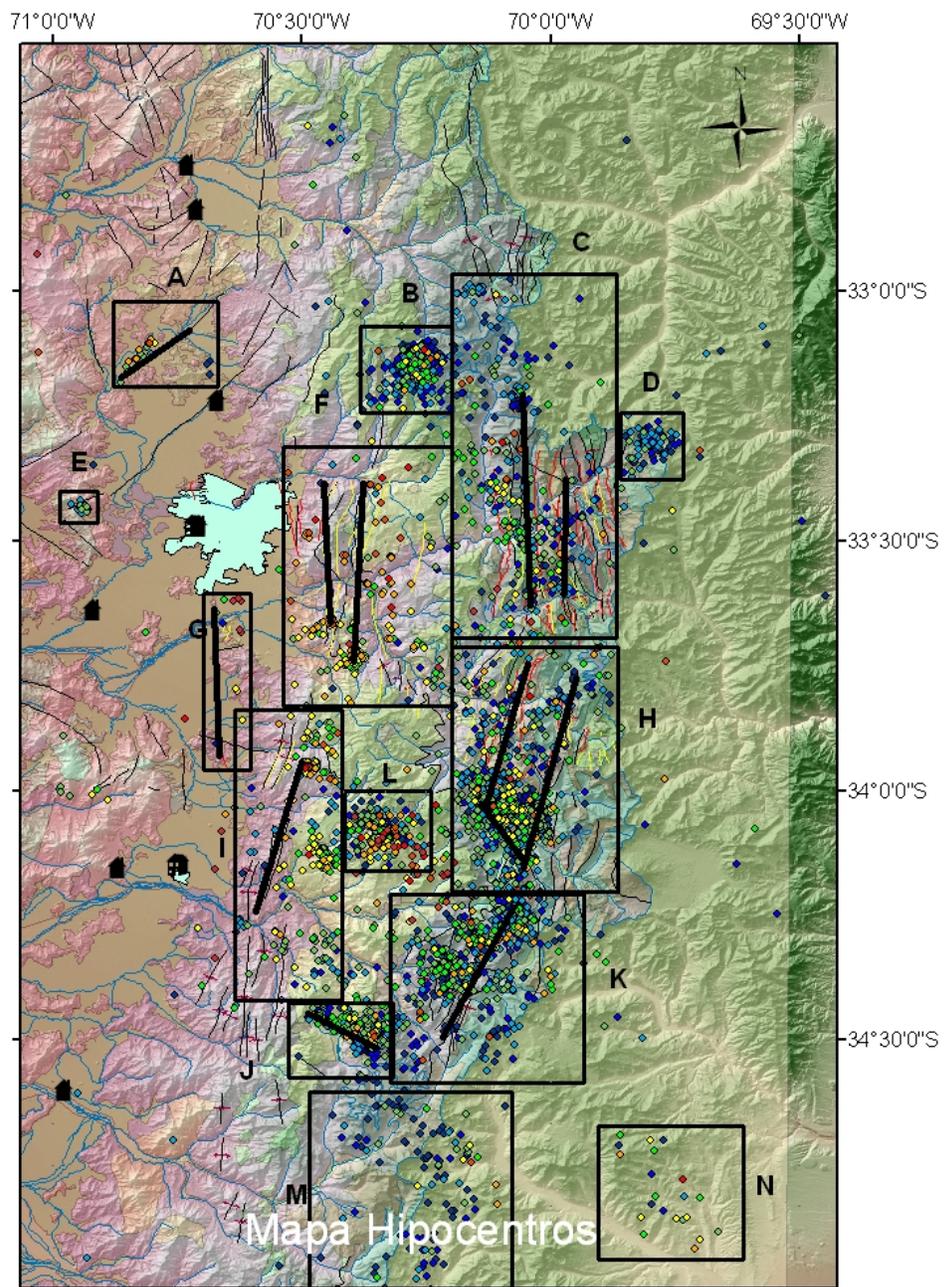


Figura 19 : Mapa Fallas potenciales de acuerdo a las fallas determinadas en terreno y a su sismicidad asociadas (Leyenda de la profundidad focal de los sismos en la página siguiente)

Leyenda

- Eventos de 22,5 a 25 km
- Eventos de 20 a 22,5 km
- Eventos de 17,5 a 20 km
- Eventos de 15 a 17,5 km
- Eventos de 12,5 a 15 km
- Eventos de 10 a 12,5 km
- Eventos de 7,5 a 10 km
- Eventos de 5 a 7,5 km
- Eventos de 2,5 a 5 km
- Eventos de 0 a 2,5 km

Se han filtrado los eventos superficiales de estas redes locales, con el objeto de poder identificar mejor los cambios en profundidad en las diferentes zonas sismogénicas (Figura 19):

Zona A = Esta zona se ubica entre los $33^{\circ} 3'$ y los $33^{\circ} 10'$ S y los $70^{\circ} 53'$ y los $70^{\circ} 40'$ W. Se puede observar que los sismos se orientan a lo largo de una falla Norte-Este, cuyas profundidades focales varían de los 2,5 a los 15 km. Sin embargo también cabe destacar que en esta zona se encuentra la mina Polpaico de cemento, por lo que esa sismicidad puede ser inducida.

Zona B = En esta zona ubicada aproximadamente entre los $33^{\circ}3'$ S y los $33^{\circ}15'$ S y los $70^{\circ}11'$ W y $70^{\circ}22'$ W, el mismo lugar donde se encuentra el yacimiento de la gran minería del cobre Los Bronces. Se ha especulado que esta actividad sísmica puede ser debido a las actividades de extracción del yacimiento, es decir a las tronaduras dentro la mina, sin embargo al ver la gran área que ocupa esta zona y supera largamente al lugar de la mina. Esta actividad puede deberse a la menor resistencia a los esfuerzos de la zona del pórfido cuprífero que en su entorno, ya sean estos esfuerzos generados por la intervención humana o natural, sin embargo no se observan fallas en esta zona. Las profundidades hipocentrales de estos sismos varían desde los 0 a los 17,5 km. Siendo predominantes los con hipocentro con profundidad focal menor que 5 km.

Zona C = Esta zona esta acotada entre los 32°57' y los 33°40' S y entre los 69°53 a los 70°12'. Los hipocentros de los sismos acá originados se alinean claramente según las fallas que van todas en dirección Norte-Sur. Las profundidades focales van desde el rango de 0 a 2,5 km hasta los 12,5 km. El sistema de fallas tiene el nombre de Faja plegada y corrida de Los Andes, es decir son fallas lístricas o con un gran ángulo de manteo, cercano a la vertical en superficie.

Zona D = Esta zona ubicada entre los 33°14' S y los 33° 22' S y entre los 69°51' y los 69°44' W, se encuentra a 10 km al norte del volcán Tupungatito. Las profundidades hipocentrales entre los 0 y los 12,5 km de profundidad. Según Barrientos et al (2003) estos sismos empezaron a registrarse desde Octubre del 2005 con una magnitud hasta M=5 y fue detectada por la red local del SSN, pero no por el Proyecto Anillo. Sin embargo pesar de que claramente es un cluster y de que esta sismicidad fue activada temporalmente, no se puede asegurar que es de origen volcánico. En Giambiagi et al (2003), se identifica una falla en ese sector de rumbo nor-oeste y mecanismo inverso de ángulo mediano a alto que se alinea cerca del Cordón del Plata. En la Figura 66, al ver la distribución en profundidad de los sismos se puede observar que la estructura es vertical por lo cual puede inferirse que se encuentra sobre un cruce de estructuras. En efecto, se observa también en el trabajo de Giambiagi et (2003) al que existe una estructura inversa de bajo ángulo que se interfecta con al otra en el punto donde se forma el cluster. Otro argumento en contra de una postura de sismos de origen volcánico se puede decir que la caldera del Tupungatito es de 5 km, es decir a 5 km del punto de localización de los sismos. Sin embargo este volcán, que es del Pleistoceno, esta activo aún, por lo cual podrían registrarse sismos de este origen en el futuro.

Zona E = Esta pequeña zona entre los 33°23' y los 33°27' S y 70°58' hasta los 70°53' W esta conformada por un claro cluster en la zona de ubicación de la mina de cobre Lo Aguirre. Los hipocentros están a una profundidad entre los 2,5 a los 7,5 km, por lo cual se puede inferir que esta sismicidad puede haber sido inducida por las faenas de extracción mineras como tronaduras.

Zona F = Esta ubicada entre el 33°18' y el 33°49' S y entre 70°12' y hasta 70° 32' W. El conjunto de fallas sísmicas en la parte más al sur de esta zona están alineadas

en dirección N-S. La profundidad focal varía desde los 10 a los 25 km, siendo la mayoría con una profundidad mayor a los 17 km. Al sur de esta zona además se distinguen muy nítidamente dos clusters, al ver en detalle el perfil de la Figura 51, se puede ver una formación vertical, y en el plano de la zona se observan además fallas en dirección W-NW, lo que puede apoyar esta hipótesis. Dentro de este conjunto de fallas hay algunas muy próximas a Santiago y muy cercanas a la capital, como la de San Ramón, lo que hace de ésta zona de especial interés.

Zona G = Esta zona esta delimitada a lo largo de un falla de dirección N-S entre la $33^{\circ}36'$ y el $33^{\circ}56'$ S y entre $70^{\circ}36'$ y $70^{\circ}42'$ W. Los eventos sísmicos están situados a profundidades focales entre los 2,5 a 15 km. Aunque en las redes temporales se aprecia poca actividad sísmica concentrada especialmente al norte de esta zona, es decir al sur de Santiago, en la red telesísmica elaborada con datos entre 1973 hasta 2007, se aprecia mayor actividad, también en la parte norte con profundidades entre los 20 y 30 km.

Zona H = Situada al norte del oroclino del Maipo, que es una línea imaginaria que representa un cambio de dirección del margen continental, entre $33^{\circ}42'S$, $34^{\circ}12'S$ y $69^{\circ}51'W$, $70^{\circ}12'W$. Tiene la característica de que marca un cambio de rumbo drástico de las fallas con dirección N-W, dirección N-S y dirección N-E, como consecuencia los sismos registrados en esta zona siguen esa dirección. Los eventos de la zona de estudio alcanzan el máximo número en esta zona. En esta zona se ubica el sismo de Las Melosas con epicentro en $33^{\circ} 50' 15''$ S, $70^{\circ} 10' 15''$, y un plano de falla propuesto por Piderit (1961), con rumbo $N12^{\circ}E$ y manteo $79^{\circ}W$, es decir una falla *strike-slip* o de rumbo.

Al noroeste de esta zona, y justo en el límite de Argentina se observa el volcán San José que tiene asociada actividad sísmica en especial a comienzo de los 90' y el 16 de enero de 1996 con un sismo de magnitud 4,9 (Barrientos et al.2003)

Zona I = Situada en la zona delimitada entre los $33^{\circ}50'S$ y los $34^{\circ}24'S$ y los $70^{\circ}19'$ hasta los $70^{\circ}25'$ W. Tiene fallas con rumbo N-NW situadas en la parte Este de la zona. En la parte Norte y Este de la zona se encuentran más sismos de profundidades focales que oscilan entre los 17,5 y los 25 km., en tanto en la parte Sur y la parte oeste

hay más sismos con profundidades que varían entre los rango de 0 a 2,5 km hasta los de rango 10 a 12,5 km. En el centro de esta zona se puede apreciar un cluster, sobre la zona en la cual se esta ubicada la mina El Teniente. Este cluster puede ser apreciado mejor en la Figura 61 y la Figura 47, en donde se ve que los sismos en profundidad siguen una orientación vertical desde casi la superficie, hasta los 15 km de profundidad.

Zona J = Esta zona se ubica al sur del oroclino del Maipo, en el área delimitada entre el 34°25' hasta el 34°34' S y el 70°19' hasta el 70°32'. Las fallas siguen un rumbo N-NE y la sismicidad está alineada con ellas. La profundidad focal de los sismo va desde el rango de los 0 hasta 12,5 km. En el plano montado con los datos del proyecto anillo procesado por Farias se puede distinguir claramente un cluster situado en la zona de cambio de rumbo, por donde pasa el oroclino del Maipo.

Zona K = Esta zona esta ubicada entre los 34°12' y los 34°34' S y entre el 69°56 hasta el 70°19' W. Las profundidades focales van mayoritariamente desde los 5 a los 12, 5 km. En los datos procesados por Farias se observa un cluster cercano al volcán Palomar. Esta zona puede apreciarse mejor en las Figuras 44 y 61, donde los sismos se distribuyen de manera vertical. Dado que es una zona de difícil acceso, donde no hay caminos, no ha sido posible mapear las fallas del lugar, por lo tanto no se cuenta con esa información en la zona.

Zona L= Esta zona esta ubicada entre los 34° y los 34°9' Latitud Sur y entre los 70° 14' y los 70° 25' de Longitud Oeste. En esta zona se sitúa un gran cluster con sismos con profundidades que van desde los 0 hasta los 25 km, que puede apreciarse mejor con los datos recabados de la red CHASE. Como se encuentra también la mina de cobre el Teniente se pude suponer que parte de la sismicidad encontrada ahí es de tipo inducida.

7.4. Identificación máxima falla potencial:

Los criterios usados para la identificación del potencial sísmico de las fallas, es decir el máximo largo de ruptura posible si se activan dos o más fallas cercanas son:

- Misma orientación de las fallas. Si las fallas se activan juntas deben tener el mismo rumbo.
- Sismicidad asociada a fallas. Eso demuestra que las fallas están activas. En general en esta zona la sismicidad tiene relación con las fallas observadas y sigue lineamientos bien definidos.
- Usar cluster productos de posible intersección de estructuras como delimitaciones naturales de las fallas. Las estructuras N-O no son extrañas en esta zona y a menudo interrumpen a las estructuras N-S que son más comunes.
- Orientación en el espacio de las fallas. Cual es su manto y si la sismicidad detectada cercana a ella es producto de su activación o de otra falla oblicua.

Con estos criterios se pudo identificar once fallas potenciales principales en las distintas zonas sismogénicas propuestas (Figura 18).

Para el cálculo del largo de ruptura de estas fallas potenciales se tomó en cuenta las siguientes relaciones:

$$1^\circ \text{ longitud} = 111,18 \cdot \cos(\text{latitud}) [km]$$

$$1^\circ \text{ latitud} = 111,18 [km]$$

7.4 Cálculo máxima magnitud esperada para fallas potenciales identificadas:

Para el cálculo de la magnitud momento M se toma una rigidez $\mu = 3 \cdot 10^{11} \frac{\text{dinas}}{\text{cm}^2}$, y para el desplazamiento promedio AD se toma la relación de escala que da un menor valor; en todos los casos es la citada por Scholz (1982) y utilizada en Romanoff (2000).

Zona A:

Esta falla potencial es oblicua con rumbo N-E y sigue la falla observada en esta zona. Su largo es de 12,15 km. Luego dado este largo de ruptura se calcula el desplazamiento promedio según Romanoff (2000) como 12,15 cm. Se puede apreciar en los perfiles, específicamente en la Figuras 55 y 58, que el ancho de la falla puede tomarse como de 17 km.

Luego según la definición de momento sísmico y de magnitud momento se tiene que la máxima magnitud momento es $M = 5,9$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

M=6,3 (Wells y Coppersmith, 1994)

M=6,3 (Konstantinou et al, 2005)

Zona C:

La primera falla potencial identificada es de rumbo N-S y sigue el llamado Cordón del Fierro, estructura que divide las rocas Mesozoicas de la Formación Abanico. Su largo es de 54,5 km. Luego de la misma forma anterior su desplazamiento promedio calculado es de 54,5 cm. Viendo el perfil de la Figura 65, se observa un ancho de la falla de 12 km. Luego su máxima magnitud momento $M = 6,6$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

M=7,1 (Wells y Coppersmith, 1994)

M=7,3 (Konstantinou et al, 2005)

La segunda falla potencial se encuentra al oriente de la primera y es también de rumbo N-S y de una longitud de 29 km. Su desplazamiento promedio calculado es de 29 cm. En el perfil de la Figura 64 puede verse que el ancho de esta falla es también de 12 km. La máxima magnitud momento calculada por este método determinístico es $M = 6,3$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

M=6,8 (Wells y Coppersmith, 1994)

M=6,9 (Konstantinou et al, 2005)

Zona F:

La primera falla potencial es de rumbo N-NE y sigue la formación geológica conformada por el sistema de fallas de San Ramón-Pocuro. Su longitud estimada es de 40 km. Su desplazamiento promedio es de 40 cm. Según lo observado en la Figura 61, su ancho es de 22,5 km. Su máxima magnitud momento es $M = 6,6$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

M=6,9 (Wells y Coppersmith, 1994)

M=7,1 (Konstantinou et al, 2005)

La segunda falla potencial se encuentra al este de la primera y sigue un rumbo Norte-Sur, con una longitud de 45,4 km. Su desplazamiento promedio es de 45,4 cm. En la Figura 62 puede verse que su ancho es de 22,5 km. La máxima magnitud momento es $M = 6,7$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

M=7,0 (Wells y Coppersmith, 1994)

M=7,2 (Konstantinou et al, 2005)

Zona G:

La falla potencial acá es de rumbo N-S, con una longitud calculada de 38 km. Según esto su desplazamiento promedio es de 38 cm. La falla corresponde a La Hechada y con el cluster temporal Santa Rosa ubicada al norte de esta zona. Sin embargo no esta claro que este activa completamente, sino que puede estar activo solamente su tramo norte, con lo que no puede suponerse una ruptura completa. Según la Figura 65 su ancho puede ser estimado en 27 km. La máxima magnitud momento es $M = 6,7$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

M=6,9 (Wells y Coppersmith, 1994)

M=7,1 (Konstantinou et al, 2005)

Zona H:

La primera falla potencial sigue un rumbo N-E y tiene una longitud determinada de 34 km. Su desplazamiento promedio es de 34 cm. Según la Figura 64 su ancho seria de 12,5 km. La máxima magnitud es $M_w = 6,4$.

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

M=6,9 (Wells y Coppersmith, 1994)

M=7,0 (Konstantinou et al, 2005)

La segunda falla potencial se encuentra al oriente de la primera y sigue la misma orientación, y tiene una longitud de 47 km, con esta longitud de ruptura, su

deslizamiento promedio es de 47 cm. Según la Figura 65 su ancho sería de 20 km. La máxima magnitud momento es $M = 6,7$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

$M=7,0$ (Wells y Coppersmith, 1994)

$M=7,2$ (Konstantinou et al, 2005)

Zona I:

La falla potencial está ubicada con rumbo N-E y su largo estimado es de 34,5 km. Su desplazamiento promedio es de 34,5 cm. Según la Figura 60 su ancho sería de 22,5 km. La máxima magnitud momento es $M = 6,5$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

$M=6,9$ (Wells y Coppersmith, 1994)

$M=7,0$ (Konstantinou et al, 2005)

Zona J:

La falla potencial está orientada con rumbo N-W y su largo estimado es de 19 km. Su desplazamiento promedio es de 19 cm. Según el perfil de la Figura 61 su ancho sería de 15 km. La máxima magnitud momento es $M = 6,1$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

$M=6,6$ (Wells y Coppersmith, 1994)

$M=6,6$ (Konstantinou et al, 2005)

Zona K:

La falla potencial está ubicada con rumbo N-E y su largo estimado es de 28,5 km. Su desplazamiento promedio es de 28,5 cm. Según la Figura 64 su ancho sería de 12,5 km. La máxima magnitud momento es $M = 6,3$

Según las relaciones de escalamiento entre momento sísmico y largo superficial de ruptura:

$M=6,8$ (Wells y Coppersmith, 1994)

$M=6,9$ (Konstantinou et al, 2005)

7.5 Discusión:

A continuación se detallaran algunos posibles errores en la estimación del potencial sísmico de las fallas máximas estimadas:

- 1 - Las fallas pueden no estar totalmente identificadas en los mapas geológicos disponibles. Puede que estén tapadas por sedimentos de algún tipo, o que nunca haya salido a la superficie. Por lo tanto pueden tener mayor longitud a las consideradas
- 2- El largo de ruptura de una falla no necesariamente puede estar dado por la longitud estimada con sismos asociados.
- 3-. De la misma forma es posible que una falla de un largo dado, activarse por tramos, es decir que sucedieran sismos en lugares localizados de ella pero no en toda su extensión y simultáneamente. Por ejemplo, la falla de North-Anatolia, Turquía se ha detectado este comportamiento.
- 4.- La ventana de tiempo con que se registraron los sismos de las redes locales producto de campañas temporales son muy reducidas, por lo tanto esta sismicidad puede ser poco representativa en algunos casos. Esto queda de manifiesto en las redes al compararlas con la red local de SSN y como varia el número de sismos registrados producto de una red más densa y del cambio que significa el utilizar registro continuo comparado con registro por trigger.
- 5.- Las ventanas espaciales en que se enfoca este estudio son reducidas, por lo cual los datos sísmicos asociados a cada zona sismogénica identificada son escasos. Esto lleva a que el b-value sea muy sensible a la variación en el espacio y dar valores muy altos y/o poco representativos.
- 6.- La distribución espacial de los sismos registrados en las redes locales depende no tan solo de la tecnología de las estaciones utilizadas en cada red sino también de la ubicación de estas estaciones, por lo que los clusters que aparecen en

algunas redes pero en otras no, pueden ser producto de la distribución espacial de las estaciones y no de si son temporales o no. Además a excepción de la red temporal CHASE y la red del SSN, las redes locales temporales no reportan magnitudes, por lo que es difícil saber si estos sismos que se registran en solo algunas redes son porque las magnitudes son más pequeñas y las estaciones de las otras redes no tuvieron la capacidad de registrarlas.

- 7.- El largo de ruptura encontrado para un sismo cortical como el de Nacientes del Teno, el 28 de agosto de 2004 es de un largo de 16 km (Comte, comunicación personal), muy inferiores a los largos supuestos, y desplazamiento promedio de 5 cm. y tiene una magnitud momento $M = 6,5$. Esa magnitud fue calculada en base a datos telesísmicos. Si se hace la suposición de que el ancho de la falla es aproximadamente la mitad de su largo: $L = 2 \cdot W$ (Fukao, 1984), la magnitud momento con estos datos de la zona de fractura será: $M = 5,8$. Para explicar que un área de ruptura pequeña como ésta haya generado un sismo de mayor energía que la prevista, se puede suponer que la rigidez es mucho mayor; si la magnitud momento es de $M=6,5$ la rigidez es de $\mu = 5,5 \cdot 10^{13}$. Sin embargo este resultado es discutible ya que el largo de ruptura de la falla fue determinado por la distribución de las replicas sobre el plano de falla calculado en base a los datos de la redes sísmicas, pero esas replicas pudieron haberse concentrado solo en un parte de la falla de ruptura. Además se debe considerar que la rigidez calculada a partir de los largos de ruptura superficial considerados está muy lejos de la rigidez considerada en el estudio de Bilek y Lay (1999) en una zona en que las rocas están prefracturadas, con volcanes en esa misma zona e intrusiones de fluidos entre ellas.
- 8.- Debido a la inexistencia de estudios paleosísmicos, en especial estudios de desplazamientos para las fallas identificadas en la zona, no se puede saber el proceso de formación de estas, su data y si se rompieron de una vez o a lo largo de una prolongada ventana de tiempo. En Wells y Coppersmith (1994), se pueden encontrar ambas relaciones entre desplazamientos máximos MD y

momento magnitud M y relaciones entre desplazamientos promedio AD y momento magnitud M para fallas inversas:

$$M = 6,52 + 0,44 \cdot \log(MD)$$

$$M = 6,64 + 0,13 \cdot \log(AD)$$

Por lo tanto se recomienda hacer este tipo de estudio de geología de campo.

VIII. ESTUDIO PROBABILISTICO DEL PELIGRO SISMICO

8.1 Determinación Relación Frecuencia Magnitud:

8.1.1 Relación de Gutenberg-Richter:

Empíricamente las relaciones de frecuencia y magnitud son semi-logarítmicas. En 1949 Gutenberg y Richter, determinaron que a partir de cierta magnitud mínima y hasta otra magnitud máxima existe un rango en que la relación entre el logaritmo de la frecuencia y la magnitud es lineal de tipo:

$\log_{10}(N) = a(t) + b \cdot M$, con N la frecuencia acumulativa de los terremotos, es decir el número de terremotos mayores o iguales a una determinada magnitud M.

El valor $a(t)$ representa la cantidad de sismos con M mayor que cero en un tiempo t ; este valor no es constante.

El valor b, es generalmente constante en el tiempo y es la pendiente que representa la cantidad de sismos pequeños sobre la cantidad de sismos grandes. Si el valor b es mayor, entonces la cantidad de sismos pequeños es mayor que los de mayor magnitud y generalmente va entre 0,5 y 1,5. En Chile en el resto de las regiones alcanza valores de a lo más 1,1.

Si la relación de frecuencia -magnitud empieza a ser no lineal luego de la pendiente a mayor magnitud, quiere decir que la cantidad de sismos con grandes magnitudes esta incompleta, existe un carencia de sismos grandes. Esto tiene sentido si se ocupan datos de redes de corta duración en el tiempo. Por lo tanto es muy importante determinar apropiadamente las magnitudes máximas y mínimas que determinan el rango lineal, pues el valor b es extremadamente sensible en la zona límite entre la relación de Gutenberg-Richter y la zona no lineal. Por otra parte lo catálogos deben registrar los sismo homogéneamente; si se confecciona uno que abarque una larga ventana de tiempo puede que la cantidad de sismos menores a una magnitud dada o la cantidad de sismos en total sea muy diferente de un periodo a otro, esto se explica por la mayor cantidad de redes locales instaladas en los últimos tiempos, y la mejor calidad de las estaciones sismológicas que han registrados mayor cantidad de

sismos pequeños. Por razones similares tampoco pueden mezclarse datos sacados de redes locales con datos sacados de redes telesísmicas.

Aunque el valor b por definición tiene solo relación con la distribución en el tiempo de los sismos según su magnitud también han sido propuestas relaciones espaciales en la ocurrencia de los sismos.

En Legrand(2002) se relaciona la distribución geométrica de los sismos con su frecuencia en el tiempo dependiendo de la magnitud de los sismos. Esto se hace gracias a la definición de dimensión fractal: $N \propto L^{-D}$, la relación entre momento sísmico y magnitud M_s : $\log_{10} Mo = c \cdot Ms + d$, con $c=1$ para eventos pequeños, $c=1,5$ para eventos intermedios, y $c=2$ para eventos grandes, y la relación de escala citada en Kanamori y Anderson (1975): $Mo \propto L^3$ que se satisface en el caso de los sismos medianos, $Ms \propto \log_{10}(L^3)$ para los sismos pequeños, y $Mo = L^2$ para los sismos grandes (Scholz,1982)

Luego con estas ecuaciones se tiene que:

- Para eventos pequeños, es decir menores a $M=3$: $D = \frac{3 \cdot b}{c} = 3 \cdot b$
- Para eventos intermedios, es decir entre $M=3$ y $M=7,5$: $D = \frac{3 \cdot b}{c} = 2 \cdot b$
- Para eventos grandes es decir mayores a $M=7,5$: $D = \frac{2 \cdot b}{c} = b$,

Con b la pendiente de la relación Gutenberg-Richter, y c la constante de la relación entre momento sísmico y magnitud M_s .

El valor de D indica como están agrupados los eventos:

-Para $D = 3$ están agrupados homogéneamente en un volumen, por ejemplo en un cluster debido a un origen volcánico.

-Para $D = 2$ están agrupado perfectamente en un plano de falla, por ejemplo en el plano de subducción de sismos interplacas.

-Para $D = 1$ los eventos están agrupados linealmente, por ejemplo en el caso de sismos corticales alineados a lo largo de un falla.

Sin embargo D también puede tomar valores de fracciones entre estos números, que representan casos intermedios. Es decir para sismos pequeños b a lo más puede

ser 1, para sismos intermedios a lo más puede ser 1,5 y para sismos grandes a lo más puede ser 3.

8.1.2 Relación de magnitud Gutenberg-Richter calculada por mínimos cuadrados:

Al hacer una tabla con la cantidad de sismos y con el número de sismos mayores o iguales para todas las magnitudes que aparecen en el catálogo NEIC para toda la zona de estudio y graficar el resultado se verifica que el rango lineal que corresponde a la teoría de Gutenberg-Richter se encuentra entre las magnitudes M_s 3.5 y 5.5. Al hacer una regresión lineal aplicando el método de los mínimos cuadrados a ese rango de datos vemos que la ecuación de Gutenberg-Richter da $\log(N) = 8,09251 - 1,4535 \cdot mb$, con un error cuadrático de $R^2 = 0,9906$. (Figura 20)

mb según Araya Ruiz	N	log(N)
4,016	181,00	2,257678575
4,084	143,00	2,155336037
4,095	142,00	2,152288344
4,100	139,00	2,1430148
4,162	108,00	2,033423755
4,200	106,00	2,025305865
4,240	72,00	1,857332496
4,296	71,00	1,851258349
4,300	67,00	1,826074803
4,318	53,00	1,72427587
4,396	48,00	1,681241237
4,400	46,00	1,662757832
4,474	42,00	1,62324929
4,492	40,00	1,602059991
4,500	36,00	1,556302501
4,552	33,00	1,51851394
4,600	27,00	1,431363764
4,700	21,00	1,322219295
4,708	19,00	1,278753601
4,800	14,00	1,146128036
4,889	13,00	1,113943352
4,900	8,00	0,903089987
4,942	7,00	0,84509804
5,000	6,00	0,77815125
5,100	5,00	0,698970004
5,200	3,00	0,477121255
5,683	2,00	0,301029996
5,762	1,00	0

Tabla 6 : Magnitudes y Frecuencias de Sismos catálogo conjunto

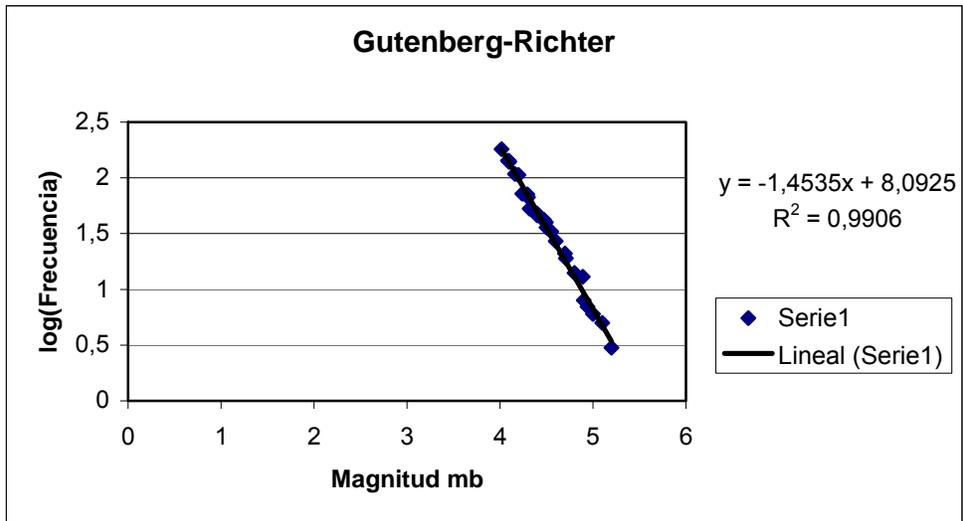


Figura 20 : Gráfico con la relación de Gutenberg-Richter en la zona según el método de mínimos cuadrados para catálogo conjunto

8.1.3 Relación de frecuencia-magnitud Gutenberg-Richter calculada por método de máxima verosimilitud:

Al calcularse esta relación ajustando los datos por el método de los mínimos cuadrados se cae en el error de ponderar de la misma forma los distintos valores de las cantidades de sismos, a pesar de que se está en una relación semilogarítmica.

Para evitar esto en Aki (1965) se propone la estimación de esta relación por el método de máxima verosimilitud.

Tomando la relación de Gutenberg-Richter para un M mayor que una magnitud mínima M_{\min} se puede describir de la forma $\log_{10}(N) = a - b \cdot (M - M_{\min})$

Luego, despejando N:

$$N = 10^{a-b \cdot (M - M_{\min})} = 10^a \cdot 10^{-b \cdot (M - M_{\min})} = A \cdot 10^{-b \cdot (M - M_{\min})}$$

$$N = A \cdot 10^{-b \cdot (M - M_{\min})} = A \cdot e^{\log_e 10^{-b \cdot (M - M_{\min})}}$$

$$\text{Como se tiene que } \log_e 10^{-b \cdot (M - M_{\min})} = -b \cdot (M - M_{\min}) \cdot \log_e 10$$

$$\text{Tomando } b' = b \cdot \log_e 10 \text{ queda } N = A \cdot e^{-b' \cdot (M - M_{\min})}$$

Suponiendo que la frecuencia de sismos mayores a un M superior a M_{\min} es la distribución de probabilidades tipo Poisson de que ocurra un sismo con magnitud M mayor a M_{\min} .

$$f(M) = A \cdot e^{-b'(M-M_{\min})}$$

Y suponiendo que alguna vez habrá un sismo con magnitud mayor que M_{\min} :

$$\int_{M_{\min}}^{\infty} f \cdot dM = A \cdot \int_{M_{\min}}^{\infty} e^{-b'(M-M_{\min})} \cdot dM = 1$$

se tiene que resolviendo la integral y despejando: $A = b'$

Luego, para N Magnitudes M_1, \dots, M_n , la distribución de probabilidades conjunta es de:

$$P = \prod_{i=1}^N p_i = (b')^N \cdot e^{-b' \cdot \sum_{i=1}^N (M - M_{mi})}$$

Aplicando a la ecuación anterior el método de máxima verosimilitud para b' queda que:

$$b' = \frac{1}{\sum_{i=1}^N \left(\frac{M_i}{n} \right) - M_{\min}}$$

Luego, las constantes para la relación de Gutenberg-Richter quedan como:

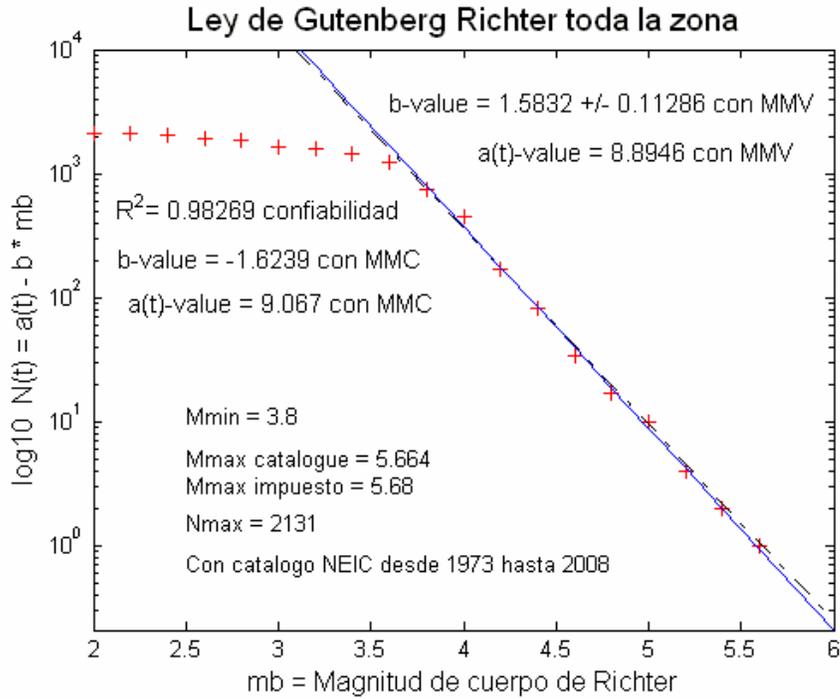
$$b = \frac{\log_{10} e}{\sum_{i=1}^N \left(\frac{M_i}{n} \right) - M_{\min}} \quad \text{y} \quad a = \log_{10} N + b \cdot M_{\min}$$

En Aki (1965) también se determina el error para calcular b con un 95% de confianza es $db = b \cdot \frac{1,96}{\sqrt{N}}$

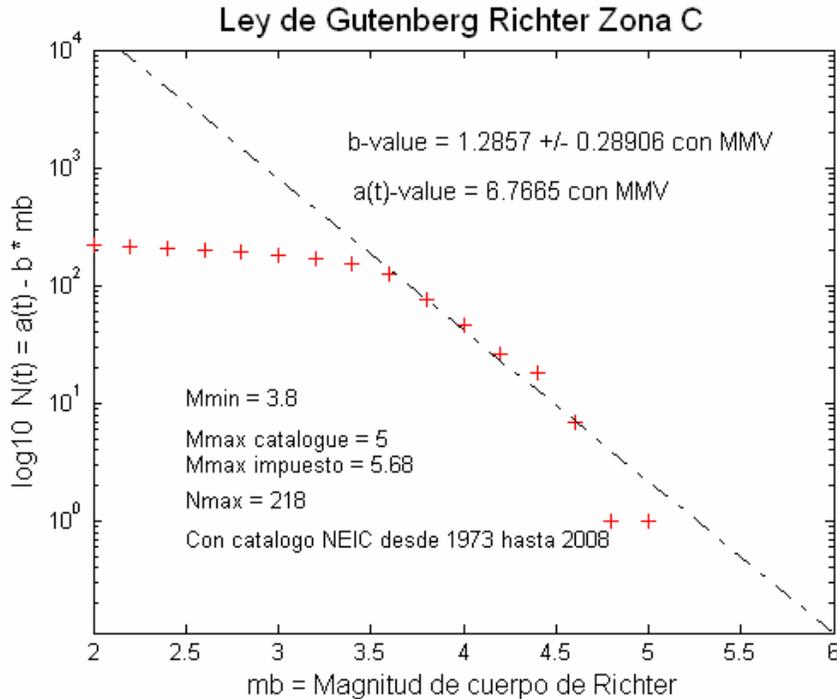
Se aplica este método a los catálogos telesísmicos de NEIC e ISC, entre 1973 a 2008 y al de la red local CHASE (2005-2006)

A continuación se presentan las figuras con el cálculo de los parámetros a y b de la relación de Gutenberg Richter, tanto por el método de Aki como por el método de los mínimos cuadrados para los catálogos del NEIC, el ISC, y el catálogo en base a los datos de la red temporal CHASE. Esto para los sismos corticales según las zonas antes definidas en el capítulo 7.

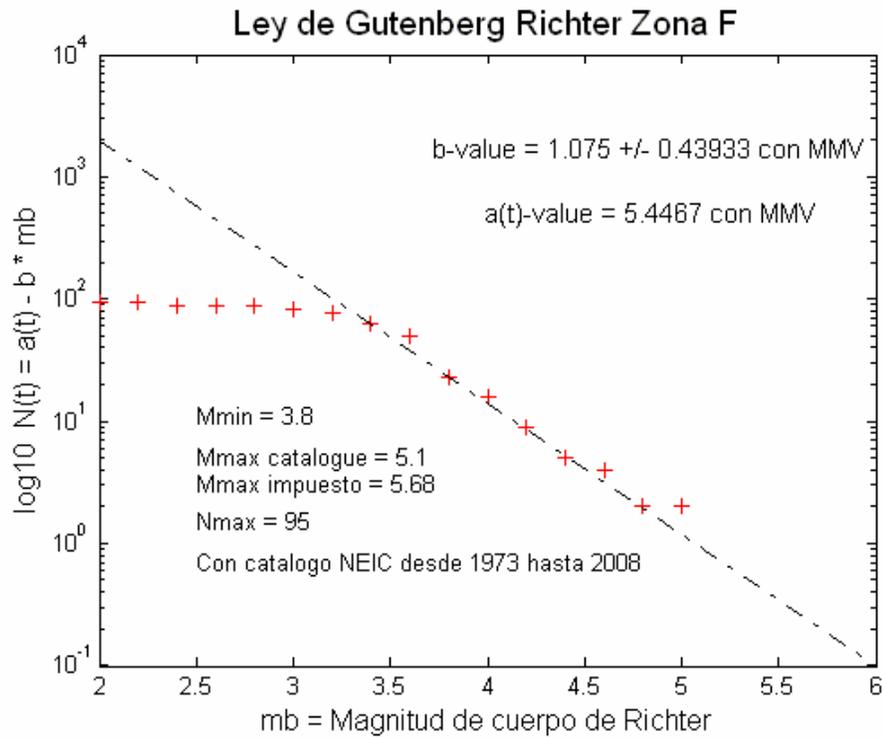
Cálculo a y b para la zona de estudio con catálogo NEIC:



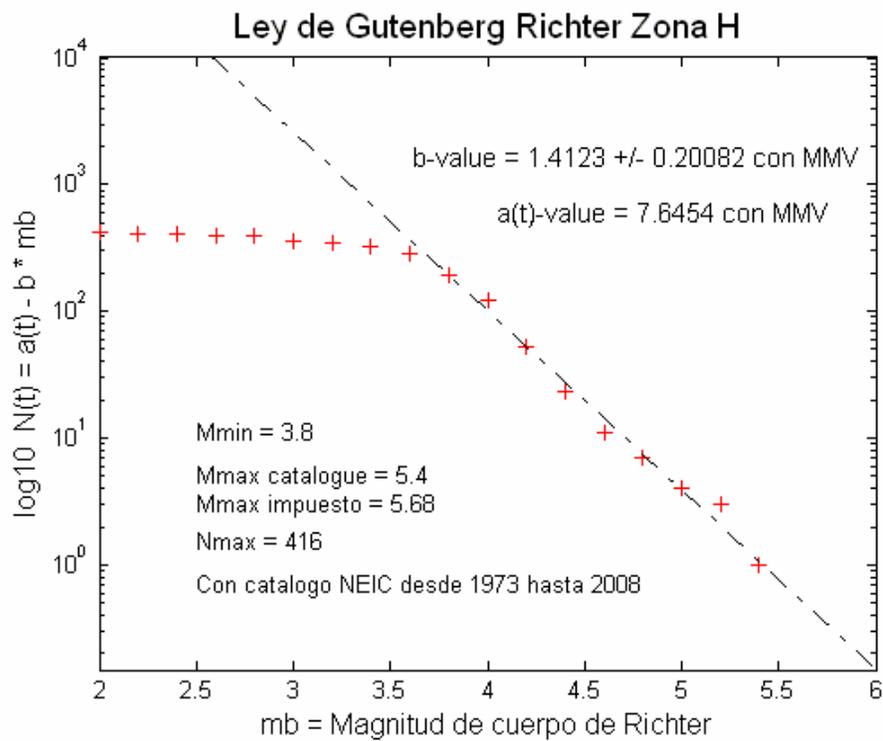
Cálculo a y b para la zona C con catálogo NEIC:



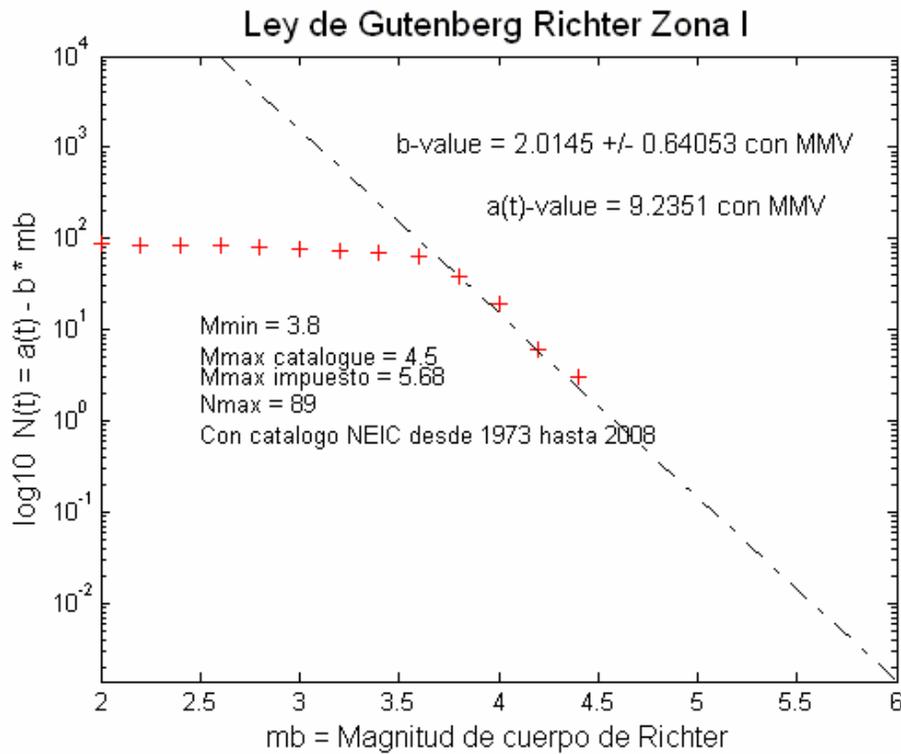
Cálculo a y b para la zona F con catálogo NEIC:



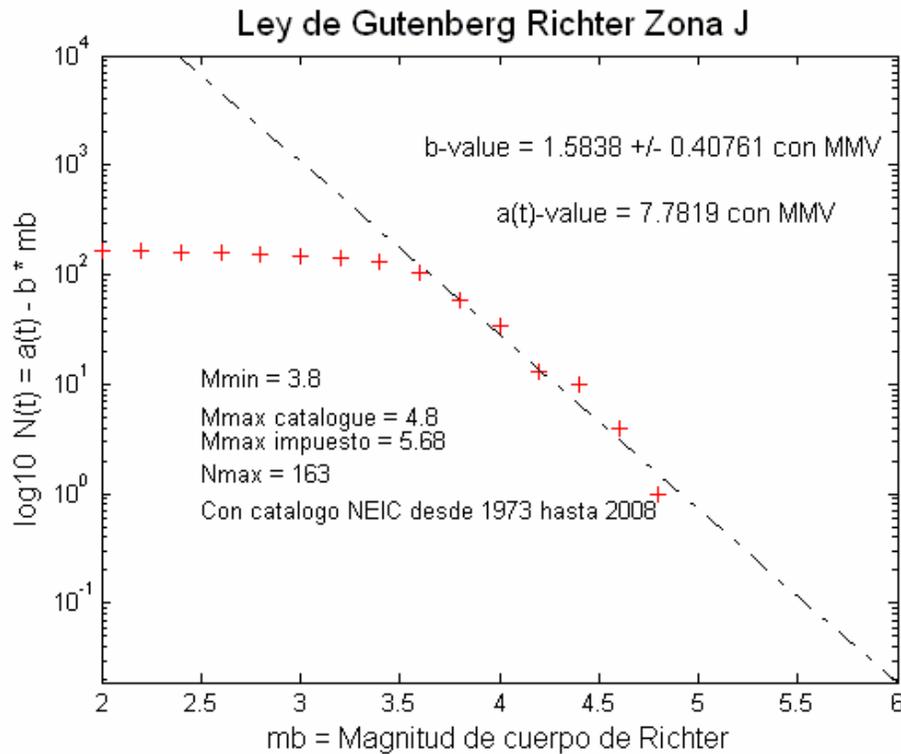
Cálculo a y b para la zona H con catálogo NEIC:



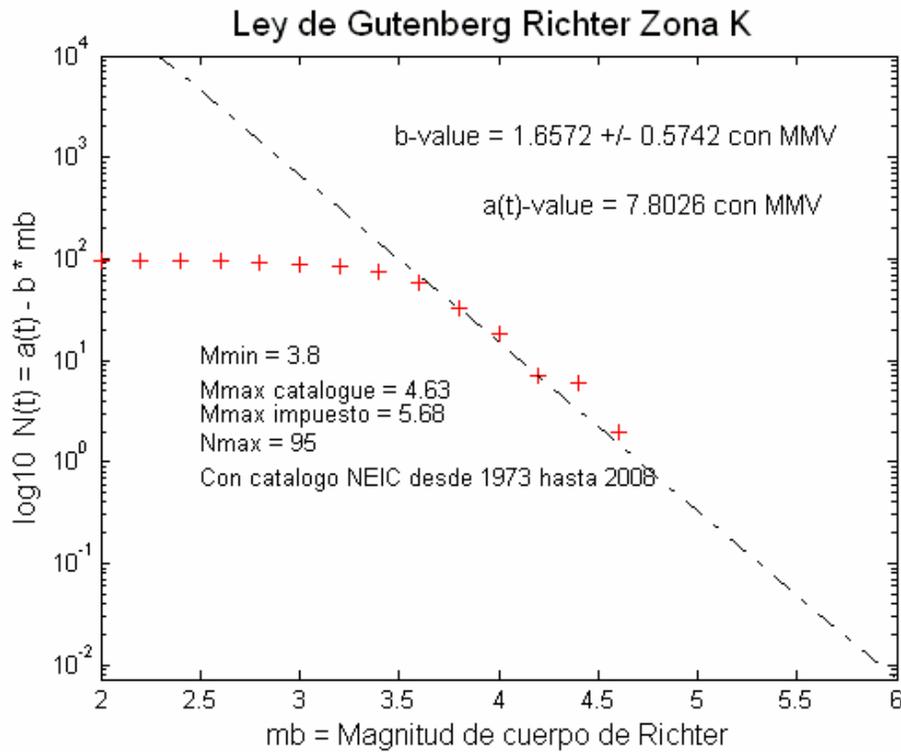
Cálculo a y b para la zona I con catálogo NEIC:



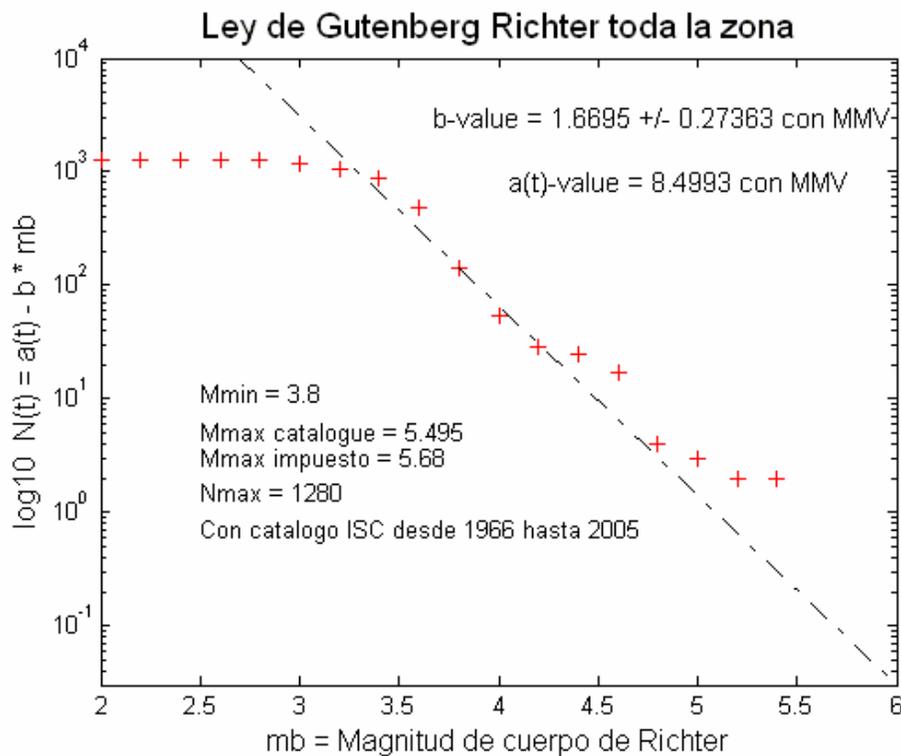
Cálculo a y b para la zona J con catálogo NEIC:



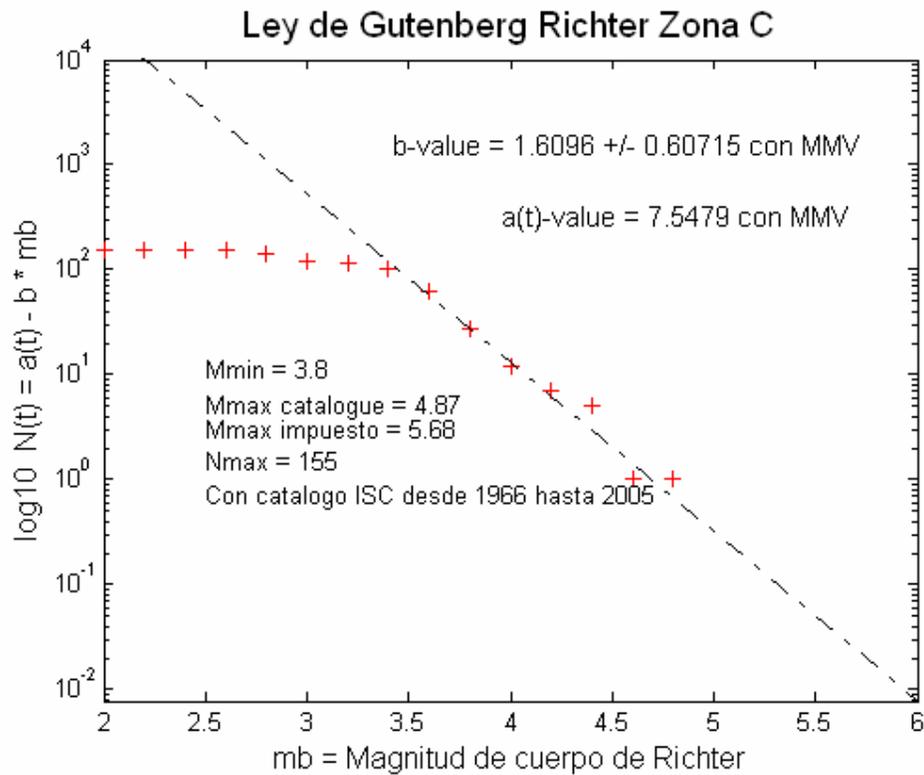
Cálculo a y b para la zona K con catálogo NEIC:



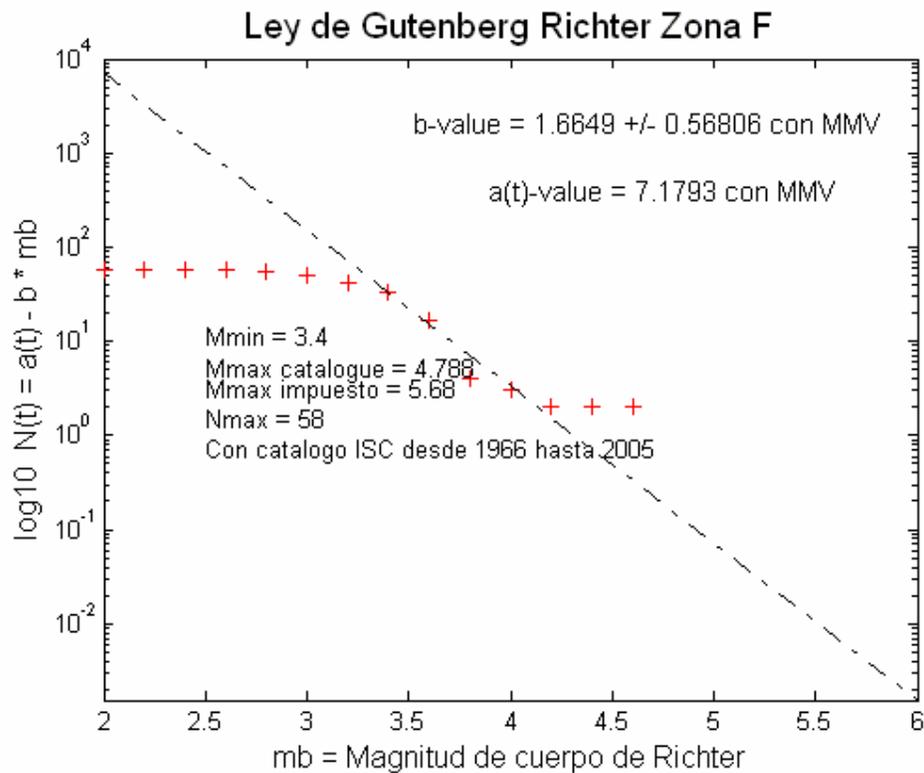
Cálculo a y b para toda la zona con catálogo ISC:



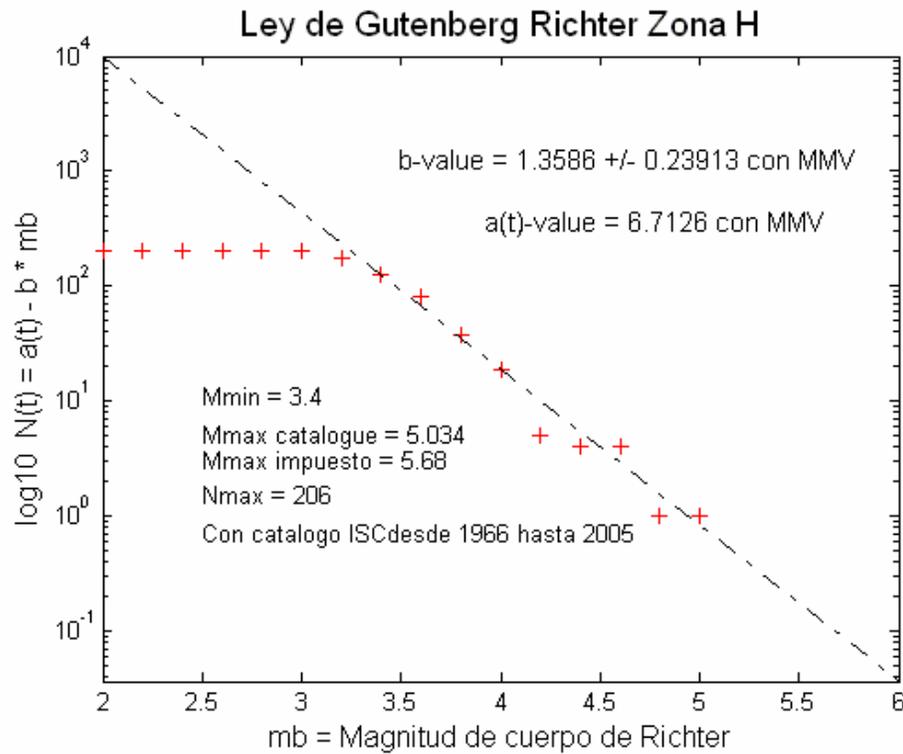
Cálculo a y b para la zona C con catálogo ISC:



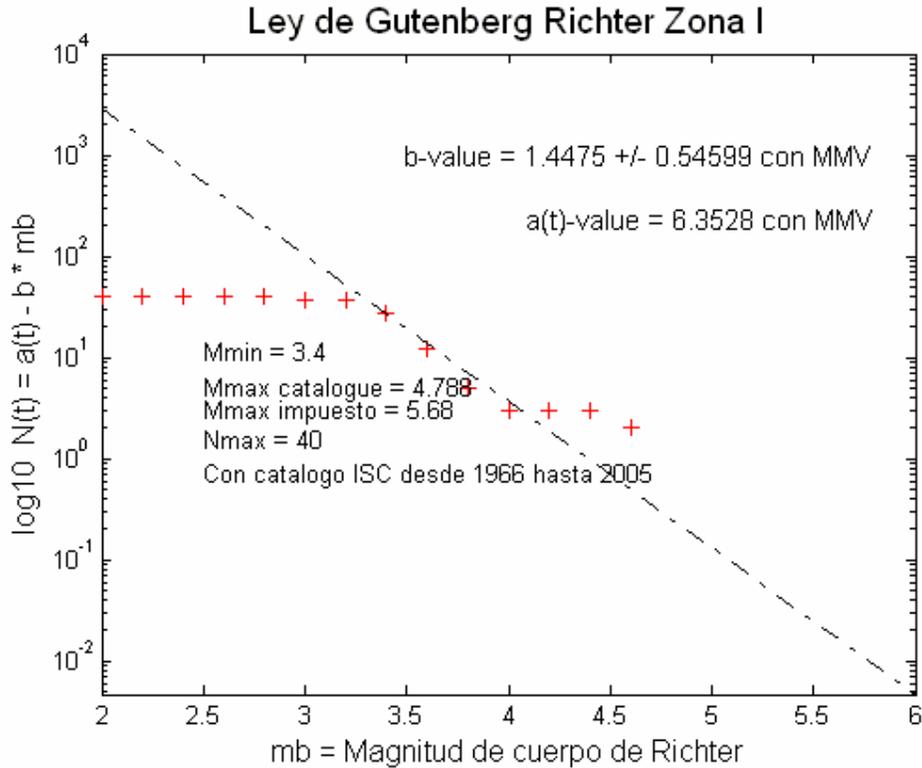
Cálculo a y b para la zona F con catálogo ISC:



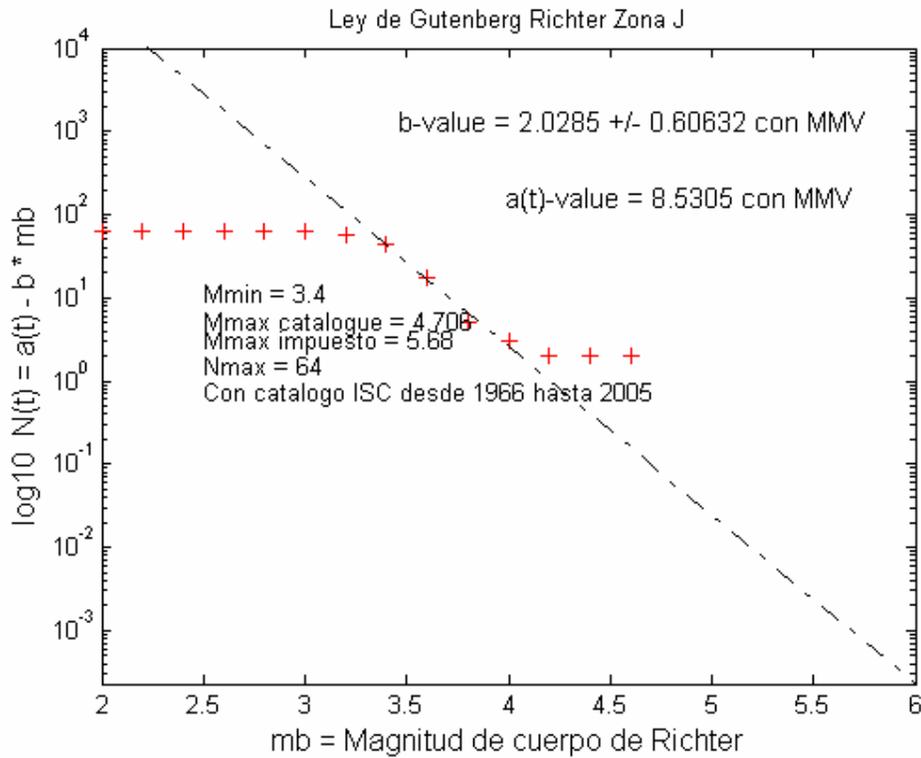
Cálculo a y b para la zona H con catálogo ISC:



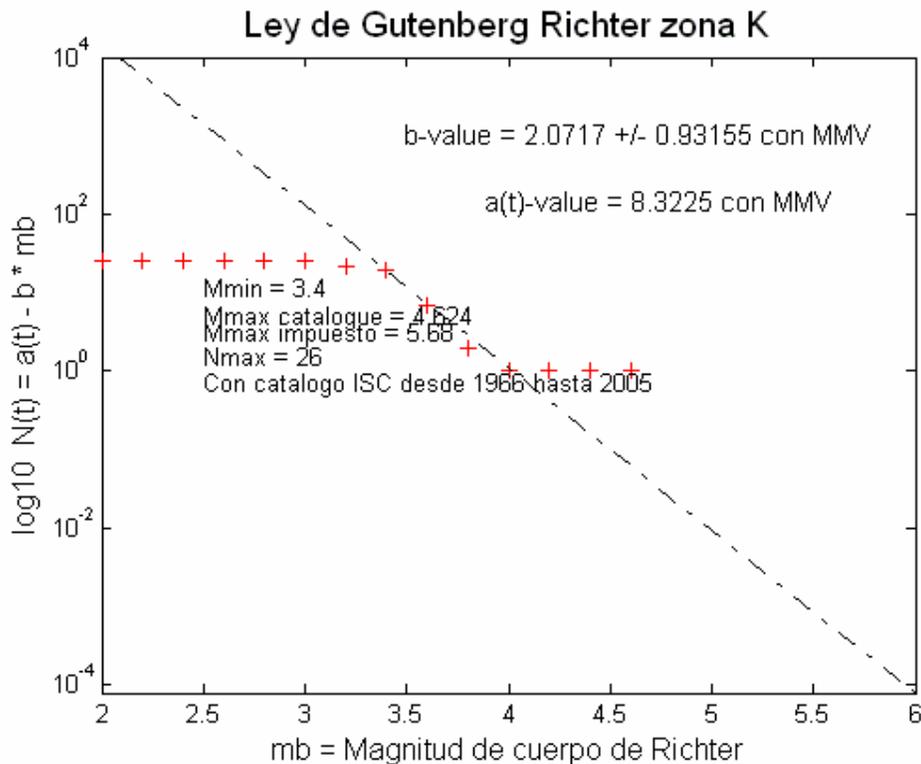
Cálculo a y b para la zona I con catálogo ISC:



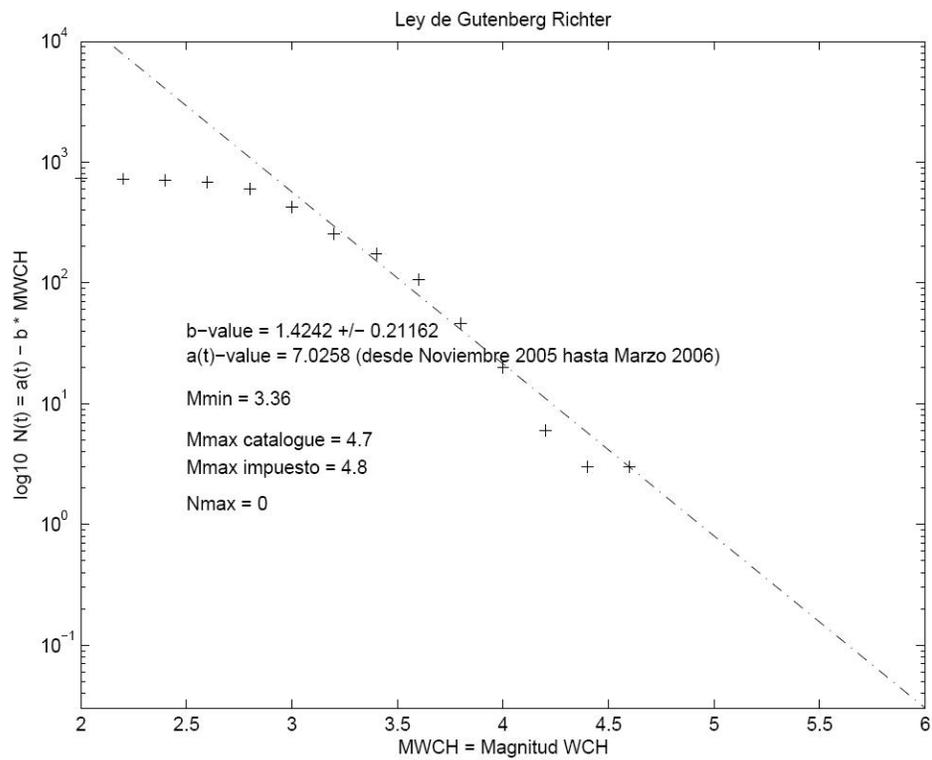
Cálculo a y b para la zona J con catálogo ISC:



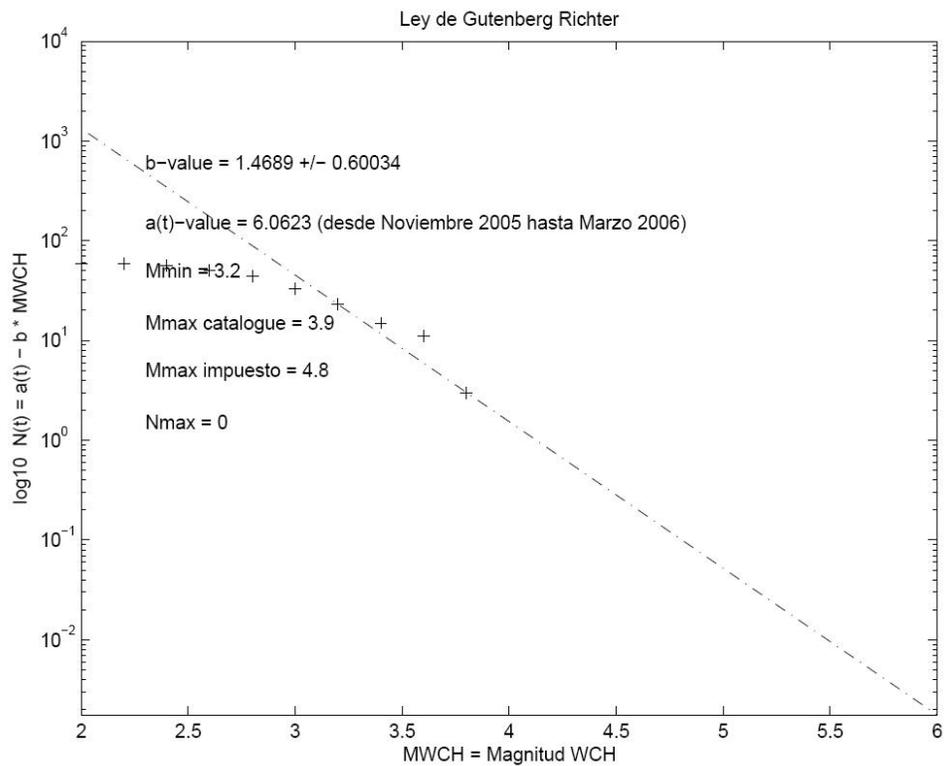
Cálculo a y b para la zona K con catálogo ISC:



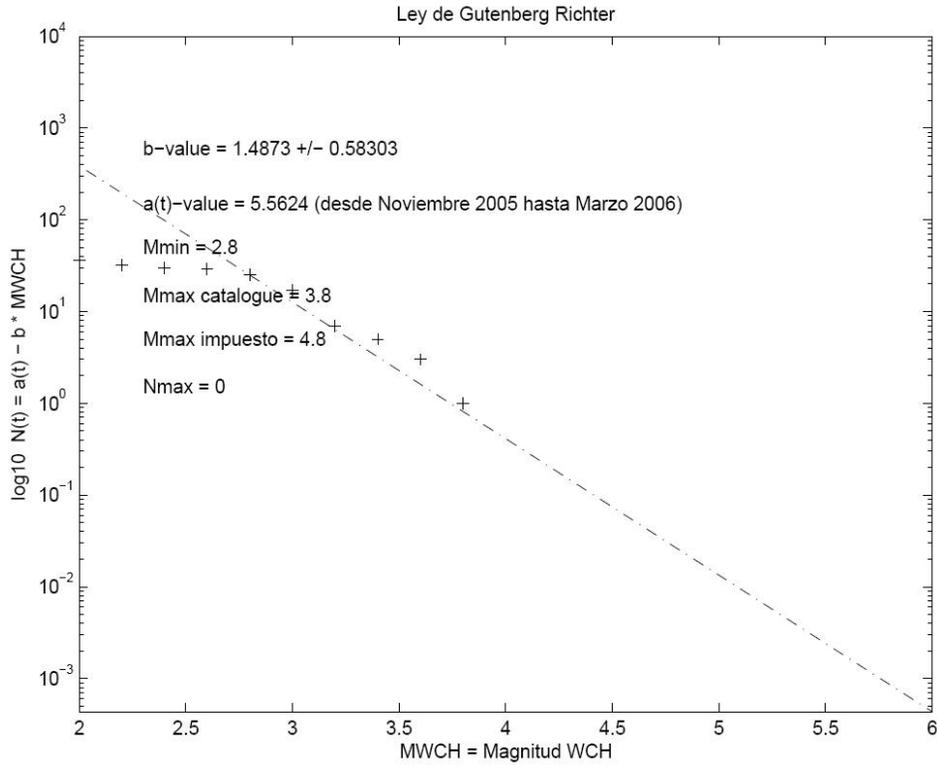
Cálculo a y b para toda la zona con catálogo Red CHASE (2005-2006):



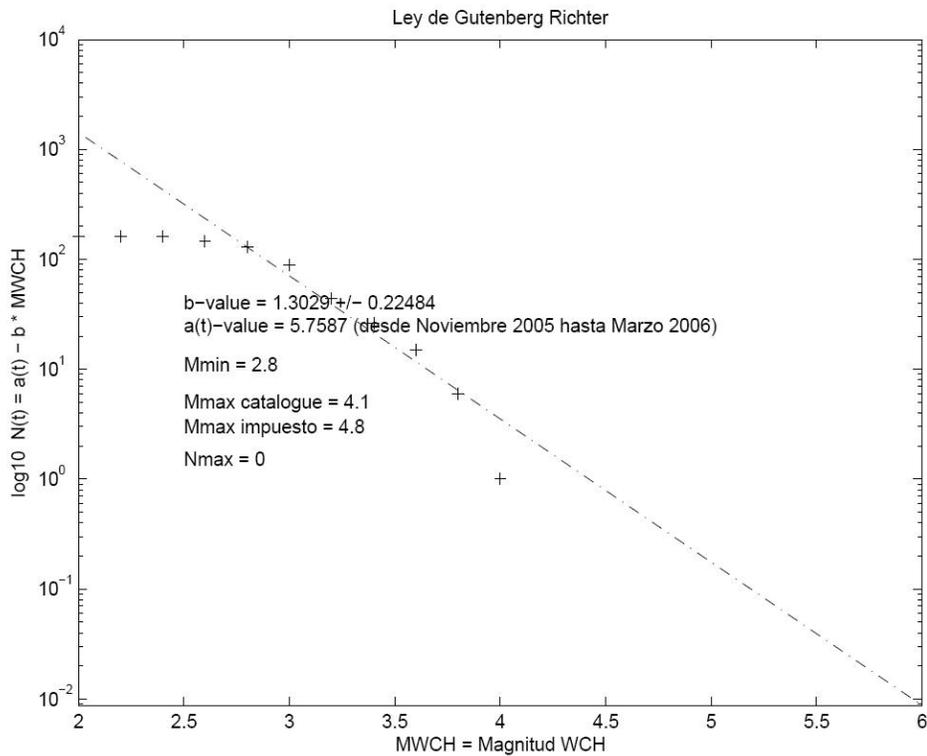
Cálculo a y b para la zona C con catálogo Red CHASE (2005-2006):



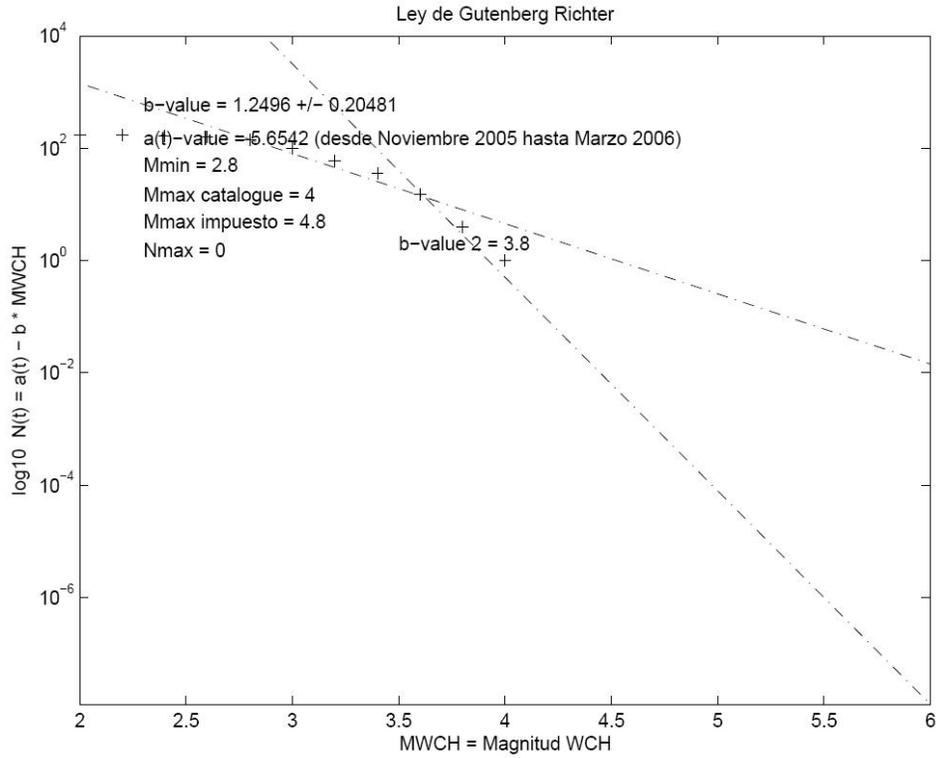
Cálculo a y b para la zona F con catálogo Red CHASE (2005-2006):



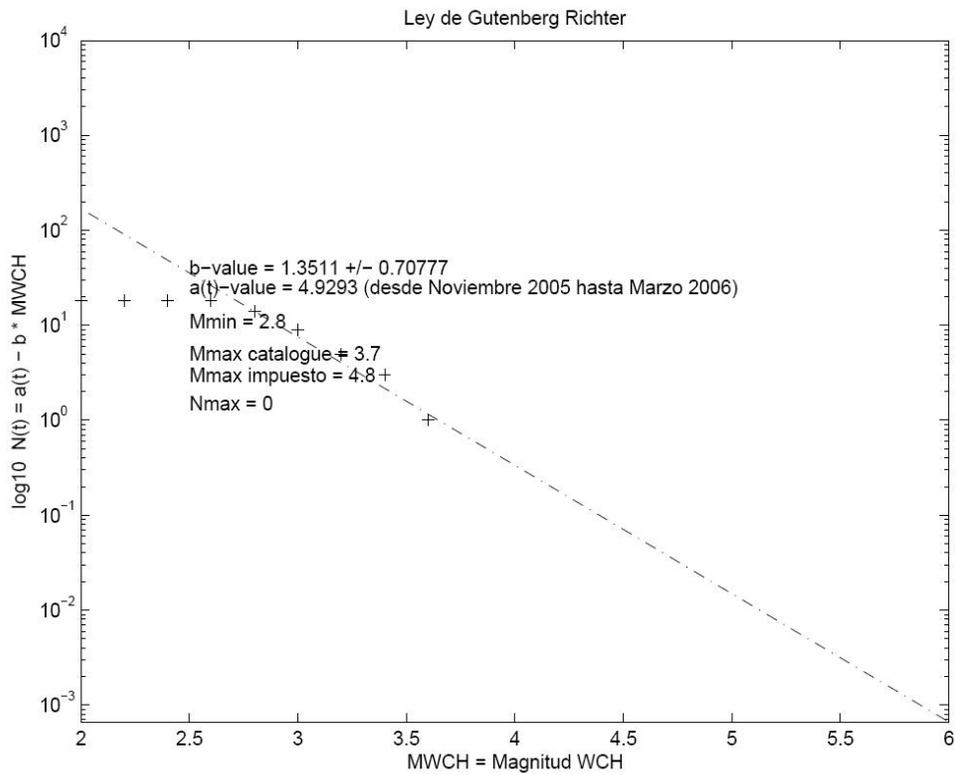
Cálculo a y b para la zona H con catálogo Red CHASE (2005-2006):



Cálculo a y b para la zona I con catálogo Red CHASE (2005-2006):



Cálculo a y b para la zona J con catálogo Red CHASE (2005-2006):

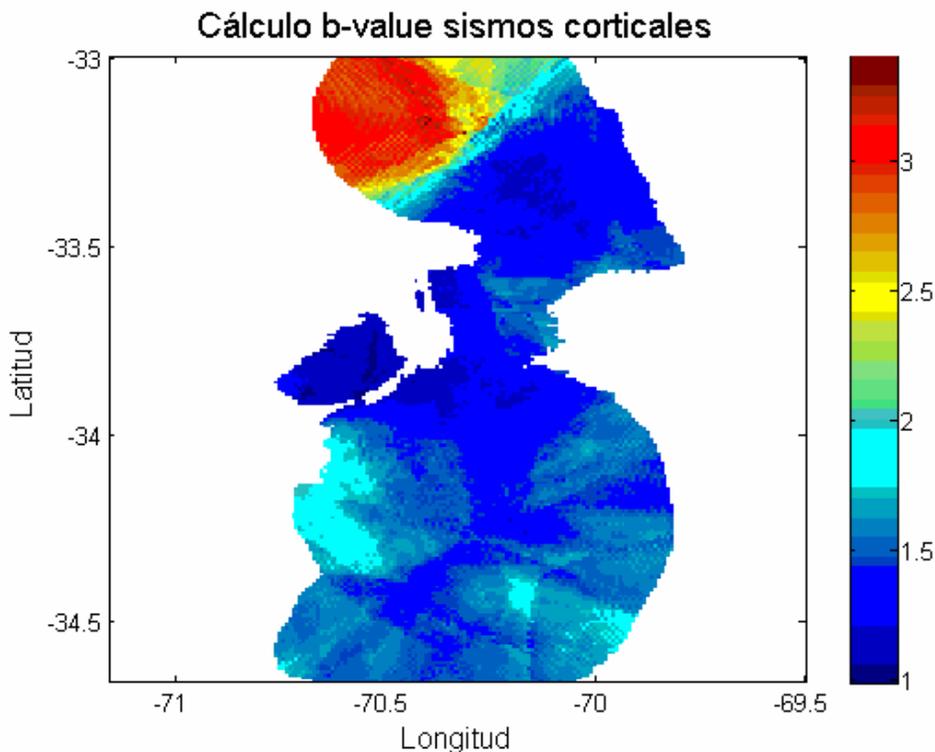


También se hizo el cálculo del b-value para los sismos corticales y de intraplaca de profundidad intermedia de manera automática y sin discriminar espacialmente por las diferentes zonas sismogénicas en la zona cortical.

El procedimiento consta en grillar la zona y para cada punto de la grilla se calcula el b-value para una subzona delimitada por un radio de influencia centrado en ese punto.

Para esto se fija un número mínimo de sismos para los cuales se puede calcular la ley de Gutenberg-Richter, en este caso se determinó que esa cantidad era de 150 sismos, y además se fija un radio máximo y un radio mínimo de influencia. Para cada punto de la grilla se fija un radio mínimo que ira aumentando en un paso dado si no se alcanza la cantidad de sismos mínima impuesta en esa sub-zona. Cuando alcanza esta cantidad se calcula el b-value con el método de máxima verosimilitud antes mencionado para el radio en el cual esta al cantidad mínima. Si se llega hasta el radio máximo y aun no se alcanza esa cantidad mínima de sismos no se asigna b-value a esa zona y se pasa al siguiente punto de la grilla. En este caso se fijó el radio mínimo como el mínimo entre la distancia entre grillas latitudinales y longitudinales, el paso entre radios de un kilómetro y el radio máximo de 25 km.

Para ambas zonas se grilló la zona en 200x200



Cálculo b-value sismos intraplaca profundidad intermedia

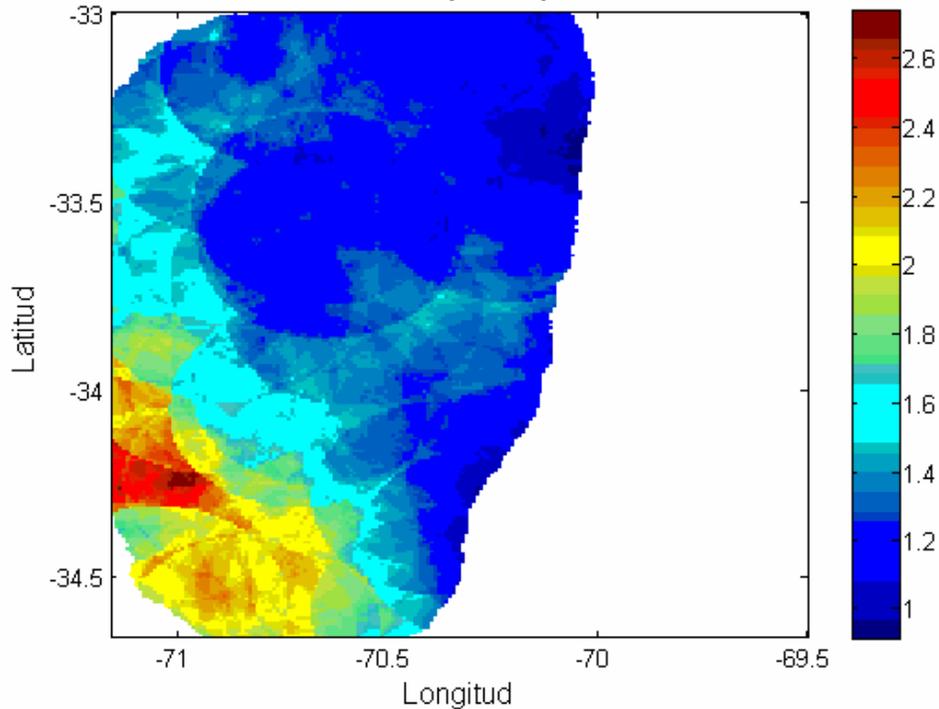


Figura 21 : Cálculo espacial b-value para sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia

En la Figura 21 donde aparece gráficamente el cálculo de los b-values espacialmente se puede ver que las zonas más rojas son aquellas con el mayor b-value calculado en la zona de estudio, y a medida que el color en la zona tiende al azul oscuro este disminuye. Las zonas en blanco son aquellas en que no se alcanzó el número mínimo de sismos en el radio máximo y no se calculó el b-value.

En el caso de los sismos corticales se puede ver que las zonas con colores más cálidos (rojo, naranja, amarillo, verde y turquesa) coinciden con las zonas donde se observan cluster sísmicos, en especial en las zonas donde se encuentra la gran minería, es decir la zona de Andina-La Disputada y la zona de El Teniente. Las zonas con colores más fríos (celeste y azul) son aquellas con presencia de fallas bien determinadas.

La mínima magnitud de corte elegida para toda la zona y válida para todos los puntos de la grilla es de $m_b=3,8$

Del cálculo espacial de la relación de Gutenberg-Richter se puede ver que la distribución en el plano de los valores a de esta relación es concordante con la encontrada en los valores b tanto en los sismos corticales como en los intraplaca de profundidad intermedia.

En el caso de los sismos corticales (Figura 22) el valor a llega a un máximo de 14 en la zona B, es decir donde se encuentra la mina de Andina-La Disputada, y un valor mínimo poco menor que 6 en el sector F, cercana a la zona oriente de Santiago y el sistema de Fallas de San Ramón.

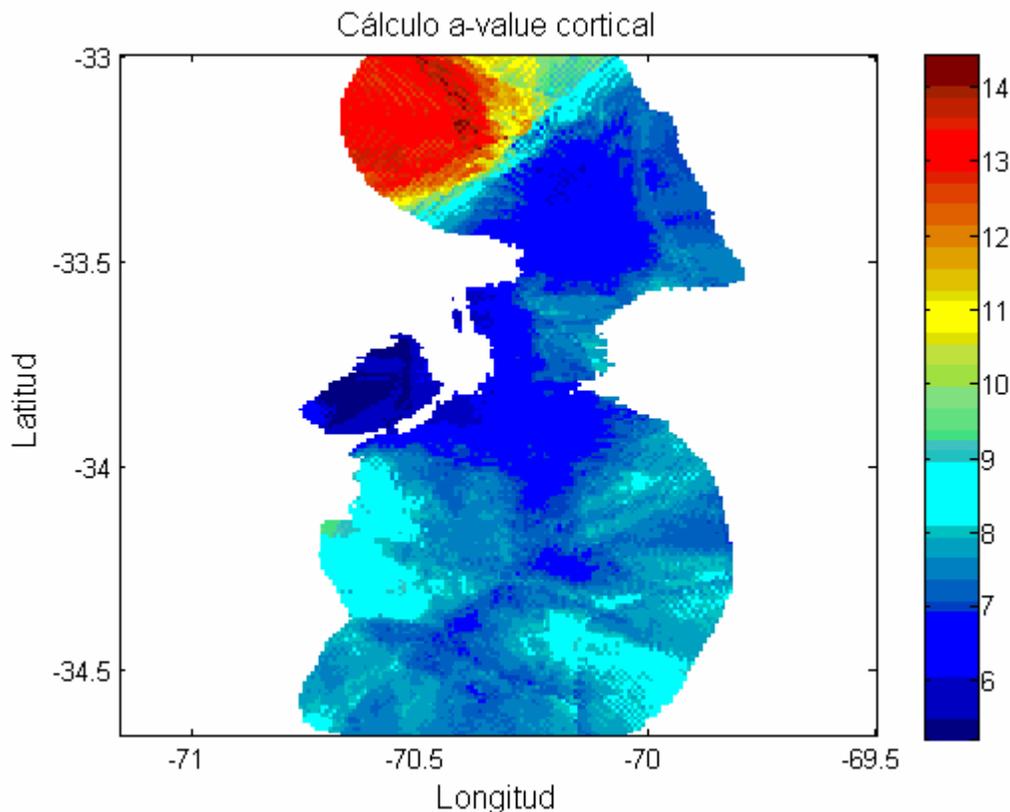


Figura 22 : Cálculo espacial a-value para fuente cortical

En el caso de los sismos intraplaca (Figura 23) de profundidad intermedia el máximo valor de a-value es un poco superior a 12 y se encuentra en la parte suroeste de la zona de estudio, y los menores valores de los a-values son un poco menores a 5 y se encuentran en el borde oriente de la zona en que fue posible calcular la relación de Gutenberg Richter, es decir cercana a las zona donde se encuentran el sistema de fallas N-W y N en el margen andino.

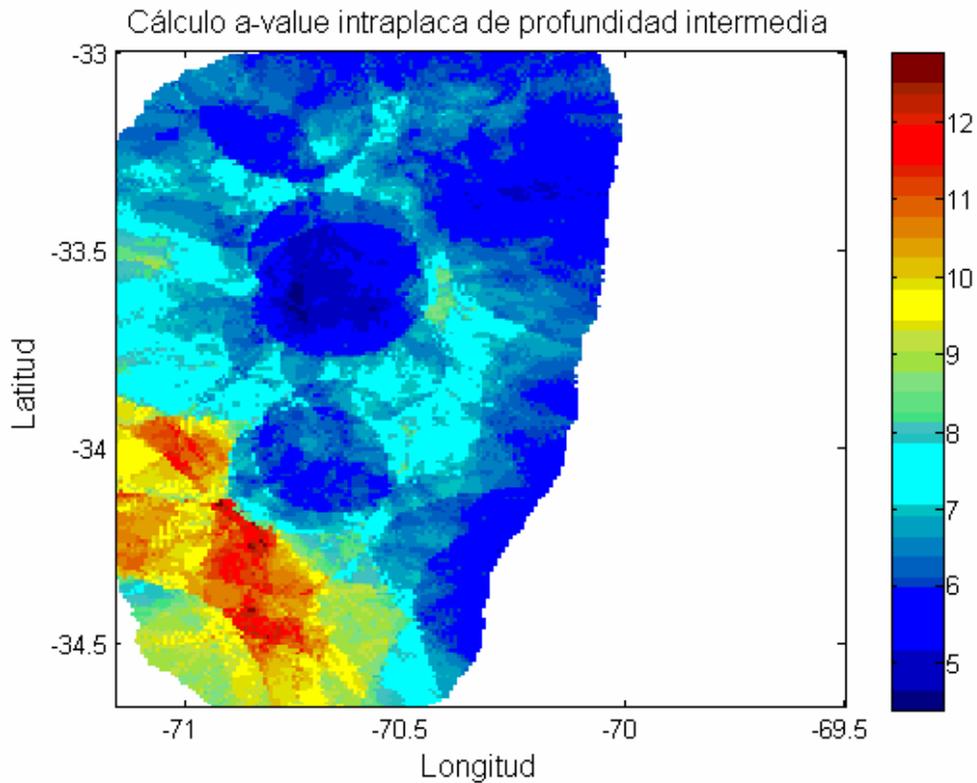
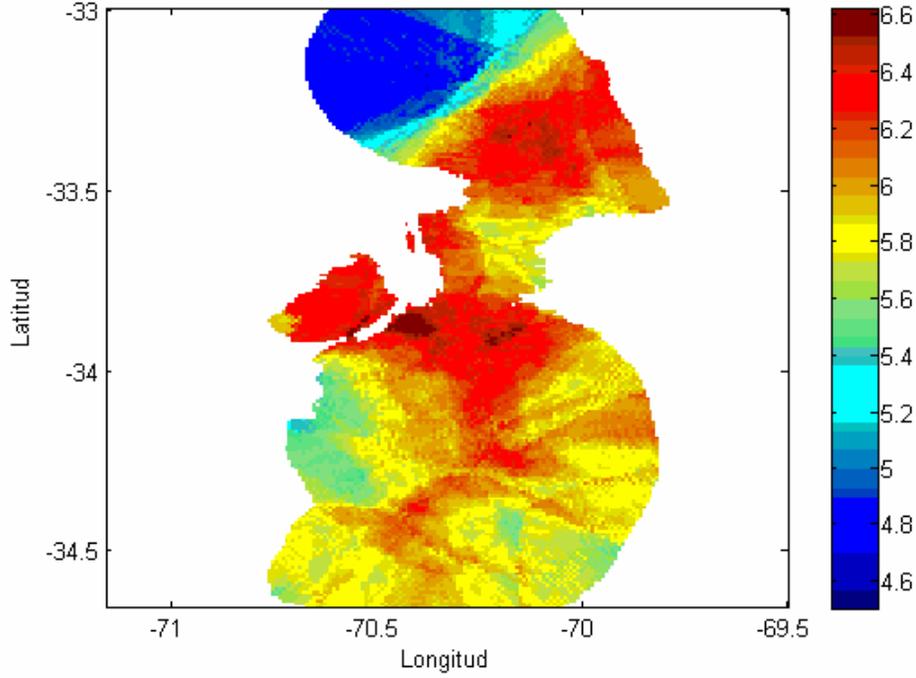


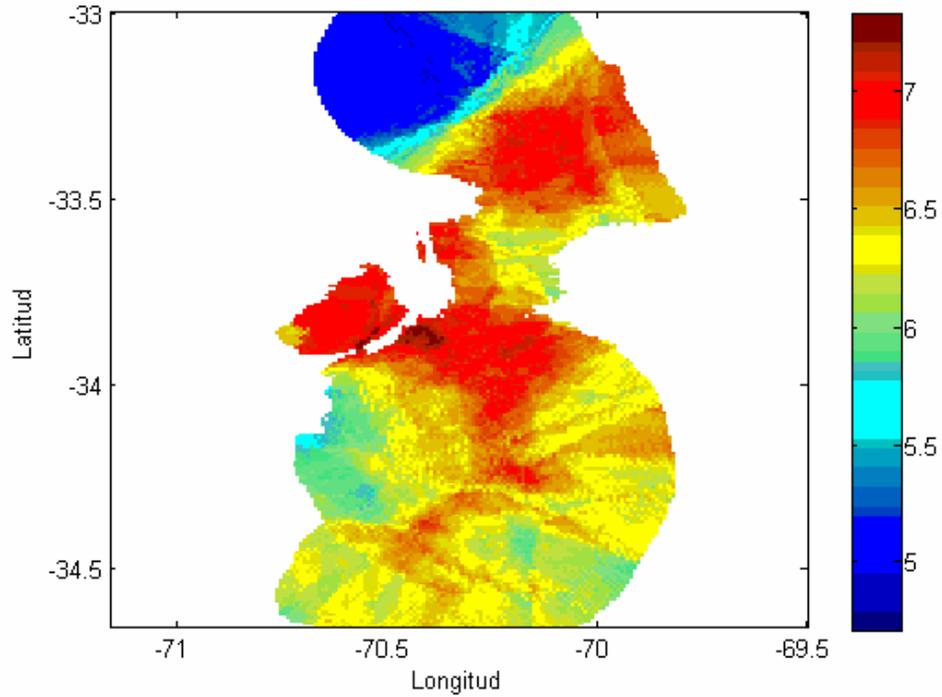
Figura 23 : Cálculo espacial a-value para fuente intraplaca de profundidad intermedia

De esta forma teniendo los parámetros de la ecuación de Gutenberg-Richter variantes en el plano, se puede calcular con un determinada probabilidad de excedencia la máxima magnitud posible en un determinado período de diseño de la estructura. En este caso, como se muestra en la Figura 24 se considerará una probabilidad del 10% de excedencia, y tiempos de diseño para $T=50$ años y $T=250$ años, para ambos ambientes sísmicos.

Mapa Probabilístico, con excedencia de 10%,
T=50 años, sismos corticales



Mapa Probabilístico, con excedencia de 10%,
T=250 años, sismos corticales



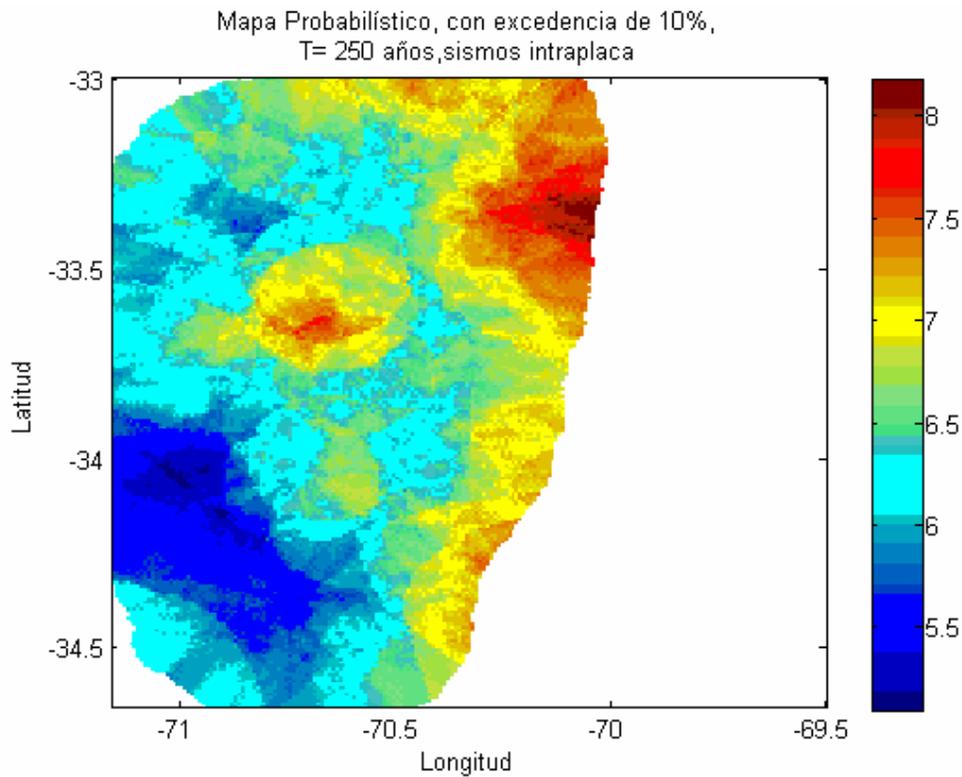
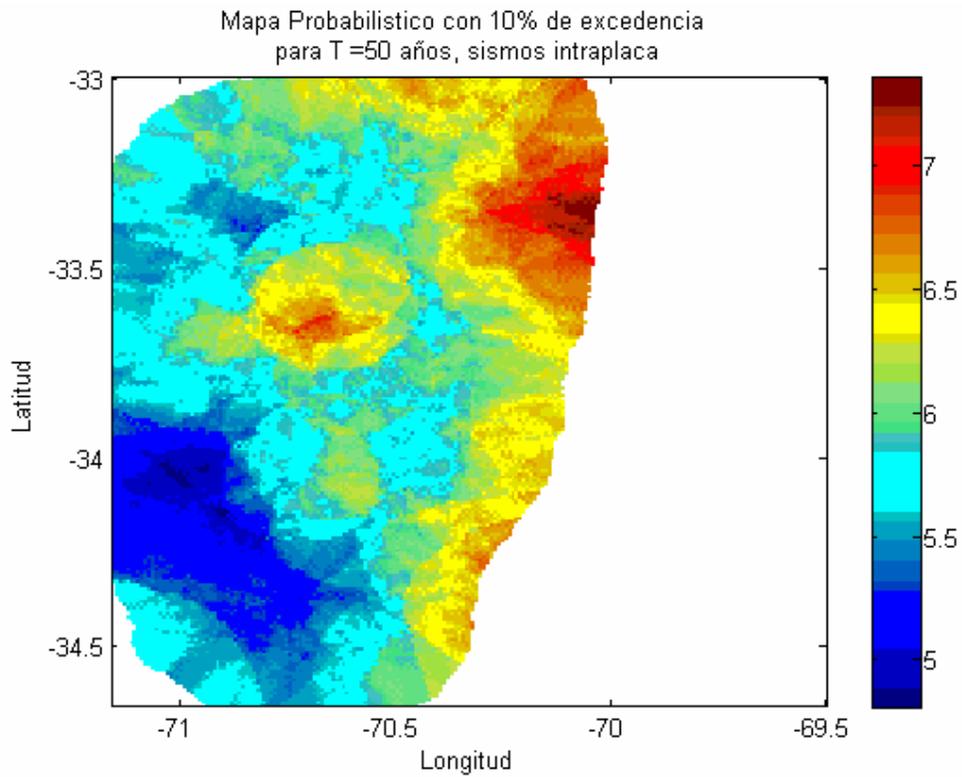


Figura 24 : Cálculo espacial Máxima magnitud mb con probabilidad del 10% de excedencia y tiempos de diseño de 50 y 250 años, para fuentes corticales e intraplaca de profundidad intermedia

8.1.4 Interpretación valor de b:

Según la propia relación de Gutenberg-Richter al aumentar al pendiente, es decir aumentar b, habría mayor cantidad de sismos de menor magnitud se ha sugerido que esto puede explicarse debido a que la zona se encuentra sometida a un nivel de bajos esfuerzos. (Barrientos et al, 2003)

Por otra parte tomando la proposición de relacionar la dimensión fractal con la frecuencia de los sismos según su magnitud se tiene que los sismos de magnitud intermedia siguen a una distribución más o menos homogénea de sismos en el espacio.

Sin embargo esto se contrapone con la realidad observada ya que se puede ver en los sismos de las redes locales graficada en el mapa geológico que la sismicidad cortical sigue claramente los lineamientos de las fallas.

8.2 Relaciones de Atenuación de Intensidad en la zona:

El modelo básico para las ecuaciones de atenuación de un parámetro del sismo, la magnitud, y la distancia es de la siguiente forma:

$$Y = b1 \cdot e^{b2 \cdot M} \cdot (R + b4)^{b3} \cdot e^{-b5 \cdot R}$$
, con “y” el parámetro que se desea estimar, M la magnitud momento, R la distancia desde el punto en que se desea estimar Y y el foco, es decir el punto donde empieza la ruptura de una falla geológica, y los coeficientes b1, b2, b3 y b4 son los que se deben encontrar. Sin embargo también se usa la forma logarítmica de ésta ecuación:

$$\log(Y) = c1 + c2 \cdot M - c3 \cdot \log(R + c4) - c5 \cdot R .$$

Los coeficientes que acompañan a R representan las dos formas de atenuación: c3 representa la atenuación geométrica, es decir como crece el área del frente de ondas con la distancia desde la fuente; c5 representa la atenuación anelástica que se debe a la absorción de la energía por el medio en que se propaga la onda sísmica, generalmente tiene un valor del orden de 0,001.

Se define intensidad como una medida de los efectos de la sacudida del suelo debido a un sismo obtenidos a partir de observaciones de daños en estructuras, cambios en la superficie de la tierra y por la sensación del temblor en las personas.

Existen diferentes escalas de intensidad, en este estudio se utilizará la Escala Mercalli Modificada (NCh3. Of.61) que tiene doce grados ascendentes de destrucción desde imperceptible hasta destrucción total.

Las relaciones de atenuación de intensidad nacieron de la necesidad de cuantificar los daños provocados por un sismo a una distancia dada de su hipocentro, para lo cual se desea crear un plano con las isosistas, es decir curvas en un mapa que muestran un igual nivel de intensidad.

En general las relaciones de atenuación de la intensidad se pueden expresar de la siguiente forma: $I(De) = I_0 + a_1 + a_2 \cdot De + a_3 \cdot \log(De)$, donde I_0 es la intensidad medida en el epicentro del sismo, De es la distancia epicentral del punto en que se desea conocer la intensidad, dada por la expresión:

$$De = \sqrt{\left[(Lat_F - Lat_L) \cdot 111,18 \right]^2 + \left[(Long_F - Long_L) \cdot 111,18 \cdot \cos(Lat_F) \right]^2}$$

con Lat_F = Latitud del lugar donde se encuentra el foco, es decir el punto de inicio de la ruptura de una falla geológica

Lat_L = Latitud de la localidad donde es sentido el sismo

$Long_F$ = Longitud del lugar donde se encuentra el foco

$Long_L$ = Longitud de la localidad donde es sentido el sismo

Esta conversión de grados de longitud y de latitud a km. deja a la zona reducida a un plano en coordenadas cartesianas.

Las constantes a_1, a_2 y a_3 son propias de la zona y dependen de variables como la geología, el tipo de suelo y el tipo de sismo.

Como en general para un sismo es difícil conocer o aproximar correctamente I_0 , se pueden ajustar por el método de los mínimos cuadrados las constantes a_1, a_2 y a_3 de la zona para llegar a la relación general:

$I(r) = a_1 \cdot M + a_2 \cdot \log(Dh) + a_3 \cdot Dh + a_4$, con Dh la distancia hipocentral. Esta distancia ésta dada por $Dh = \sqrt{(De)^2 + (H_F)^2}$, con De la distancia epicentral antes definida y H_F = profundidad focal en km.

Barrientos (1980) con los datos recopilados para 73 sismos obtuvo una relación de ese tipo, para distancias epicentrales, a nivel nacional con los coeficientes:

$$a_1 = 1,3844$$

$$a_2 = -3,7355$$

$$a_3 = -0,0006$$

$$a_4 = 3,8461$$

Sin embargo en la zona de estudio se consideran solo sismos corticales por lo que se utilizará como referente de comparación la ecuación de atenuaciones de intensidad propuesta por Astroza (2008), en base a su estudio de los efectos ocurridos en las localidades de la Región Central para el terremoto de Las Melosas. Este evento ocurrió el 4 de octubre de 1958 y es uno de los de mayor magnitud y más representativos de los sismos superficiales de la zona. El cálculo de la magnitud del sismo de Las Melosas, así como de los parámetros focales fue realizado en Piderit (1961), el que arrojó que es una secuencia de tres sismos con magnitudes de 6,9, 6,7 y 6,8, un hipocentro de coordenada 33,9°S, 70,2° W y una profundidad que va entre los 8 y 10 km.

El estudio de Astroza cita las intensidades en la escala Mercalli Modificada (MM) de la Tabla 7:

Localidad	Intensidad	Latitud	Longitud
Puente Alto	5.5	-33° 36'	-70° 34'
Las Vizcachas	5.5	-33° 36'	-70° 31'
La Obra	5.5	-33° 35'	-70° 27'
El Canelo	6	-33° 34'	-70° 26'
El Manzano	6	-33° 35'	-70° 24'
Guayacán	6.5	-33° 35'	-70° 23'
San José de Maipo	6.5	-33° 38'	-70° 22'
El Melocotón	7	-33° 42'	-70° 20'
San Alfonso	7	-33° 43'	-70° 17'
El Ingenio	7.5	-33° 46'	-70° 15'
San Gabriel	7.5	-33° 47'	-70° 15'
Los Queltehues	8	-33° 47'	-70° 13'
Las Melosas	8.5	-33° 51'	-70° 13'
El Volcán	9	-33° 49'	-70° 10'
Lo Valdés	7	-33° 51'	-70° 03'
Santiago	5	-33° 27'	-70° 38'
Valparaíso	3	-33° 02'	-71° 38'
San Felipe	3	-32° 45'	-70° 43'
La Calera	3	-32° 45'	-71° 12'
Curico	3	-34° 05'	-70° 23'
Curepto	3	-35° 05'	-72° 01''
Talca	3	-35° 25'	71 ° 35'

Tabla 7: Intensidades estimadas para sismo de las Melosas (1958) según Astroza et al (2008)

Para estos datos Astroza et al (2008) calcularon como se atenúa la intensidad en un punto al variar su distancia con el hipocentro. Ajustando los resultados, se obtuvo que la atenuación sísmica para un sismo cortical en la región como el de Las Melosas quedaba dada por la relación: $I = 13,41 - 4,78 \cdot \text{Log}(Dh) + 0,002 \cdot Dh$, con Dh la distancia hipocentral medida en km y la intensidad I en la escala MM.

Si a la ecuación de atenuación de intensidades de Barrientos (1980) se impone $M = 6,9$, la ecuación para un sismo como el de Las Melosas queda dada por :

$$I = 13,3985 - 3,7355 \cdot \text{Log}(Dh) - 0,0006 \cdot Dh .$$

De la misma forma que Barrientos encontró una relación de atenuación considerando datos de todo Chile, se cuenta con otras relaciones como la de Murphy y O'Brian (1977), que considera solo sismos superficiales de California, dada por la ecuación:

$I = 1,15 \cdot M - 3,25 \cdot \log(De) + 5,83$, con De esta vez dada por la distancia epicentral (se desprecia la profundidad focal). Si se impone a esta que $M = 6,9$ queda $I = 13,765 - 3,25 \cdot \log(Dh)$.

Lo mismo ocurre con la ecuación de Shebalin (1974) dada por:

$I = 1,5 \cdot M - 3,5 \cdot \log(Dh) + 3,0$, que a su vez para el sismo de las Melosas, $M=6,9$, queda como:

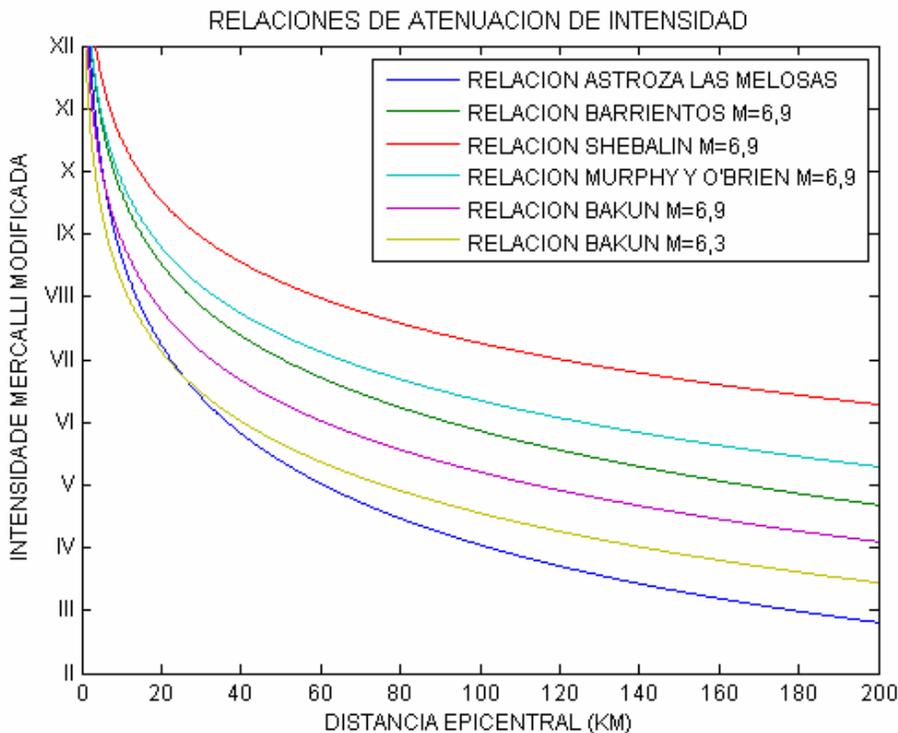
$$I = 13,35 - 3,5 \cdot \log(Dh)$$

En Bakun y Wentworth (1997) se dedujo una relación de atenuación para sismos superficiales en California: $I = 5,07 + 1,09 \cdot M - 3,69 \cdot \text{Log}(De)$, con De la distancia epicentral.

Evaluada igual que las otras para el sismo de Las Melosas queda en:

$$I = 12,591 - 3,69 \cdot \text{Log}(De)$$

Sin embargo recientemente Alvarado et al. (2008, inédito) redetermina los parámetros focales y la magnitud de este sismo, que fue calculada en $M= 6,3$. Evaluada la relación de Bakun en $M=6,3$, ésta queda $I = 11,937 - 3,69 \cdot \text{Log}(De)$. Comparando estas relaciones de atenuación se puede observar:



Se pone como límite del rango de la validez una distancia epicentral de 200 km. Todas las relaciones generales, es decir para todo M, sobreestiman el efecto del sismo de Las Melosas según los valores de intensidad estimados por Astroza, pero la más cercana es la de Bakun, evaluada en M= 6,3

Otra relación de intensidad dada para sismos corticales es la aparecida en Pasolini et al (2008), dependiente de un parámetro I_E , una distancia hipocentral D, y una profundidad h:

$$I = I_E - (0,0086 \pm 0,0005) \cdot (D - h) - (1,037 \pm 0,027) \cdot (\ln(D) - \ln(h))$$

Luego I_E depende a su vez de la magnitud momento M_w , o bien de la intensidad epicentral, I_0 .

$$I_E = -(5,862 \pm 0,301) + (2,460 \pm 0,055) \cdot M_w$$

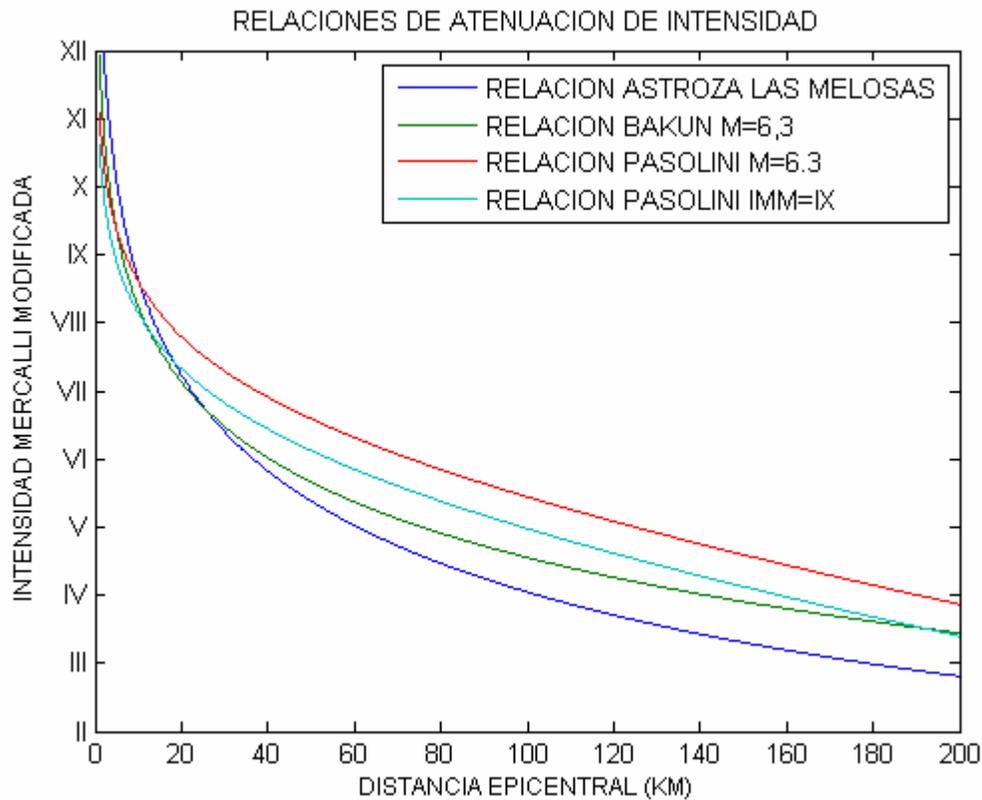
$$I_E = -(0,893 \pm 0,254) + (1,118 \pm 0,033) \cdot I_0$$

Luego en el caso de Las Melosas si el epicentro del sismo esta situado en la localidad del Volcán se tiene que $I_0=9$ y según Alvarado et al. (2008) $M_w=6,3$, se tiene que el parámetro I_E esta dada por:

$$I_E = 9,6360 \pm 0,6475, \text{ si se asume el criterio de la magnitud momento}$$

$I_E = 9.1690 \pm 0,5510$, si se asume el criterio de la intensidad epicentral

Si se asume la profundidad como de 10 km se tiene que cotejada con la relación de Astroza para Las Melosas se tiene que la de Bakun evaluada en $M=6,3$ se ajusta mejor.



También se comparó la relación de Astroza para el sismo de Las Melosas con la relación de atenuación de intensidad aparecida en Leyton et al. (2008).

Ahí se proponen una serie de relaciones de atenuación de intensidad para los diferentes ambientes sismotectónicos que se encuentran en Chile Central. Si se tiene una relación de atenuación genérica del tipo:

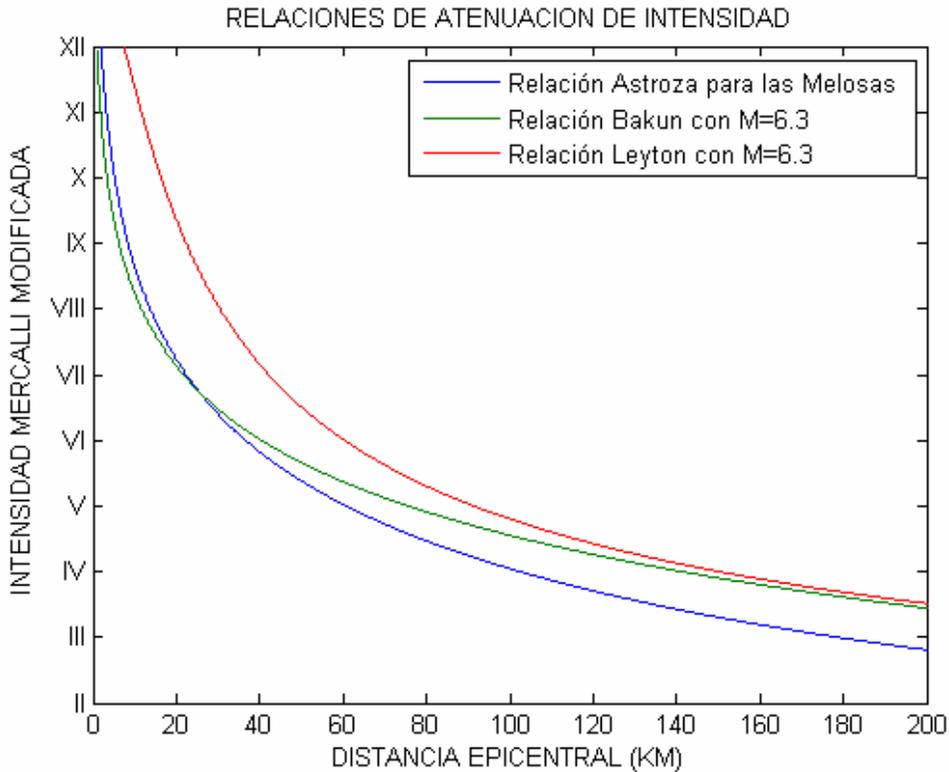
$$\ln(I) = K1 + K2 \cdot Ms + K3 \cdot \ln(\sqrt{z^2 + De^2} + K4) + K5 \cdot z$$

Con z la profundidad focal, y De la distancia epicentral, ambas en kilómetros. Las constantes $K1, K2, K3, K4$ y $K5$ dadas por:

Fuente	K1	K2	K3	K4	K5
Interplaca	2.207	0.2564	-0.4856	33.73	$1.983 \cdot 10^{-3}$
Intraplaca de profundidad intermedia	1.907	0.2798	-0.4571	8.222	$2.5 \cdot 10^{-3}$
Cortical	2.173	0.139	-0.3038	1.303	$1.342 \cdot 10^{-3}$

Tabla 8: Coeficientes ecuaciones de atenuación de intensidad para distintas fuentes sísmicas (Leyton et al, 2008)

Luego comparando las relaciones de Leyton y Bakun para sismos corticales con la de Astroza:



Se puede ver que la relación de atenuación de intensidades de Bakun evaluada en M=6,3 se acerca más a la de Astroza que la de Leyton evaluada en la misma magnitud.

En tanto para la zona de sismos intraplaca de profundidad intermedia es decir que van desde profundidades focales entre los 60 kilómetros en los -71°W a los 120 kilómetros en los -70.1°W se usará la relación de atenuación de Barrientos (1980) calculada en base a sismos para todo Chile, sin embargo existen otras relaciones como

la de Leyton et al.(2008) antes mencionada y que guarda gran relación con la de Barrientos.

8.3 Estudio de Peligro sísmico en base a catálogos de sismicidad

En esta parte se hará una estimación del Peligro Sísmico en la zona a través de métodos probabilísticos utilizando el método de Algermissen y Perkins (1976) y el método de estadísticas de valores extremos (distribuciones biparamétrica de Weibull y de Gumbel), usado en el estudio de la sismicidad por Rikitake (1976) en el caso de la distribución biparamétrica de Weibull, y por Lomnitz (1974), Knopoff y Kagan (1977) y Makropoulos y Burton (1985) en el caso de la distribución de Gumbel.

8.3.1 Distribuciones de probabilidad y parámetros estimados usados:

A continuación se hará un breve recuento de las distribuciones de probabilidad usadas y como estimar sus parámetros, para más detalles ver el Anexo III de éste trabajo o Canavos, 1988, Reiss, 2007, y Gumbel ,1958.

8.3.1.1 Distribución de Poisson:

Probabilidad de que haya ocurrido un evento antes de t:

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda \cdot t}$$

Probabilidad de que ocurra un evento en el intervalo de tiempo Δt a partir de t y que no haya ocurrido antes es de:

$$P_C(t, \Delta t) = 1 - e^{-\lambda \cdot \Delta t}$$

Esperanza o período medio de ocurrencia:

$$\mu = \frac{1}{\lambda}$$

Varianza:

$$\sigma = \frac{1}{\lambda}$$

Estimador de Máxima Verosimilitud:

$$\hat{\lambda} = \frac{n}{\sum_{i=1}^n t_i}$$

8.3.1.2 Distribución de Weibull:

Probabilidad de que haya ocurrido un evento antes de t:

$$F(t) = 1 - e^{-\frac{k}{\beta} t^\beta} \quad \text{con } \beta = m + 1$$

Esperanza o período medio de ocurrencia:

$$\mu = \left(\frac{k}{m+1}\right)^{\frac{-1}{m+1}} \cdot \Gamma\left(\frac{m+2}{m+1}\right)$$

Varianza:

$$\sigma = \left(\frac{k}{m+1}\right)^{\frac{-1}{m+1}} \cdot \sqrt{\Gamma\left(\frac{m+3}{m+1}\right) - \left(\Gamma\left(\frac{m+2}{m+1}\right)\right)^2}$$

Con la función Gamma como: $\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} x^{\alpha-1} \cdot e^{-x} dx$

Estimación por método de los mínimos cuadrados de sus parámetros:

Para encontrar los parámetros m y k basta con linealizar la ecuación que determina la probabilidad que un evento haya ocurrido antes del tiempo ti:

$$\ln\left(\ln\left(\frac{1}{Ri}\right)\right) = \ln\left(\frac{k}{m+1}\right) + (m+1) \cdot \ln(ti)$$

Luego de la ecuación de la recta considerando un error: $yi = a_0 + a_1 \cdot xi + ei$ se pueden identificar los términos:

$$yi = \ln\left(\ln\left(\frac{1}{Ri}\right)\right), \quad xi = \ln(ti), \quad a_1 = m+1, \quad a_0 = \ln\left(\frac{k}{m+1}\right)$$

Con $Ri = 1 - Fi$, y Fi estimada como $Fi = \frac{i-0.5}{n}$, una distribución acumulativa de probabilidad de un total de n sismos.

Luego esa estimación de m y k puede ser refinada mediante el método de máxima verosimilitud, donde pueden ser usadas como valores iniciales.

Estimadores recursivos de Máxima Verosimilitud de sus parámetros:

$$\hat{m} = \frac{\sum_{i=1}^n \ln(t_i) \cdot \sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}+1}}{n \cdot \left(\sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}} - \frac{1}{(\hat{m} + 1)^2} \cdot \sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}+1} \right)}$$

Que se calcula en forma numérica.

$$\hat{k} = \frac{n}{\frac{1}{\hat{m} + 1} \cdot \sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}+1}}$$

8.3.1.3 Distribución de Gumbel:

Densidad de Probabilidades: $f(t) = \exp(-\alpha e^{-\beta t})$ con $t \geq 0$

O bien de otra manera: $\Phi_n(x) = \exp[-\exp(-\alpha n \cdot (x - x_0) + \kappa)]$

El cálculo de la esperanza y la varianza queda:

$$\bar{X} = \mu = \mu n + \frac{\gamma}{\alpha n}$$

$$\sigma^2 = \frac{\pi^2}{6 \cdot \alpha n^2}$$

con $\gamma = 0,57722$, constante de Euler.

Para estimar los parámetros de esta distribución también se recurrirá al método de mínimos cuadrados linealizando la ecuación de la probabilidad que ocurra un evento antes de un tiempo t_i , de la manera como es descrito en 5.1.1

Estimador de Máxima Verosimilitud:

$$\hat{\alpha} n = \frac{-\sum_i \exp(-\hat{\alpha} n \cdot x_i)}{\sum_i (x_i - x_0) \cdot \exp(-\alpha n \cdot x_i)}, \text{ que al resolverla se puede resolver el valor del}$$

estimador $\hat{\kappa}$.

8.3.2 Metodología utilizada para la determinación probabilística del peligro sísmico:

Para la determinación probabilística del peligro sísmico se toma el método probabilístico de Cornell para aceleraciones (Cornell, 1968) y se lo adapta para intensidades.

Se considera primero la relación de atenuación de intensidades escogida del tipo:

$$I(D_h) = a_1 \cdot M + a_2 \cdot \text{Log}(D_h) + a_3 \cdot D_h + a_4$$

$$\text{Despejando la intensidad, esto queda: } M = \frac{I}{a_1} - \frac{a_2 \cdot \text{Log}(D_h)}{a_1} - \frac{a_3 \cdot D_h}{a_1} - \frac{a_4}{a_1}$$

Luego despejando al frecuencia de sismos N de la ecuación de Gutenberg-Richter: $N = 10^a \cdot 10^{-b \cdot M}$, y reemplazando M por la ecuación anterior se tiene que:

$$N = 10^a \cdot 10^{-\frac{b}{a_1} \cdot (I - a_2 \cdot \text{Log}(D_h) - a_3 \cdot D_h - a_4)} = 10^a \cdot (D_h)^{\frac{b \cdot a_2}{a_1}} \cdot 10^{-\frac{b}{a_1} \cdot (I - a_3 \cdot D_h - a_4)}$$

$$N = 10^a \cdot (D_h)^{\frac{b \cdot a_2}{a_1}} \cdot 10^{-\frac{b}{a_1} \cdot (I - a_3 \cdot D_h - a_4)}$$

Considerando ahora que la fuente sismogénica es una falla lineal según Bommer (1994) se tiene que si N es el número de sismos mayores que M por kilómetro de falla, la frecuencia de sismos en un punto debido a una longitud δL de falla esta dada por: $N_i = N \cdot \delta L$. Luego parametrizando la ubicación de un punto i en el espacio en relación a la falla con y distancia vertical del punto a la falla y θ_1, θ_2 ángulos de inclinación entre el punto y los extremos de la falla (Figura 22).

Como D_h varía según a posición del punto respecto a la falla se tiene que:

$$D_h = y \cdot \sec(\theta)$$

Y el diferencial δL está dado por: $\delta L = y \cdot \sec^2(\theta) \cdot \delta\theta$

Luego se tiene que $N_i = \int_{\theta_1}^{\theta_2} N \cdot y \cdot \sec^2(\theta) \cdot \delta\theta$, reemplazando:

$$N_i = y^{\frac{b \cdot a_2}{a_1} + 1} \cdot 10^{-\frac{b}{a_1} \cdot (I - a_4)} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \sec(\theta)^{\frac{b \cdot a_2}{a_1} + 2} \cdot 10^{-\frac{b}{a_1} \cdot (a_3 \cdot y \cdot \sec(\theta))} \cdot \delta\theta$$

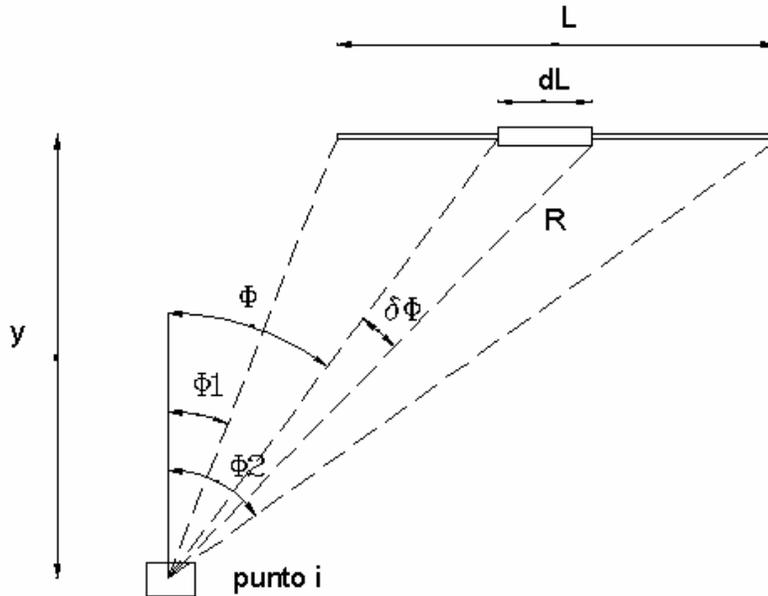


Figura 25 : Modelación Lineal de la falla respecto a un punto

Si no existe en la región de estudio una falla predominante con la cual relacionar la actividad sísmica, se puede considerar la fuente sísmica como un área en la cual hay solamente un régimen tectónico. Si en cualquier punto de esa área los sismos tienen la misma probabilidad de ocurrir, se tiene que la frecuencia de los sismos en toda el área está dada por:

$$N_i = \int_A N_A dA$$

Con N_A la frecuencia de los sismos con magnitud igual o mayor a M en un área δA , dada por:

$$N_A = 10^a \cdot (D_{hA})^{\frac{b \cdot a_2}{a_1}} \cdot 10^{\frac{b}{a_1} \cdot (1 - a_3 \cdot D_{hA} - a_4)}$$

con D_{hA} , la distancia hipocentral desde el centro de esa área A hasta el punto donde se desea calcular N_A . La resolución de la integral depende de la geometría del área.

Luego para todos estos casos la probabilidad de que ocurra un sismo con intensidad mayor o igual a I en un plazo de T años en un punto dado, ésta dada siguiendo la distribución de Poisson por:

$$q = 1 - e^{-T \cdot N_i}$$

8.3.3 Programa en Matlab para el cálculo probabilístico del Peligro Sísmico

Para el cálculo del peligro sísmico se utilizará la base de datos telesísmica antes citada es decir un catálogo de la zona sacado del NEIC que va entre los años 1973 y 2008.

Con esta base de datos se calcula un mapa de peligro sísmico basado en las intensidades estimadas por el método determinístico de máxima falla y ecuaciones de escalamiento, y a los métodos probabilísticos de Algermissen y Perkins (1976) y de estadísticas de valores extremos.

El método de Algermissen y Perkins (1976) se basa en la suposición de que los sismos siguen una distribución de Poisson. Los métodos de estadísticas de valores extremos consideran distribuciones de Weibull y Gumbel. Luego, para este catalogo se deben estimar según los métodos de mínimos cuadrados o máxima verosimilitud, los parámetros para toda la zona de las distribuciones de Poisson, Weibull, y Gumbel antes citadas. El detalle de la determinación de estos parámetros se encuentra en el Apéndice III.

De acuerdo a lo planteado anteriormente en 8.2 la ley de atenuación de intensidades utilizada para la zona será en este caso la de Bakun y Wentworth (1997).

1. Método de Máxima Falla:

De acuerdo a lo determinado en el capítulo 7 se determinan las fallas máximas encontradas en la zona. La fuente sísmica y en este caso, las fallas máximas serán modelas como fallas lineales y para ello se ingresa su punto de inicio y de término de cada una, así como la máxima magnitud asociada a estas fallas encontradas con las ecuaciones de escalamiento. Luego con la ecuación de atenuación de intensidades elegida se calcula para cada punto en la cual ha sido grillada la zona la intensidad asociada a esta falla máxima.

2. Método de Algermissen y Perkins (1976):

Primero se calculan los parámetros a y b de la ley de Gutenberg-Richter, para ver el rango lineal, por el método de máxima verosimilitud, anteriormente citado, para toda la zona.

Luego se grilla la zona de estudio longitudinal y latitudinalmente y se elige la cantidad y el tipo de fuente sísmica:

1. fuente puntual (se modela la fuente como un punto).
2. fuente lineal (se modela la fuente sísmica como una falla o línea recta).
3. fuente areal (se modela la fuente como un área).

Seguidamente se tienen que tomar las magnitudes comprendidas en el rango lineal de la relación de Gutenberg-Richter. Para cada magnitud con las ecuaciones de escalamiento en el capítulo 7.1 y dadas la longitud y latitud del punto inicial de la falla y su rumbo, se calcula la longitud de ésta y la posición de su punto de término. Si la fuente es modelada puntualmente se sitúa ésta en la posición correspondiente a la mitad de la longitud de la falla. Si la falla es modelada como una línea entonces se debe especificar en cuantos puntos está discretizada esa línea y como el sismo de una determinada magnitud puede ocurrir de manera equiprobable en cualquiera de estos puntos donde está discretizada la falla; se toma a cada uno de estos puntos como una fuente puntual en si misma. Hecho ésto y elegida la Ley de Atenuación de Intensidades, se calcula la distancia hipocentral entre la fuente sísmica y cada punto de la grilla (se especifica antes la profundidad focal de cada fuente sísmica) y se calcula la intensidad en cada punto de la grilla. Si la fuente es puntual la intensidad se calcula entre ese punto y cada punto de la grilla, si es lineal se calcula entre cada punto en que esta discretizada la fuente sísmica lineal y cada punto de la grilla. Si la fuente esta discretizada en un número de puntos se elige para cada punto de la grilla la mayor intensidad debido a cada una de estas fuentes puntuales.

Luego se calcula una distribución acumulativa de intensidades para cada punto de la grilla, la cual es:

$$F(I_0) = \text{Probabilidad}(I \leq I_0 / M_{\min} < M < M_{\max}) = \frac{N^{\circ} \text{ veces en que } I \leq I_0}{N^{\circ} \text{ total de veces para las cuales se calcula } I}$$

Vale decir si el rango de magnitudes para las cuales se calcula la intensidad en cada punto de la grilla va desde una magnitud mínima a una máxima, y dado un paso entre magnitudes, se calcula para una cantidad de magnitudes con sus respectivas intensidades asociadas. Para una determinada intensidad I_0 la distribución $F(I_0)$ en un punto es la cantidad de veces que la intensidad I asociada a esa magnitud en la fuente y en ese punto de la grilla es menor a I_0 , dividido por la cantidad de magnitudes. Luego para esa intensidad I_0 se calcula una distribución acumulativa de intensidades siguiendo la distribución de Poisson y calculando con ella la probabilidad de ocurrencia

de un sismo que produzca una intensidad igual o superior a I_0 en un punto de la grilla durante un intervalo de tiempo T , de la manera:

$$P_{poisson} = 1 - \exp(-\Phi \cdot T \cdot (1 - FI(I_0))) \quad (\text{según distribución de Poisson})$$

El parámetro de la distribución de Poisson es calculada según el método de máxima verosimilitud.

Finalmente el peligro sísmico asociado a una fuente sísmica en un punto de la grilla estará dado por la intensidad I_0 para la cual la probabilidad de excedencia de que al menos un sismo provoque una intensidad igual o superior a I_0 sea de 10%, por tanto se deberá hacer el procedimiento anteriormente descrito para todo el rango de intensidades I_0 .

En el caso de que la fuente sea una área, debido a restricciones en la ecuaciones de escalamiento, se supondrá que los puntos en los cuales se ha discretizado el área se mantienen fijos al variar las magnitudes en todo su rango. Salvo ésto el procedimiento es análogo a cuando la falla se modela en su forma lineal.

3. Método de estadísticas de valores extremos.

Este método se basa en la teoría expuesta sobre estadísticas de valores extremos en el Apéndice III.

Para esto se supone que los eventos sísmicos del catálogo con magnitudes mayores a una magnitud mínima siguen las distribuciones según Weibull y Gumbel. Para esto se estiman los parámetros de éstas, según el caso de la distribución biparamétrica de Weibull por el método de mínimos cuadrados y luego refinada por el método de máxima verosimilitud, y en el caso de la distribución de Gumbel solo por el método de mínimos cuadrados.

Luego para un determinado tiempo de diseño T y para una probabilidad de excedencia de p , se tiene que la máxima magnitud esperada que es excedida con una probabilidad p en un intervalo de tiempo T para la distribución de Gumbel está dada por:

$$y = \frac{\ln(\alpha)}{\beta} - \frac{\ln(-\ln(1-p))}{\beta} + \frac{\ln(T)}{\beta}$$

(para distribución de Gumbel Tipo I según Lomnitz, 1974 y Makropoulos y Burton , 1985)

Para la distribución biparamétrica de Weibull no se cuenta con una fórmula que entre esta magnitud máxima esperada, sin embargo para la distribución de Weibull de tres parámetros también conocida como la distribución de Gumbel tipo III dada por

$$G^{III}(x) = \exp\left(-\frac{(w-x)^k}{(w-u)^k}\right), \text{ con } k>0, x \leq w \text{ y } u < w$$

Se tiene que la máxima magnitud esperada y , con una probabilidad de excedencia p , en un tiempo de T años está dada por:

$$y = w - (w - u) \cdot \left(-\frac{\ln(1-p)}{T}\right)^{\frac{1}{k}}$$

(para la distribución de Gumbel tipo III según Makropoulos y Burton ,1985)

Sin embargo para este trabajo no se usara Gumbel III por lo cual la distribución biparamétrica de Weibull se utilizará solamente para ver períodos de retorno.

Seguidamente se fija la fuente sísmica, que en este caso debe ser una fuente areal y con las máximas magnitudes para cada distribución de probabilidad se estiman las intensidades para la zona siguiendo la ley de atenuación de intensidades antes fijada.

8.3.4 Resultados de los parámetros y períodos de retorno usando las distintas distribuciones

Para estimar los parámetros de las distintas distribuciones de probabilidades y sus periodos de retorno se utilizó el catalogo NEIC desde el año 1973 hasta el 2008, el cual dividió en dos dependiendo de la profundidad focal de los sismos. Los sismos con profundidad focal desde la superficie hasta los 35 kilómetros, corresponde a los sismos corticales; desde los 35 a los 195 kilómetros corresponde a los sismos intraplaca de profundidad intermedia.

A este catalogo se procedió a quitar las réplicas de los eventos principales, bajo el criterio que éstas serían los sismos que suceden al evento central en un una venta de tiempo de hasta 20 días y con epicentros situados en una ventana espacial de hasta 20 kilómetros de distancia.

Para la distribución de Poisson usada en el método de Algermissen y Perkins (1976) se utilizó como magnitud mínima de corte en el catálogo, $m_b=4,5$.. Además en el método de Algermissen y Perkins el rango de magnitudes para las cuales se calculó la

distribución acumulativa de intensidades para cada punto de la grilla va de $m_b=3,5$ a $m_b=6,5$ en el caso de la fuente cortical y de $m_b=4,5$ a $m_b=7,5$ en el caso de la fuente intraplaca de profundidad intermedia

Debido a que los resultados de los parámetros de alfa y beta arrojan resultados del sismo estimado con probabilidad de excedencia del 10% en un plazo de 50 fuera del rango lógico, no se utilizara esa estimación.

8.3.4.1 Sismos corticales

En un catálogo de sismos para diferentes magnitudes mínimas de corte pueden generarse diferentes subcatálogos de sismos con magnitudes mayores o iguales a esas magnitudes mínimas de corte. Se genera después una serie de tiempos intereventos que es lo que será analizado estadísticamente.

De esta forma se obtendrán los diferentes parámetros de las distribuciones de probabilidad, los coeficientes de correlación para los parámetros estimados con el método de los mínimos cuadrados y los períodos de retorno para cada una de estas secuencias. Estos períodos de retorno son en realidad las esperanzas para las distintas distribuciones de estos tiempos intereventos, vale decir el tiempo esperado de retorno para sismos con magnitud mayor o igual a la magnitud mínima de corte que define la secuencia.

Para el catálogo de sismos corticales se tiene:

Período Retorno [años] para cada distribución según secuencias determinadas por magnitudes mínimas de corte [m_b] para sismos corticales				
Magnitudes m_b	Poisson MMV	Weibull MMC	Weibull MMV	Gumbel MMC
4.0	0.09	0.08	0.08	0.09
4.1	0.18	0.20	0.18	0.18
4.2	0.24	0.28	0.25	0.25
4.3	0.36	0.48	0.37	0.36
4.4	0.43	0.57	0.45	0.45
4.5	0.71	0.96	0.72	0.74
4.6	0.90	1.08	0.90	0.93
4.7	1.07	1.10	1.06	1.10
4.8	1.57	1.66	1.57	1.65
4.9	1.73	1.80	1.73	1.84
5.0	2.59	2.89	2.60	2.80
5.1	3.70	4.77	3.65	3.98
5.2	4.68	4.88	4.70	5.14

Tablas 9 y 10: Periodos de retorno en años y parámetros para cada distribución para sismos corticales

Parámetros para cada distribución según magnitudes [mb] para sismos corticales												
Magnitudes mb	Poisson MMV		Weibull MMC			Weibull MMV			Gumbel MMC			
	λ	σ	m	k	σ	m	k	σ	α	β	σ	
4.0	11.11	0.25	-0.5012	2.55	0.17	-0.5162	2.36	0.19	0.78	3.63	0.35	
4.1	5.54	0.35	-0.5077	1.56	0.45	-0.4932	1.68	0.40	0.98	3.03	0.42	
4.2	4.16	0.42	-0.5093	1.30	0.65	-0.4827	1.46	0.54	1.05	2.57	0.50	
4.3	2.81	0.55	-0.4943	1.03	1.05	-0.4342	1.30	0.71	1.17	2.02	0.64	
4.4	2.31	0.60	-0.4526	1.00	1.13	-0.3818	1.27	0.76	1.28	1.85	0.69	
4.5	1.40	0.80	-0.3429	0.82	1.51	-0.1916	1.16	0.90	1.55	1.38	0.93	
4.6	1.11	0.86	-0.1583	0.85	1.29	0.0172	1.12	0.89	1.86	1.28	1.00	
4.7	0.94	0.89	0.1431	0.97	0.96	0.2127	1.04	0.88	2.18	1.23	1.04	
4.8	0.64	1.45	-0.0604	0.60	1.77	0.0278	0.64	1.52	1.85	0.72	1.78	
4.9	0.58	1.81	-0.1363	0.55	2.09	-0.0881	0.58	1.90	1.57	0.56	2.29	
5.0	0.39	2.51	-0.1957	0.38	3.62	-0.0844	0.40	2.84	1.66	0.39	3.32	
5.1	0.27	2.54	-0.1161	0.23	5.41	0.3599	0.21	2.72	2.38	0.36	3.54	
5.2	0.21	2.78	0.6205	0.10	3.09	1.0865	0.06	2.36	2.44	0.29	4.49	

Errores cuadráticos para cada distribución según magnitudes [mb] para sismos corticales		
Magnitudes mb	Weibull MMC	Gumbel MMC
4.0	0.9946	0.5696
4.1	0.9958	0.7805
4.2	0.9965	0.8238
4.3	0.9920	0.8725
4.4	0.9890	0.9091
4.5	0.9644	0.9436
4.6	0.9531	0.9681
4.7	0.9647	0.9829
4.8	0.9625	0.9810
4.9	0.9595	0.9589
5.0	0.9484	0.9711
5.1	0.9272	0.9855
5.2	0.9883	0.9736

Tabla 11: Errores cuadráticos para estimaciones de parámetros de distribuciones de Gumbel I, y biparamétrica de Weibull en sismos corticales

8.3.4.2 Sismos intraplaca de profundidad intermedia

Para los sismos intraplaca de profundidad intermedia siguiendo el mismo análisis anterior hecho para los sismos corticales se tiene:

Período Retorno [años] para cada distribución según secuencias determinadas por magnitudes mínimas de corte [mb] para sismos intraplaca de profundidad intermedia				
Magnitudes mb	Poisson MMV	Weibull MMC	Weibull MMV	Gumbel MMC
4.0	0.11	0.08	0.10	0.11
4.1	0.18	0.15	0.17	0.18
4.2	0.23	0.20	0.23	0.24
4.3	0.31	0.29	0.31	0.32
4.4	0.41	0.39	0.41	0.42
4.5	0.57	0.59	0.57	0.59
4.6	0.75	0.73	0.75	0.77
4.7	0.91	0.87	0.91	0.93
4.8	1.19	1.18	1.20	1.23
4.9	1.41	1.39	1.41	1.46
5.0	1.82	1.84	1.82	1.91
5.1	2.22	2.03	2.20	2.42
5.2	2.39	2.14	2.35	2.65

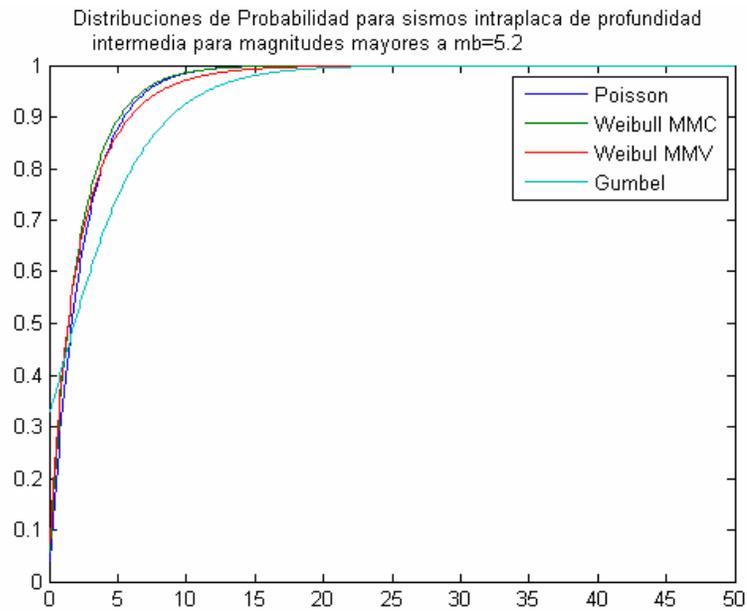
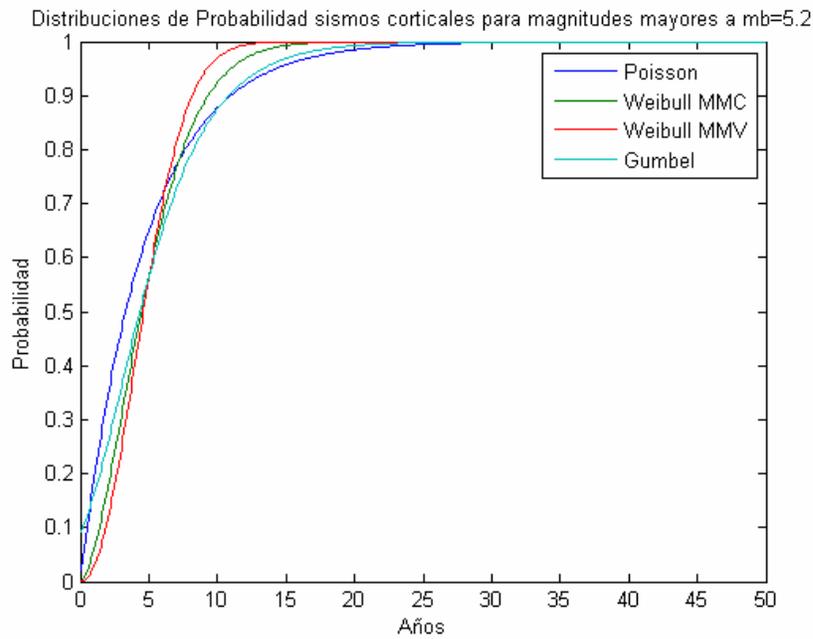
Tablas 12 y 13 : Periodos de retorno en años y parámetros para cada distribución para sismos intraplaca de profundidad intermedia

Parámetros para cada distribución según magnitudes [mb] para sismos intraplaca de profundidad intermedia												
Magnitudes mb	Poisson MMV		Weibull MMC			Weibull MMV			Gumbel MMC			
	λ	σ	m	k	σ	m	k	σ	α	β	σ	
4.0	9.14	0.26	-0.2147	6.12	0.11	-0.3347	3.68	0.16	0.84	3.57	0.36	
4.1	5.64	0.33	-0.1588	4.43	0.18	-0.2586	3.14	0.24	0.96	2.98	0.43	
4.2	4.33	0.37	-0.0211	4.75	0.21	-0.1671	3.11	0.27	1.07	2.75	0.47	
4.3	3.19	0.43	-0.0204	3.33	0.30	-0.1161	2.62	0.35	1.24	2.49	0.52	
4.4	2.41	0.51	-0.0214	2.47	0.40	-0.092	2.11	0.46	1.40	2.16	0.59	
4.5	1.74	0.58	0.0493	1.80	0.56	0.0575	1.86	0.54	1.78	1.96	0.65	
4.6	1.34	0.73	0.1489	1.55	0.64	0.0948	1.45	0.69	1.83	1.54	0.83	
4.7	1.10	0.83	0.2463	1.35	0.70	0.1484	1.21	0.79	1.98	1.35	0.95	
4.8	0.84	1.01	0.2546	0.94	0.94	0.2166	0.90	0.99	2.13	1.08	1.19	
4.9	0.71	1.16	0.2997	0.76	1.08	0.2634	0.74	1.13	2.18	0.93	1.38	
5.0	0.55	1.55	0.1148	0.54	1.65	0.1513	0.54	1.59	2.04	0.67	1.90	
5.1	0.45	2.89	-0.0184	0.49	2.07	-0.1167	0.47	2.49	1.23	0.33	3.95	
5.2	0.42	3.39	-0.0804	0.47	2.33	-0.1772	0.44	2.87	1.14	0.27	4.78	

Errores cuadráticos para cada distribución según magnitudes [mb] para sismos intraplaca de profundidad intermedia		
Magnitudes mb	Weibull MMC	Gumbel MMC
4.0	0.9945	0.5789
4.1	0.9965	0.6887
4.2	0.9899	0.7498
4.3	0.9928	0.8320
4.4	0.9941	0.8971
4.5	0.9824	0.9554
4.6	0.9850	0.9600
4.7	0.9573	0.9757
4.8	0.9322	0.9780
4.9	0.9621	0.9789
5.0	0.9530	0.9772
5.1	0.9461	0.8707
5.2	0.9277	0.8369

Tabla 14: Errores cuadráticos para estimaciones de parámetros de distribuciones de Gumbel I, y biparamétrica de Weibull en sismos intraplaca de profundidad intermedia

A continuación se presentan un gráfico con las distribuciones de probabilidad considerando sus parámetros calculados para series de sismos mayores a una magnitud $mb=5,2$ para sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia respectivamente



8.3.5 Mapas de intensidades máximas según método de Algermissen y Perkins (1976) sin considerar anomalías

Para calcular las isosistas, es decir las curvas que unen puntos en el mapa con una misma intensidad asociada a ellos, se consideró un periodo de diseño de $T=50$ años y una probabilidad $p = 10\%$ de ser superada dicha intensidad en ese punto. El periodo de muestreo va desde 1973 hasta 2008. Luego como se tiene que

$\phi = \frac{\lambda}{T_{muestreo}}$, entonces para la fuente cortical $\phi = 0,2231$, y para la fuente intraplaca de profundidad intermedia $\phi = 0,2377$. Para hacer estos mapas se discretizo las fuentes areales correspondientes a los dos ambientes sísmicos (antes mencionadas en el capítulo 4.2) grillándola a su vez en ambos casos en 10 puntos longitudinalmente y 30 puntos latitudinalmente, es decir en 300 puntos. Esto se puede observar en las Figuras 26, 27 y 28

Mapa Intensidades fuentes corticales

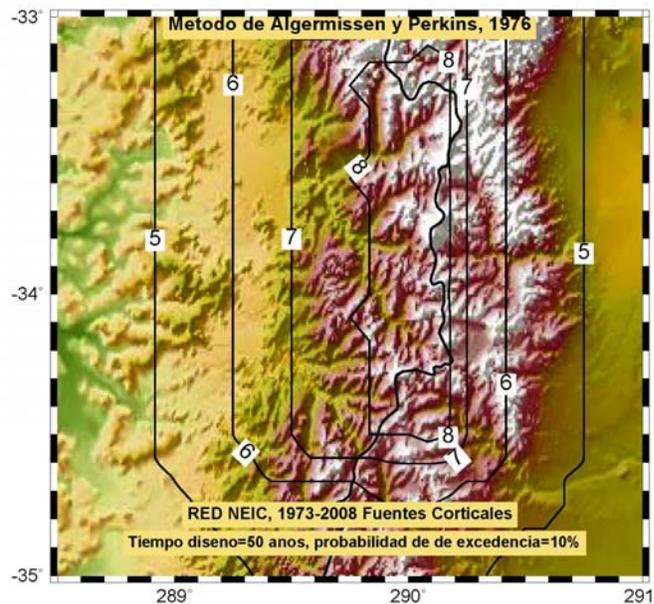


Figura 26 : Mapa de intensidades para fuente cortical según método de Algermissen y Perkins (1976)

Mapa Intensidades intraplaca prof intermedia

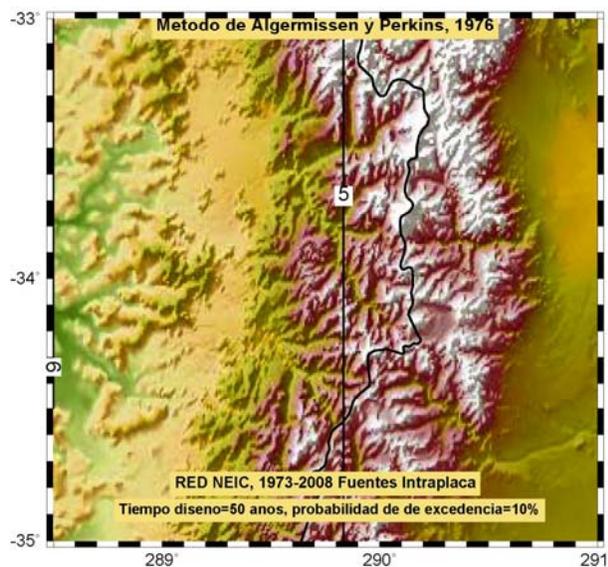


Figura 27 : Mapa de intensidades para fuente intraplaca de profundidad intermedia para método de Algermissen y Perkins (1976)

Mapa Intensidades

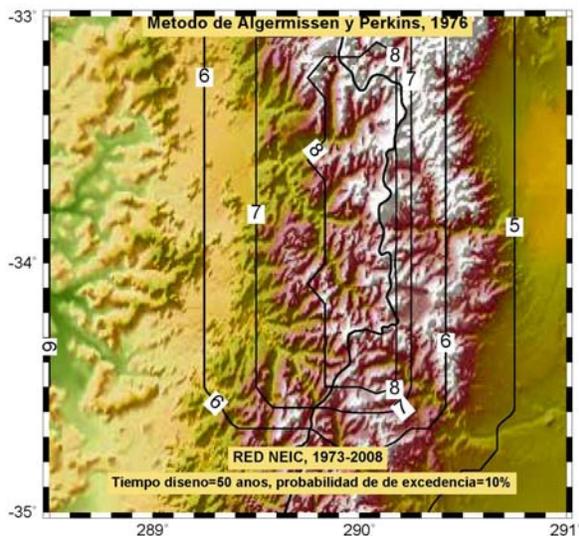


Figura 28 : Mapa de intensidades para combinación de ambas fuentes para método de Algermissen y Perkins (1976)

8.3.6 Mapas de intensidades máximas según método de estadísticas de valores extremos

Debido a que en este caso no se usará la magnitud estimada dada una determinada probabilidad de excedencia en un tiempo de diseño, se obtiene la expresión de la máxima magnitud sísmica de la región (capítulo 5.1.1). Sin embargo debido a lo poco confiable de los cálculos de este parámetro se omitirá el mapa de intensidades máximas.

Máxima magnitud mb en la región según Gumbel		
Magnitudes mínimas	Sismos Corticales	Sismos Intraplaca de Prof. intermedia
4.0	4.3	4.3
4.1	4.5	4.4
4.2	4.6	4.6
4.3	4.8	4.7
4.4	5.0	4.9
4.5	5.3	5.0
4.6	5.9	5.3
4.7	6.2	5.5
4.8	6.8	5.8
4.9	6.9	6.1
5.0	7.6	6.6
5.1	7.6	8.2

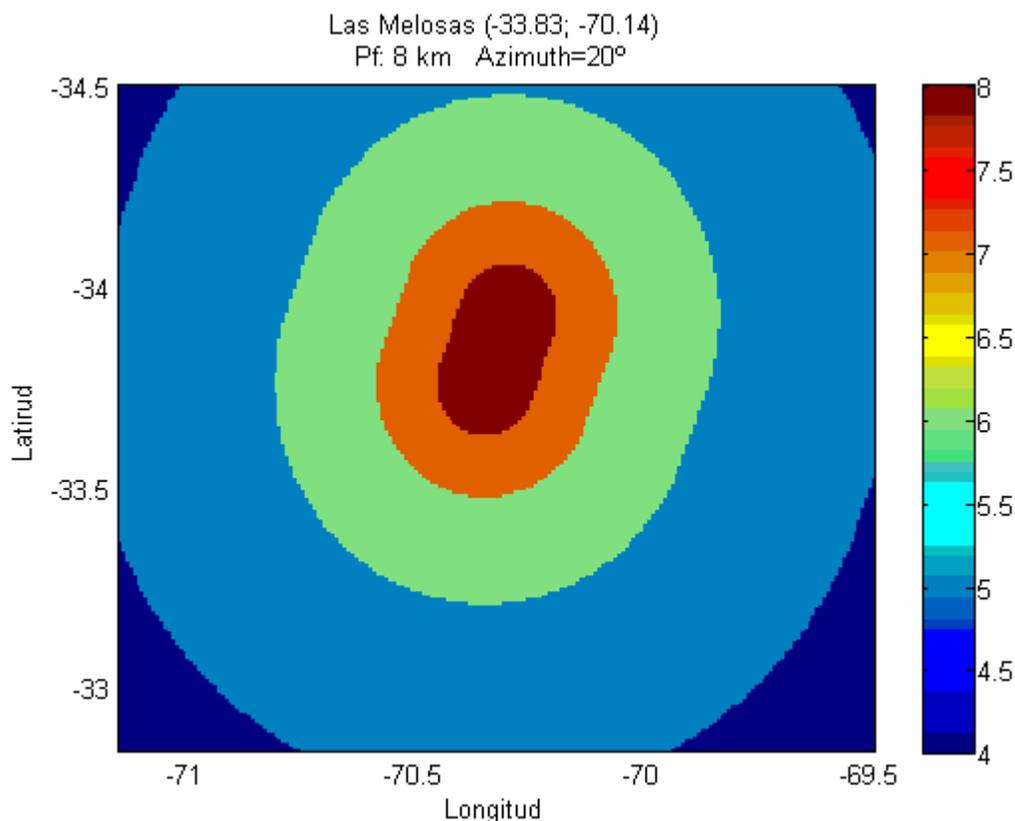
Tabla 15: Máxima magnitud sísmica mb en la región de acuerdo a distribución de Gumbel

8.3.7 Mapa Intensidades Sismo de Las Melosas:

Debido a que el sismo de mayor magnitud y que ha alcanzado intensidades más grandes en la región de estudio es el ocurrido en Las Melosas el 4 de septiembre de 1958, se calculará con ayuda del programa antes citado el mapa de intensidades (sin considerar anisotropías en el terreno) en la zona mediante el método de Algermissen y Perkins (1976) entre las magnitudes momento 3.5 y 6.5 pero ahora suponiendo una falla lineal para un período de diseño de 50 años y un 10% de probabilidad de excedencia. Además ya que es un sismo cortical se ocupará la ley de atenuaciones de Bakun (1997). Para esto se tomarán los datos aparecidos en Alvarado et al. (2008) para ese sismo, en particular el azimut del plano de falla de 20° y la profundidad de foco de 8 km. Se situará el epicentro en las coordenadas: -33.83° de latitud y -70.14° de longitud.

Por otra parte el largo de falla superficial (SRL) será calculado con la ecuación de escalamiento empírica aparecida en Wells y Coppersmith (1994):

$$M_w = 5.08 + 1.16 \cdot \log_{10}(SRL)$$



Comparando con este resultado con el mapa de intensidades empíricas para este sismo aparecido en Alvarado et al (2008) se puede ver similar distribución de intensidades en el lugar.

8.3.8 Bondad de Ajuste:

La prueba de bondad de ajuste es un test de hipótesis (una hipótesis estadística es una afirmación de una característica que se desconoce de una población muestral) donde se desea saber si un conjunto de datos se apega a una distribución dada. En general en las pruebas de bondad de ajuste se coteja entre la frecuencia observada con la frecuencia esperada de los datos divididos en cierto número de categorías.

En este trabajo se usará la prueba de Smirnov-Kolmogorov. Si se considera la siguiente hipótesis nula: $F=F_0(x)$, con $F_0(x)$ una distribución de probabilidades dada, y

si se tiene n observaciones ordenadas de una muestra aleatoria $x(1), x(2), \dots, x(n)$, definiendo la distribución acumulativa:

$$S_n(x) = \begin{cases} 0 & x < x(1) \\ k/n & x(k) \leq x < x(k+1) \\ 1 & x \geq x(n) \end{cases}, \text{ es decir la proporción de los valores de la}$$

muestra que son menores o iguales a x .

La estadística de Smirnov-Kolmogorov se define como:

$$D_n = \max_x |S_n(x) - F_0(x)|$$

Para un tamaño de error α , se tiene que la región crítica es: $P\left(D_n > \frac{c}{\sqrt{n}}\right) = \alpha$. Luego

la hipótesis nula se rechaza si el valor de D_n se encuentra dentro de la región crítica.

Si en este caso el nivel de significación es de $\alpha = 0,05$, la región de rechazo es

de $\left\{D_n \mid D_n \geq \frac{1,36}{\sqrt{n}}\right\}$, según la tabla de esta estadística.

En el caso de los sismos corticales e intraplacas de profundidad intermedia localizados en la zona de estudio, la distribución de probabilidades de Poisson, Gumbel y la distribución biparamétrica de Weibull, para las magnitudes mínimas de corte que van desde 4.0 a 5.2, la estadística de Smirnov-Kolmogorov para las frecuencias observadas y esperadas se encuentra en las Tablas 15 y 16.

Puede verse de los resultados de este test en las Tablas 15 y 16 que para ambos ambientes sísmicos, la hipótesis de que los tiempos intereventos siguen una distribución de Weibull es aceptada para todos subcatálogos, a diferencia del resto que sólo es aceptada para aquellos determinados por las magnitudes de corte mayores.

Test de Kolmogorov-Smirnoff para cada distribución según secuencias determinadas por magnitudes mínimas de corte [mb] para sismos corticales					
Magnitudes mb	Dn Poisson MMV	Dn Weibull MMC	Dn Weibull MMV	Dn Gumbel MMC	Dn critico
4.0	0.33	0.06	0.06	0.45	0.07
4.1	0.29	0.05	0.04	0.37	0.10
4.2	0.28	0.06	0.06	0.34	0.11
4.3	0.21	0.07	0.05	0.30	0.14
4.4	0.19	0.07	0.07	0.26	0.16
4.5	0.10	0.12	0.11	0.19	0.20
4.6	0.10	0.12	0.09	0.14	0.24
4.7	0.14	0.09	0.08	0.09	0.27
4.8	0.08	0.09	0.08	0.13	0.33
4.9	0.09	0.07	0.08	0.16	0.35
5.0	0.18	0.17	0.18	0.18	0.43
5.1	0.26	0.21	0.19	0.16	0.51
5.2	0.31	0.26	0.31	0.26	0.68

Tabla 16: Test de Kolmogorov-Smirnoff para sismos corticales

Test de Smirnoff- Kolmogorov para cada distribución según secuencias determinadas por magnitudes mínimas de corte [mb] para sismos intraplaca de profundidad intermedia					
Magnitudes mb	Dn Poisson MMV	Dn Weibull MMC	Dn Weibull MMV	Dn Gumbel MMC	Dn critico
4.0	0.19	0.05	0.07	0.42	0.08
4.1	0.13	0.03	0.05	0.36	0.10
4.2	0.09	0.05	0.06	0.33	0.12
4.3	0.06	0.04	0.06	0.27	0.13
4.4	0.07	0.07	0.07	0.21	0.16
4.5	0.11	0.08	0.07	0.15	0.18
4.6	0.10	0.06	0.06	0.15	0.21
4.7	0.11	0.12	0.10	0.15	0.23
4.8	0.11	0.11	0.10	0.13	0.28
4.9	0.09	0.11	0.11	0.13	0.30
5.0	0.14	0.14	0.15	0.12	0.34
5.1	0.09	0.08	0.09	0.24	0.36
5.2	0.14	0.08	0.10	0.26	0.38

Tabla 17: Test de Kolmogorov-Smirnoff para sismos intraplaca de profundidad intermedia

IX. DISCUSION

Uno de los aspectos más importantes en cuanto al estudio de la sismicidad en la zona es como determinar los cluster presentes y si se puede de alguna forma caracterizar la sismicidad en función de ellos y determinar como influyen en la estimación del peligro sísmico. Una primera forma para visualizar estos clusters es aprovechando la metodología desarrollada para calcular la relación de Gutenberg Richter en el espacio en base al método de maxima verosimilitud, mencionada en el subcapítulo 8.1.3.

Para un mejor análisis de estos resultados se grafico en el plano la distribución de los radios en que se calculó la relación de Gutenberg-Richter por cada punto de la grilla, y el número de sismos seleccionados en esos puntos para calcular esta relación. Estos dos gráficos están relacionados ya que este radio calculado es aquel donde se encuentra el mínimo número de sismos para calcular la relación de Gutenberg-Richter, establecido acá como de 200.

En el caso de los sismos corticales (Figura 29), los menores radios, menores que 5 kilómetros y cercanos al mínimo establecido, se encuentran también en la zona de las minas Andina en la parte norte de la zona, y de El Teniente en la parte centro sur y ponen en evidencia los cluster sísmicos asociadas a la sismicidad inducida en esas partes. Por otro lado, en las zonas donde no fue posible calcular las relaciones marca un radio máximo de 25 kilómetros ya que se estableció que si en ese máximo radio no se encuentra el número mínimo de sismos como para establecer una relación apropiada, se deja en blanco los parámetros de ésta. Esto sucede en ambos tipos de fuentes sísmicas

En el caso de los sismos intraplaca de profundidad intermedia (Figura 30) los menores radios también se encuentran en las zonas donde se encuentran las minas.

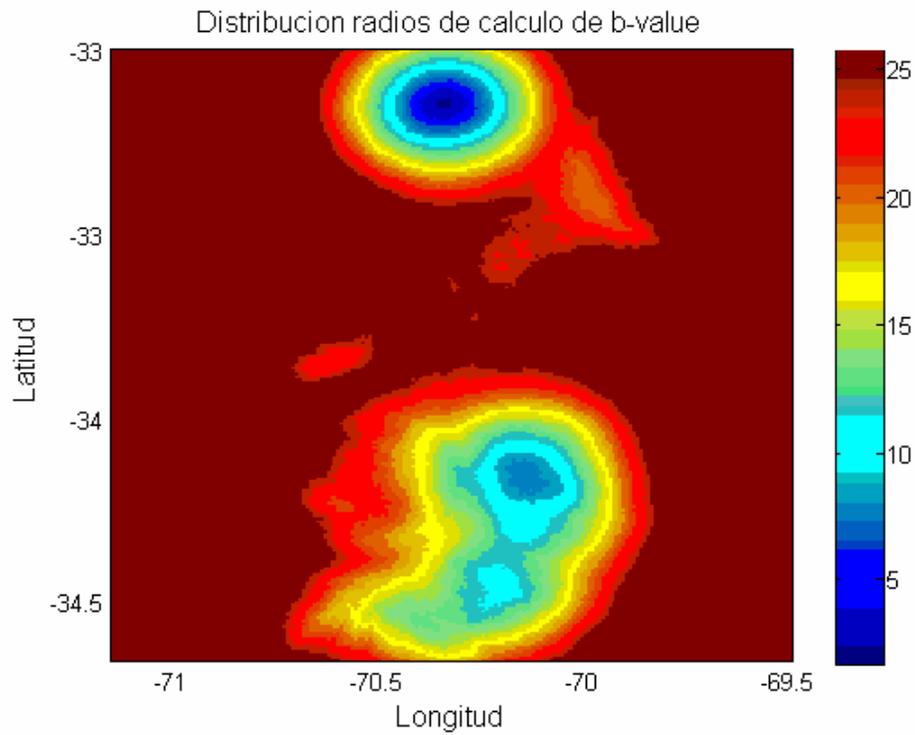


Figura 29 : Radio de cálculo para relación de Gutenberg-Richter para fuente cortical

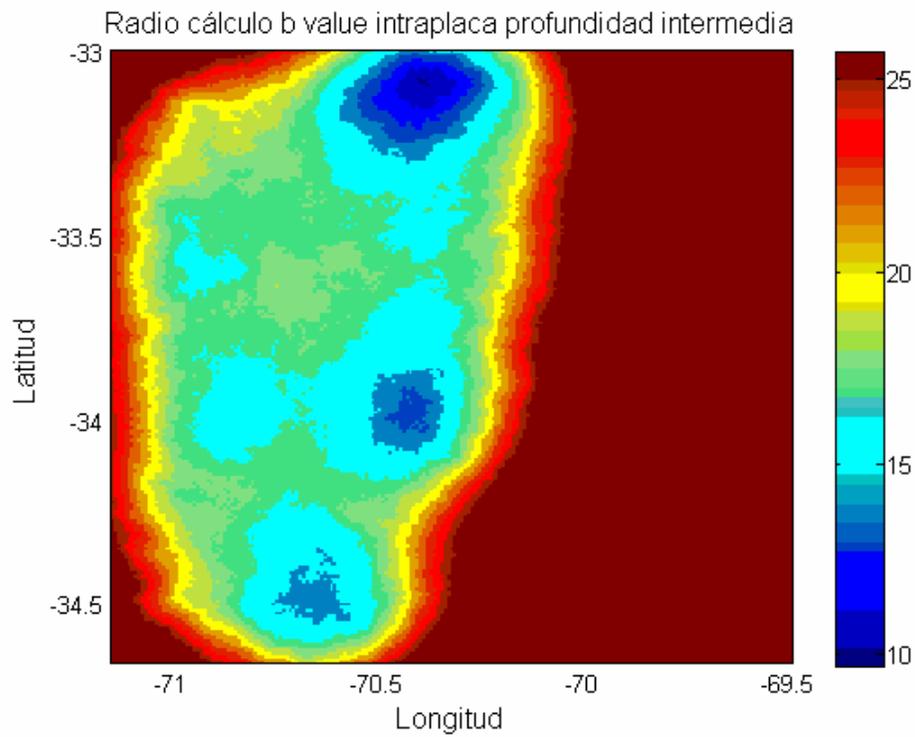


Figura 30 : Radio de cálculo para relación de Gutenberg-Richter para fuente intraplaca de profundidad intermedia

En tanto y como se puede ver en las Figuras 33, 34, 35 y 36 donde se grafican los sismos intraplacas de profundidad intermedia y corticales encontrados en el catálogo NEIC desde 1973 hasta 2008, el número de sismos fuera de las zonas donde se pudo calcular satisfactoriamente la relación de Gutenberg-Richter es mucho mayor que donde no se puede, es decir, mayor a 150 y para los sismos corticales alcanzando un máximo cercano a los 300 sismos en la zona de clusters B, y un valor medio entre 150 y 200 en el resto de las zonas (Figura 31).

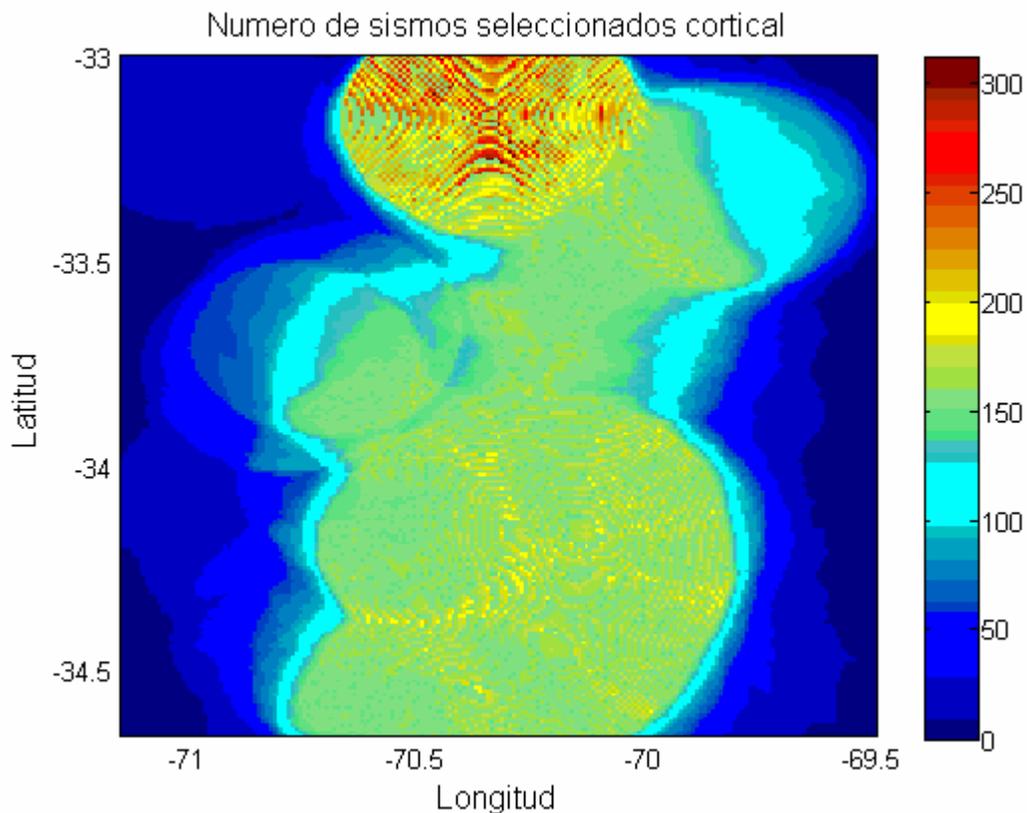


Figura 31 : Número de sismos para relación de Gutenberg-Richter para fuente cortical

En el caso de los sismos intraplaca de profundidad intermedia (Figura 32) se puede ver que los sismos están distribuidos en el plano homogéneamente (no así en profundidad donde van aumentando en profundidad focal a medida que aumenta la longitud). En este caso el promedio de sismos relacionados en cada punto de la grilla donde fue posible calcular los valores a y b es cercano a los 160 sismos y en puntos muy focalizados llegan a los 180, sin embargo en la Figura 30 se puede observar la

presencia muy notoria de un cluster en la zona norte del área de estudio para este tipo de sismos, delatado por un radio para el cálculo de la relación de Gutenberg Richter de 10 km. Este cluster también puede apreciarse fácilmente en la Figura 35.

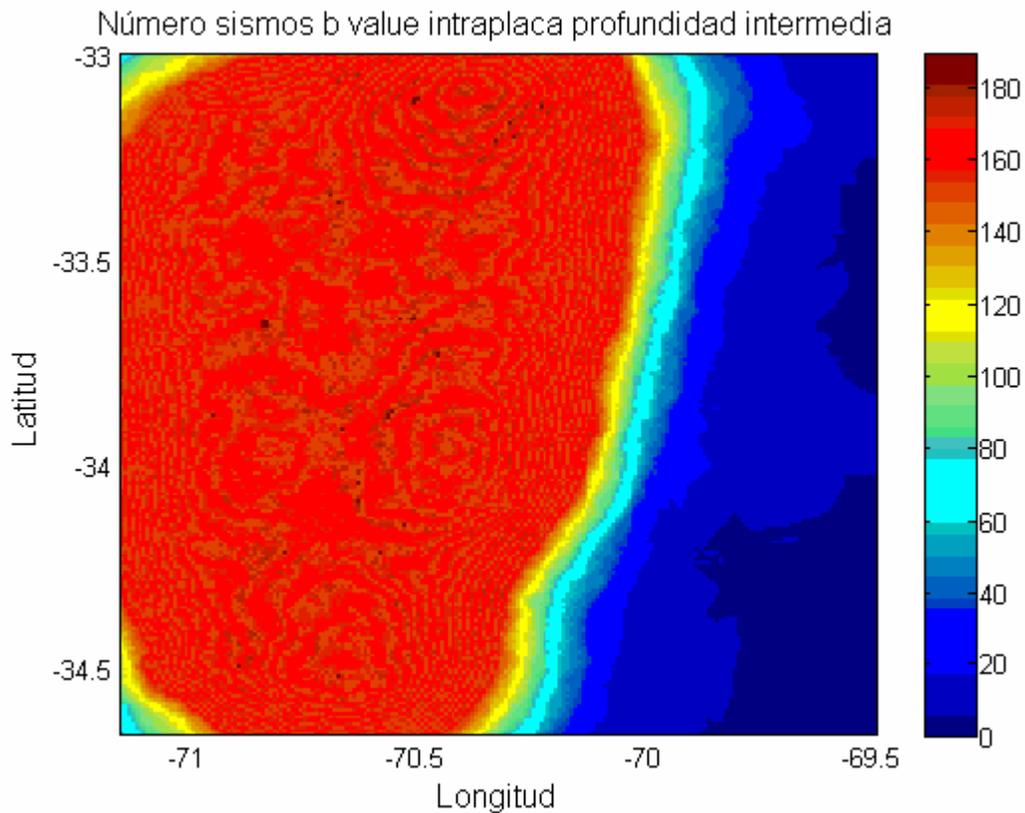


Figura 32 : Número de sismos para relación de Gutenberg-Richter para fuente intraplaca de profundidad intermedia

Del análisis de las siguientes figuras donde se muestra la sismicidad para ambas fuentes sísmicas se puede ver lo distinto que es su distribución espacial versus su profundidad como versus magnitud.

En el caso de los sismos corticales las zonas donde se aprecian clusters sísmicos cercanos a las zonas mineras y la zona cercana al volcán Tupungatito, son aquellas donde los sismos tiene en promedio menor magnitud m_b , en general menor a $m_b=3$ (Figura 33), y menor profundidad focal (Figura 34), en general menor a 4 kilómetros. En las zonas cercanas a las fallas con dirección N-W y N en el margen andino la mayoría de los sismos tiene magnitudes que van desde los $m_b=3,7$ a los $m_b=4,6$ y profundidades focales entre los 7 y 11 kilómetros.

En el caso de los sismos intraplaca de profundidad intermedia (Figura 36), como estos están dentro de la placa subductante, es decir la Sudamericana, estos alcanzan profundidades focales que están muy relacionadas con su distribución espacial en el plano, ya que van en aumento según la longitud, desde los 37 a los 192 kilómetros. Sin embargo las magnitudes de estos sismos no están bien caracterizadas según su profundidad pues parecen estar homogéneamente distribuidas (Figura 35).

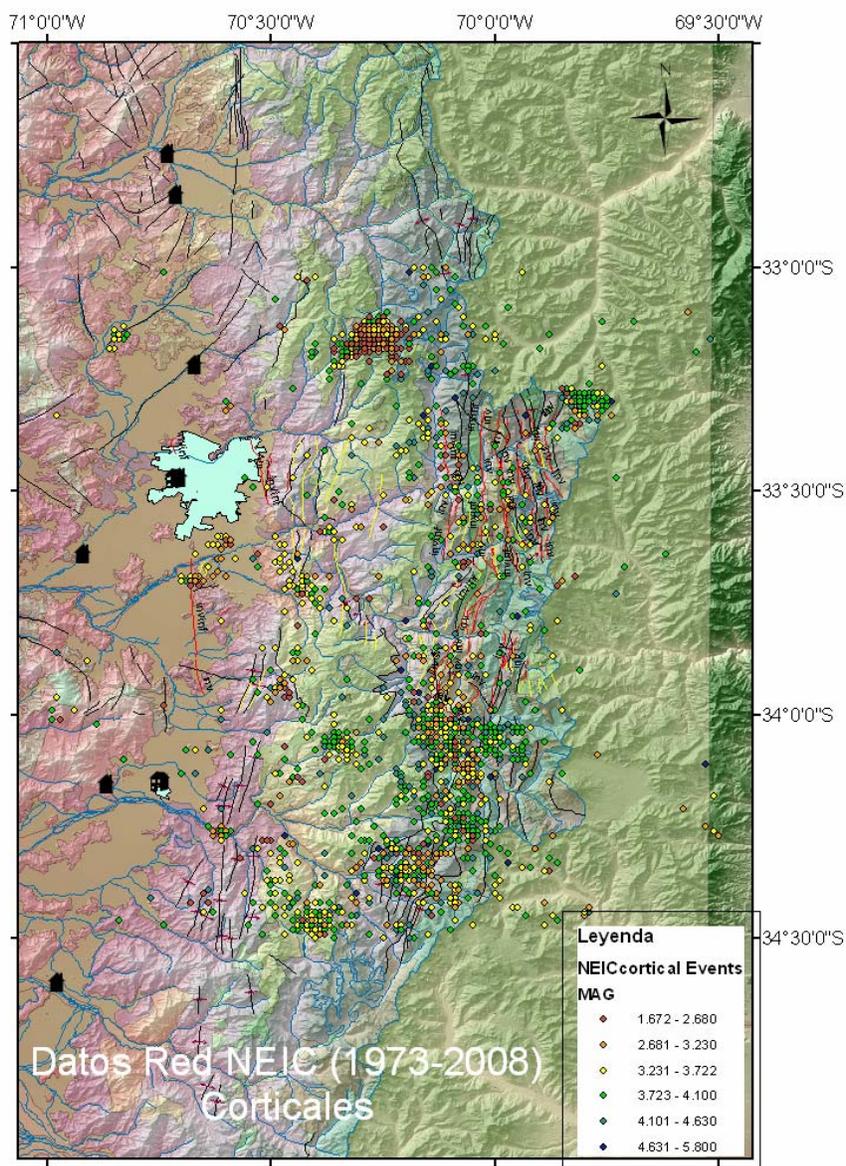


Figura 33 : Distribución espacial de los sismos corticales de la red NEIC (1973-2008) versus su magnitud mb

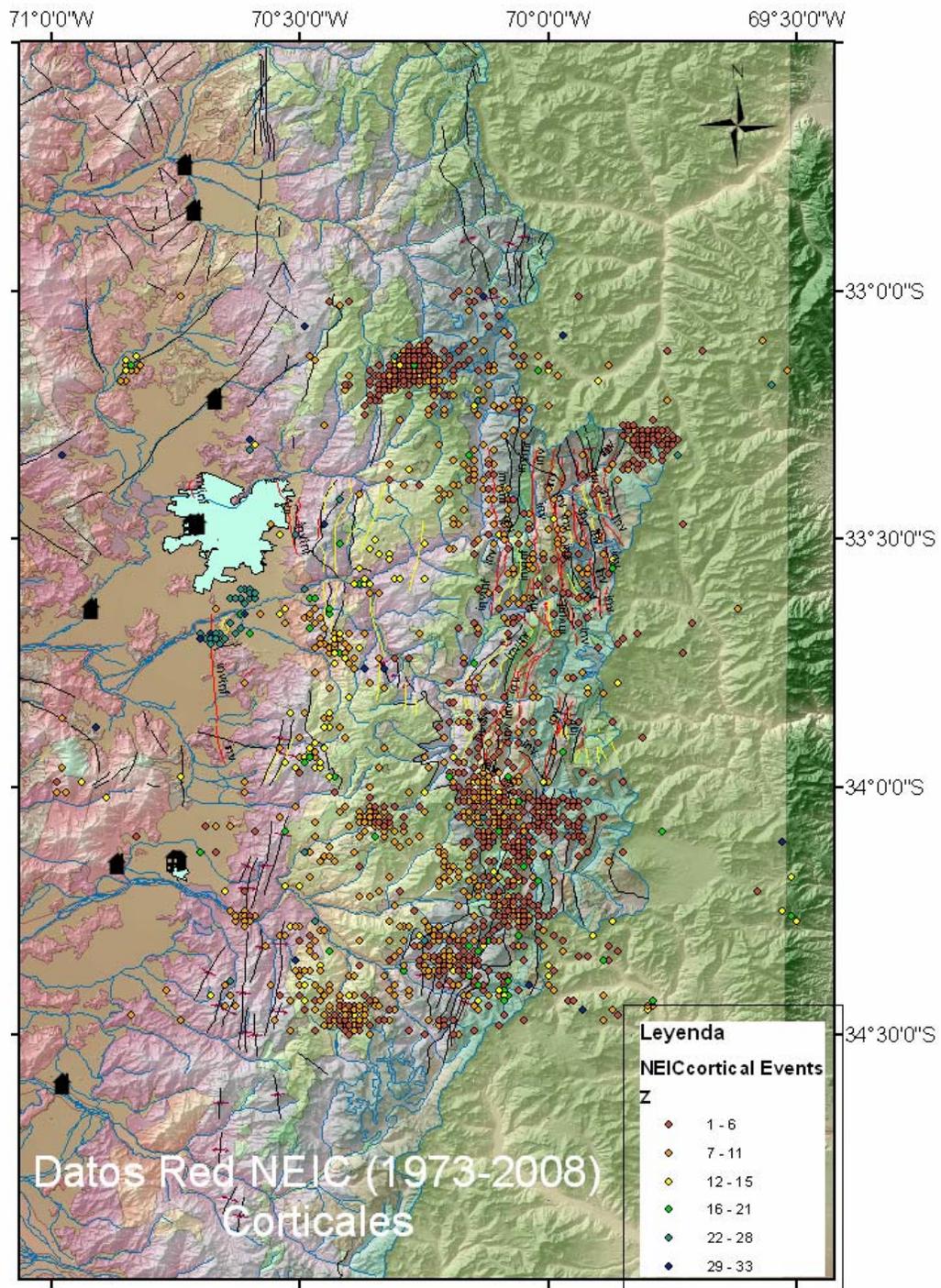


Figura 34 : Distribución espacial de los sismos corticales de la red NEIC (1973-2008) versus su profundidad focal

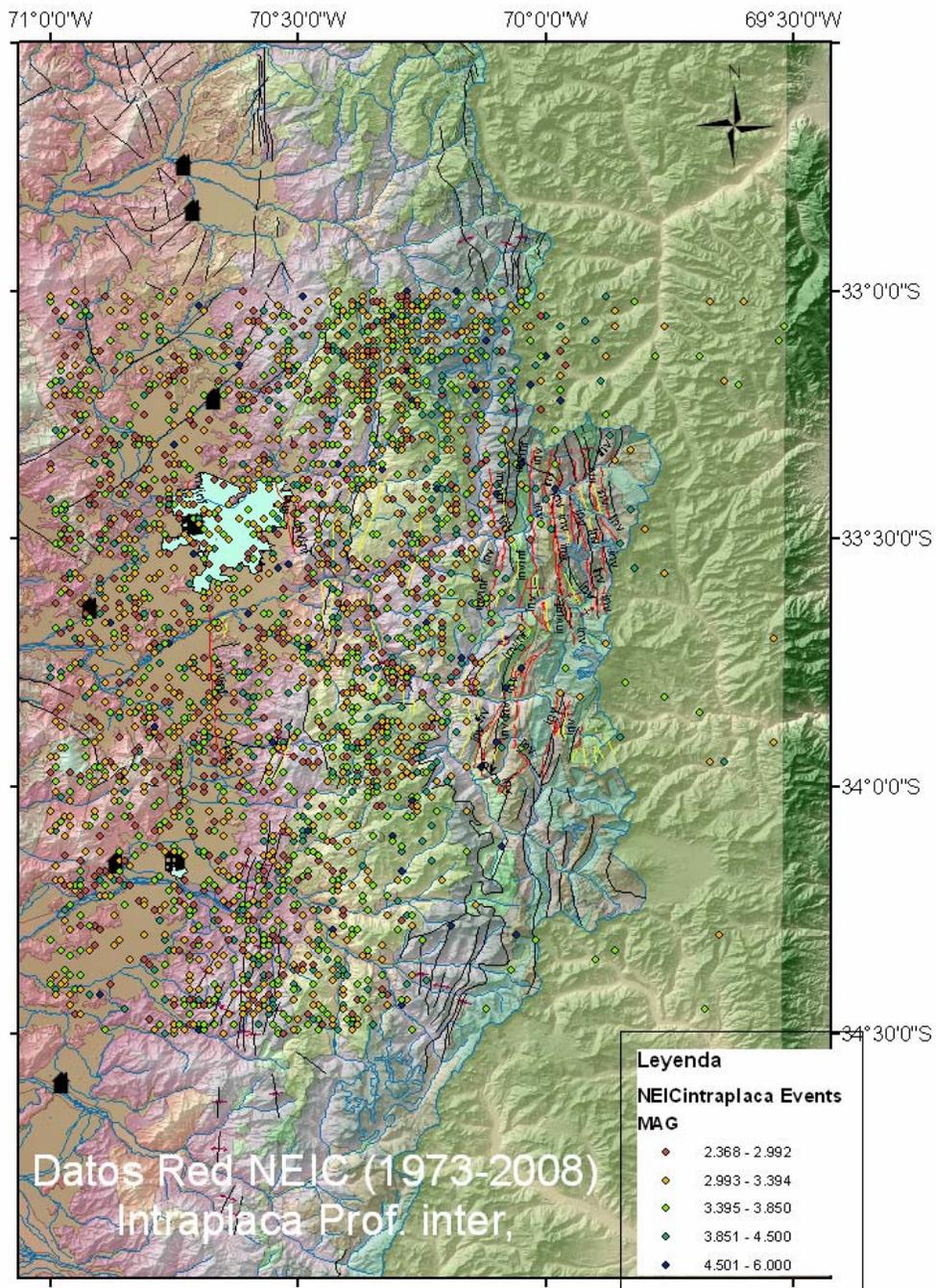


Figura 35 : Distribución espacial de los sismos intraplaca de profundidad intermedia de la red NEIC (1973-2008) versus su magnitud mb

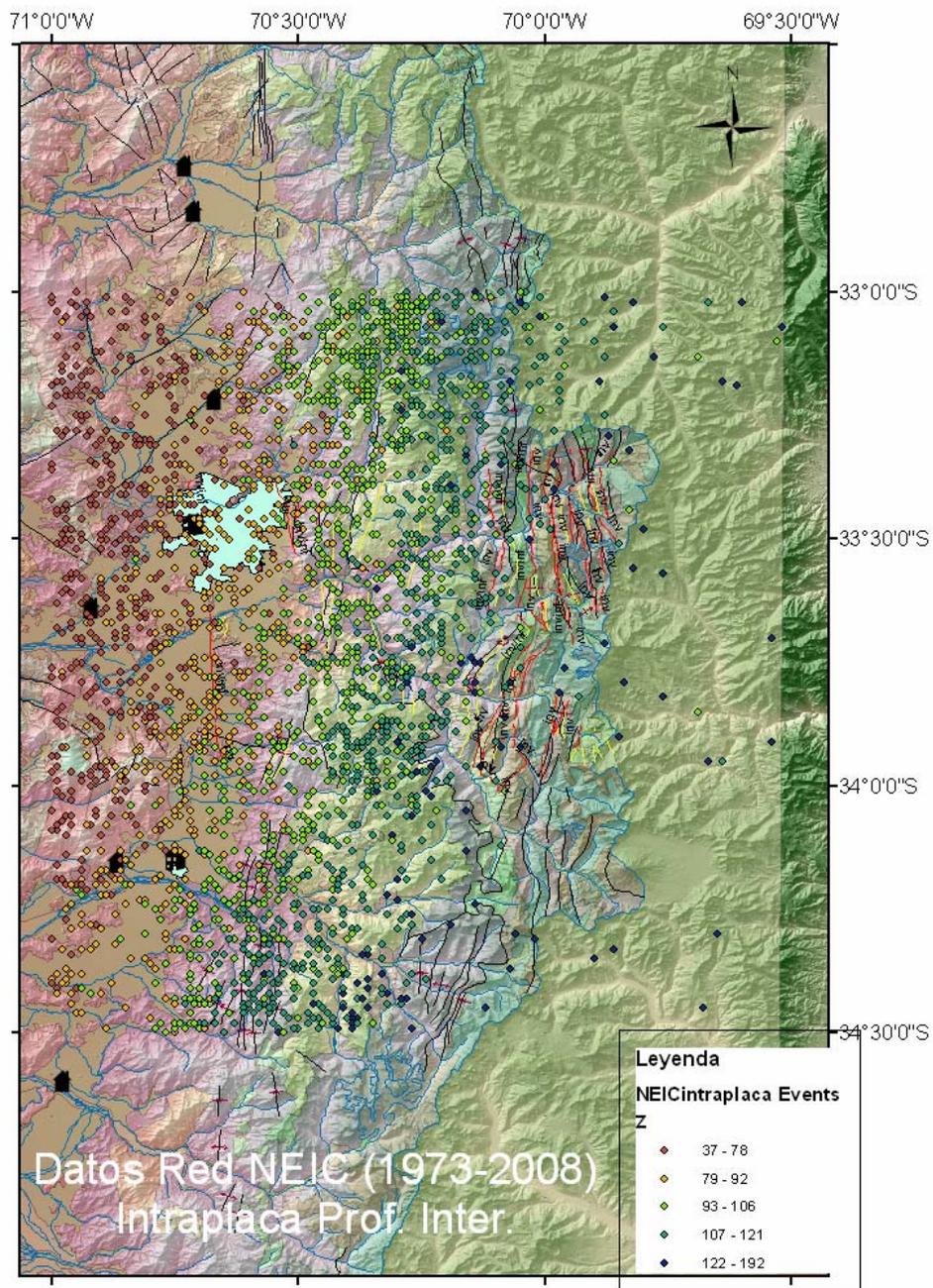


Figura 36 : Distribución espacial de los sismos intraplaca de profundidad intermedia de la red NEIC (1973-2008) versus su profundidad focal

Una de las principales objeciones a este método para caracterizar la sismicidad de un lugar, determinando los parámetros a y b de la relación de Gutenberg-Richter de manera continua, superponiendo radios donde se calcula ésta en un plano, es la determinación de una magnitud mínima de corte, en especial en el caso de los sismos corticales. Pues en este caso se fijó este mínimo como $m_b=3,8$, sin embargo este valor para zonas con los marcados cluster sísmicos con baja magnitud puede ser excesivo, ya que mucha de esta sismicidad puede quedar por debajo de este valor, aun cuando se encuentren en el rango lineal.

Este valor de magnitud mínima de corte llamada también magnitud de completitud, es la menor magnitud con que se alcanza que el 100% de los eventos sísmicos en la zona son detectados en el tiempo. Para estimarlo se han desarrollado una serie de métodos que han sido desarrollados, entre los que se encuentra el del estudio de la estabilidad del valor b propuesto por Cao y Gao (2002). Ahí se postula que la magnitud de completitud para una serie de magnitudes de corte propuesta es aquella en que para dos de estas magnitudes la diferencia en el cálculo del b -value para cada una de ellas es menor a 0,03. Tomando este procedimiento y aplicándolo a los sismos corticales del catálogo NEIC (1973-2008), con el método de máxima verosimilitud para calcular los parámetros de la relación de Gutenberg-Richter, para la zona completa y para la zona libre de los clusters del Teniente y Andina se tiene para ambos casos que la magnitud de completitud es de $m_b=3.81$, la que da un valor de $b= 1,63$ en el primer caso y 1,5 en el segundo (Figuras 37 y 38). Lo que confirma a este valor como una buena estimación.

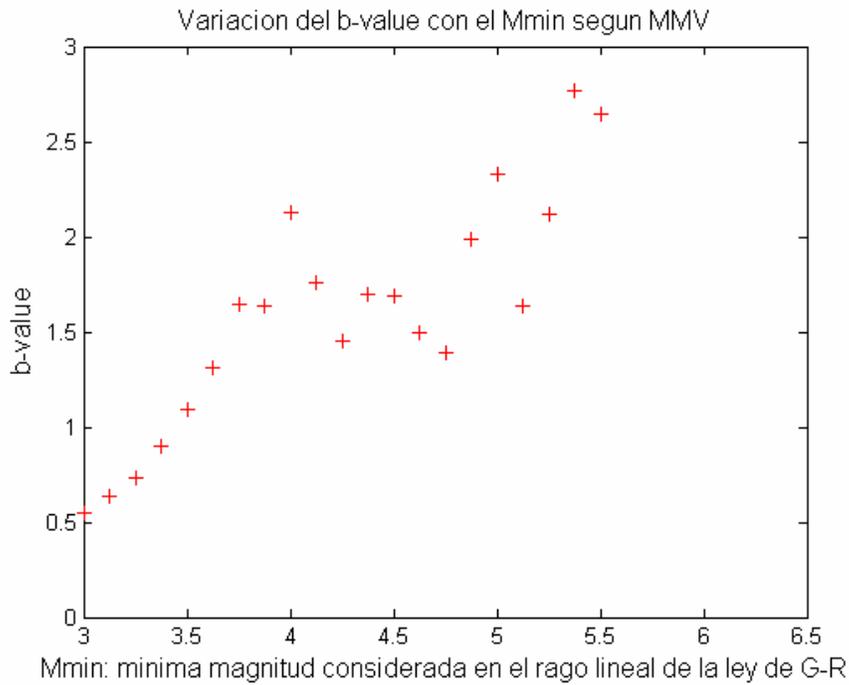


Figura 37: Determinación magnitud de completitud para la zona completa para sismos corticales

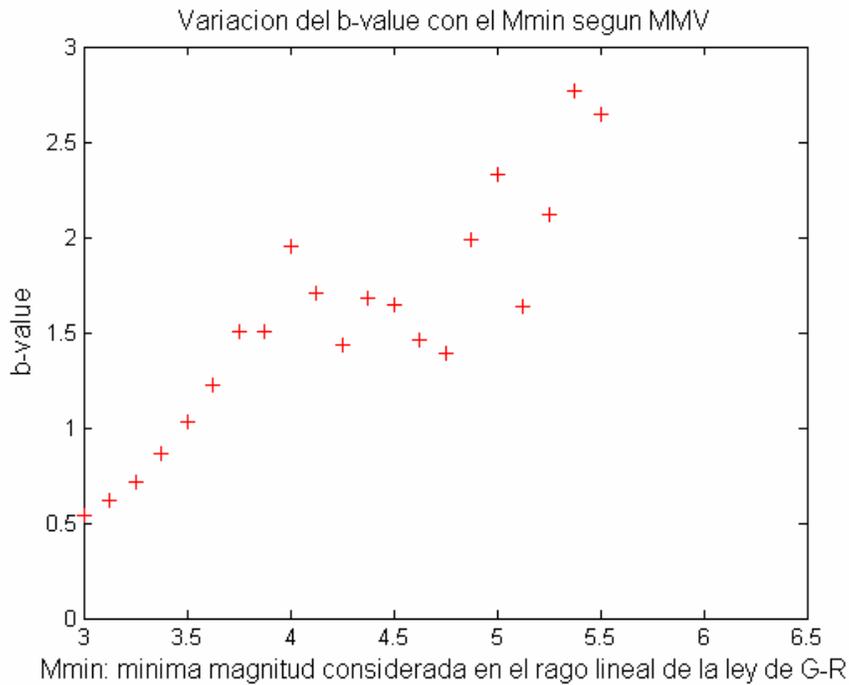


Figura 38: Determinación magnitud completitud para la zona sin clusters para sismos corticales

Se puede verificar del análisis de la representación espacial del b-value en el área de estudio que en las zonas de cluster sísmicos se alcanzan los más altos b-values. Si al catálogo completo del NEIC (1973-2008) se le quitan estos clusters, en particular los correspondientes a las zonas mineras de El Teniente y Andina, los parámetros de la relación de Gutenberg-Richter varían disminuyendo su pendiente (Figura 39).

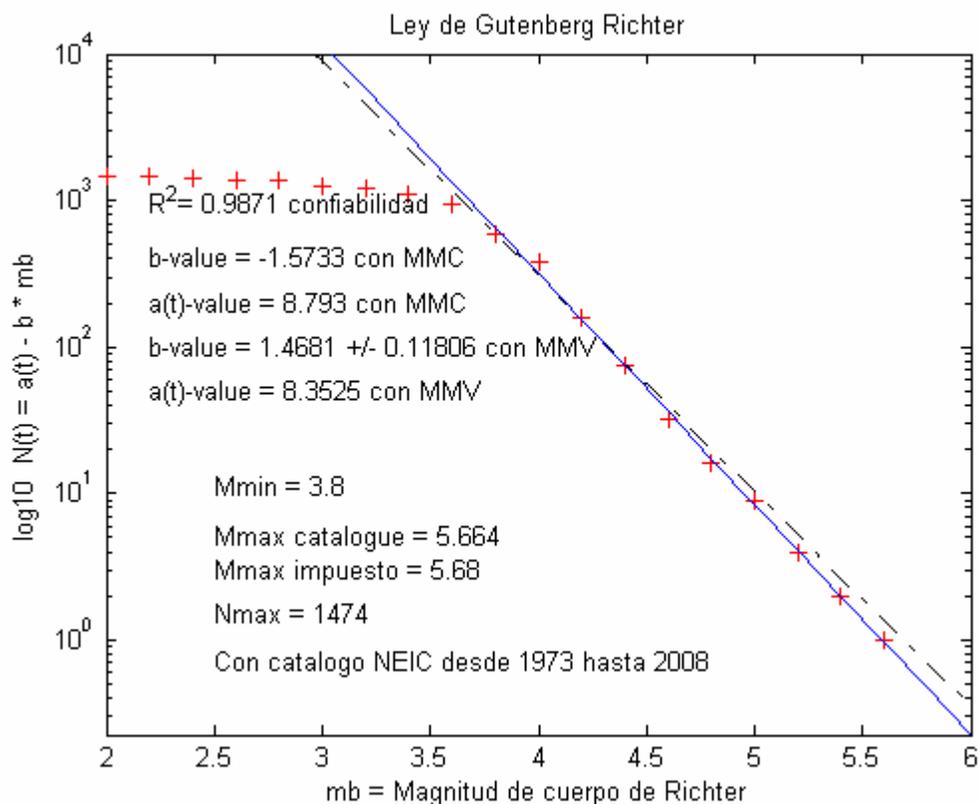


Figura 39: Relación Gutenberg-Richter para fuente cortical sin considerar clusters del Teniente y Andina

Aunque este valor (alto para el resto de Chile) se asemeja a los encontrados por Barrientos et al (2003), Alvarado (1998) y Romanoff (2000) en la zona, tiene una alta dependencia de las ecuaciones de conversión de magnitudes utilizadas.

Para los sismos intraplaca de profundidad intermedia los valores del b-value son inferiores tanto el arrojado por mínimos cuadrados como el correspondiente a la máxima verosimilitud (Figura 40):

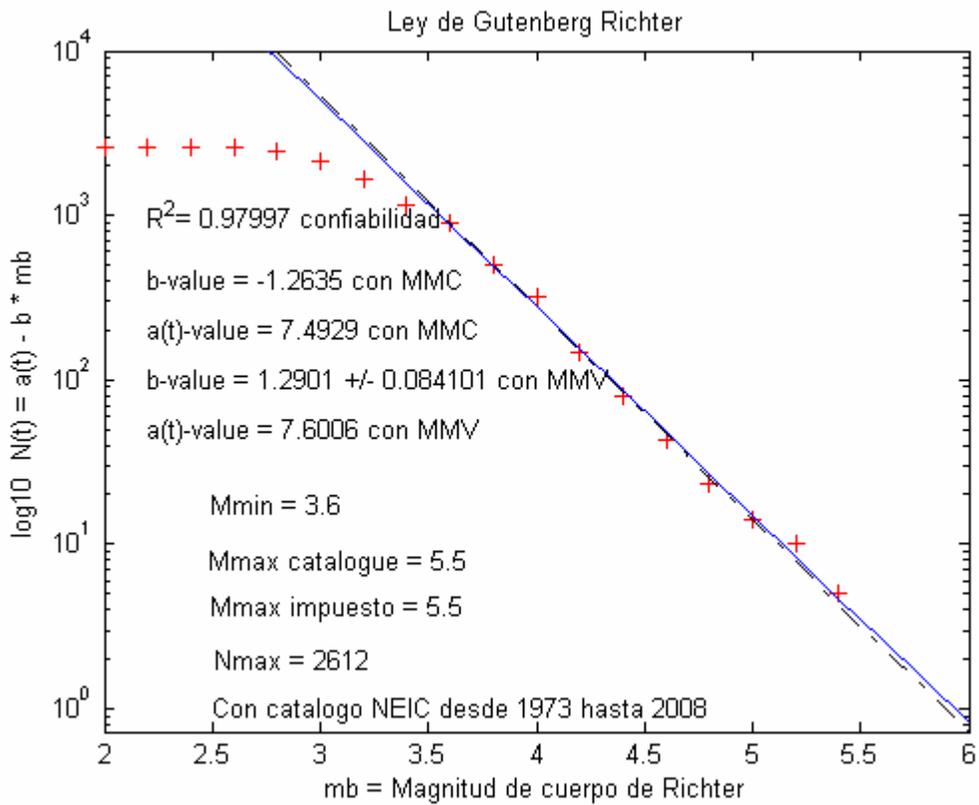


Figura 40: Relación Gutenberg-Richter para fuente intraplaca de profundidad intermedia sin considerar clusters del Teniente y Andina

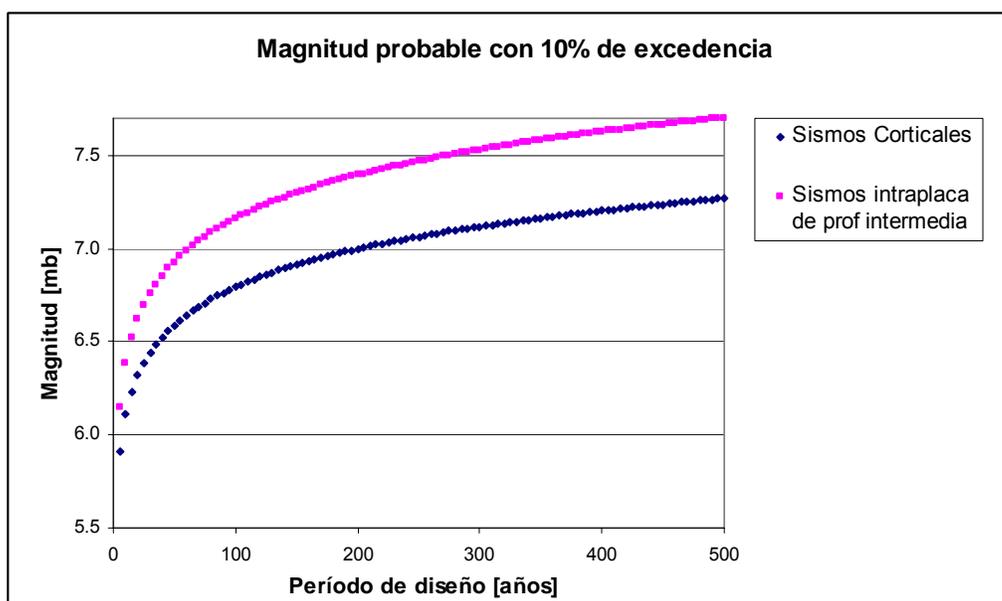
Asumiendo la ocurrencia de los sismos como un proceso de Poisson, se tiene que: $\ln(\phi) = a \cdot \ln(10)$ y $\beta = b \cdot \ln(10)$, con a y b los parámetros de la relación de Gutenberg-Richter y $P = 1 - e^{(-\phi \cdot t \cdot e^{-\beta \cdot M})}$, la probabilidad de que ocurra un sismo con magnitud mayor o igual a M en un tiempo t.

Según esto se tiene la siguiente tabla de magnitudes máximas con una excedencia del 10% según el período de diseño para ambos ambientes sísmicos:

Magnitud mb con probabilidad de 10% de excedencia, y periodo de diseño variable		
Período de diseño	Sismos Corticales	Sismos intraplaca de prof intermedia
5	5.91	6.15
10	6.11	6.39
50	6.59	6.93
100	6.79	7.16
150	6.91	7.30
200	7.00	7.39
250	7.07	7.47
500	7.27	7.70

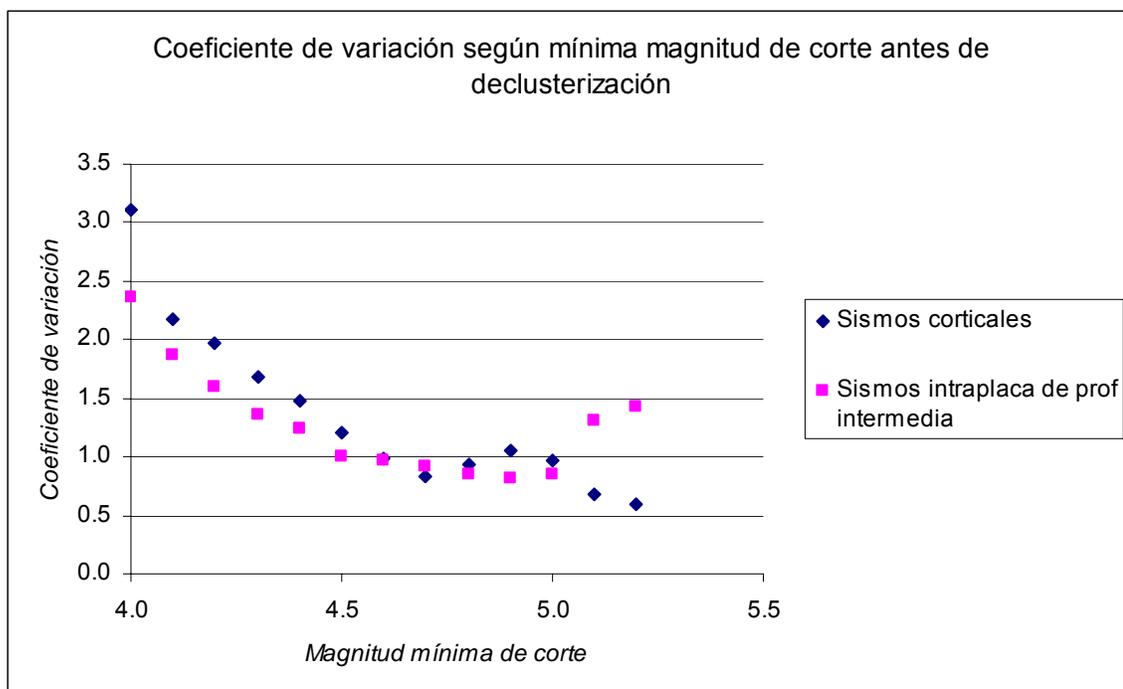
Tabla 18: Probabilidad de ocurrencia sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia según distribución de Poisson

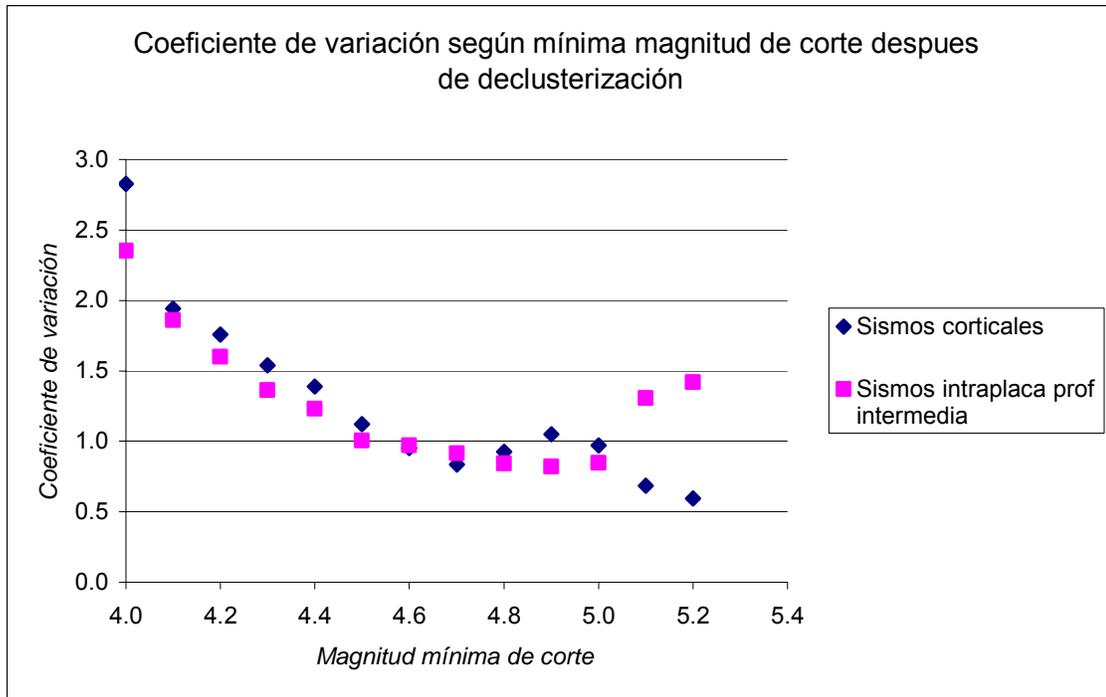
Gráficamente se tiene la siguiente figura, en la que se puede apreciar que hasta un período de diseño de 500 años las magnitudes probables con un 10% de excedencia, son menores que las magnitudes estimadas de acuerdo a la distribución de Gumbel aplicada a sismos mayores a $m_b=5.2$ aparecidas en la Tabla 15. Se puede apreciar que si bien para los períodos de diseño de 50 y 250 años, las magnitudes probables son menores a las las máximas magnitudes aparecidas en estos mismos períodos de diseño en la Figura 24 para ambos ambientes sísmicos, estas magnitudes maximas estan localizadas en lugares muy puntuales, y en promedio los sectores con grandes magnitudes son similares a las encontradas para toda la zona en base a las relaciones de Gutenberg-Richter aparecidas en las Figuras 39 y 40.



Considerando que tanto la distribución de Poisson como las distribuciones para valores extremos, están basadas en las hipótesis básicas de un proceso de Poisson, con los dos últimos como sus versiones asintóticas (Lomnitz, 1974 y 1994) es de interés especial ver en que rango de magnitudes la sismicidad se comporta como un proceso de Poisson. Para esto se utilizará la metodología propuesta en Telesca et al. (2002) consistente en el cálculo del coeficiente de variación C_v dado por la razón entre la desviación estándar y la media de los tiempos intereventos para las secuencias de sismos generadas a partir de las diferentes magnitudes mínimas de corte. Para un proceso ideal de Poisson $C_v=1$, en cambio un proceso clusterizado está dado por $C_v>1$, y si un proceso es cuasi-determinístico estará dado por $C_v<1$.

Aplicando este test a los sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia antes y después de realizar la declusterización antes mencionada en el subcapítulo 8.3.4, se puede observar en las siguientes figuras que, a pesar de los evidentes clusters que se visualizan cercanos las zonas mineras para la sismicidad cortical, el coeficiente de variación después de la magnitud de corte $m_b=4,1$ no es significativamente mayor para los sismos corticales en comparación con los intraplaca de profundidad intermedia, y que en ambos casos las series de eventos situadas en el rango de magnitudes entre 4,5 y 5 son las más cercanas a un proceso de Poisson.





Si se compara con los coeficientes de variación calculados antes de hacer la declusterización puede verse que para los sismos corticales solo hay un mayor coeficiente de variación en el caso no declusterizado hasta antes de la magnitud de corte de $m_b=4.5$, lo que es concordante con lo propuesto por Telesca et al. (2002) ya que al declusterizar solo se produce un cambio en la parte de la sismicidad en que hay clusters, es decir en donde $Cv > 1$, pero en la parte que se comporta como un proceso de Poisson y en la cuasi-determinística no hay variaciones. Por otra parte en el caso de los sismos intraplaca de profundidad intermedia se puede ver que no hay alteraciones significativas, excepto de una décima en el caso de las dos primeras magnitudes de corte, es decir el método de declusterización sugerido no surge efecto en este tipo de sismos, la razón puede radicar en que al ver las Figuras 33 y 34 se aprecia que las magnitudes de ésta sismicidad está más o menos homogéneamente distribuida en el plano en que se encuentran. Hay que notar que el Coeficiente de Variación así como el de Hurst (Lomnitz, 1994, Telesca et al., 2002) no consideran la temporalidad de la sismicidad, a diferencia de otros como el de Allan o el de Fano (Telesca et al, 2002), que podrían mapearse en el espacio de manera similar a como se hizo con el b-value.

Por otra parte del capítulo 7.5 se pudo determinar en base a una serie de supuestos justificados una estimación de la máxima magnitud de los sismos que podían generarse en cada una de las diferentes zonas sismogénicas corticales ubicadas dentro de la zona de estudio. Asumiendo una ley de atenuación de Bakun y un profundidad focal constante de 10 kilómetros, se puede elaborar un mapa de intensidades máximas de la zona de 200x200 con las máximas magnitudes más conservadoras calculadas (Figura 41).

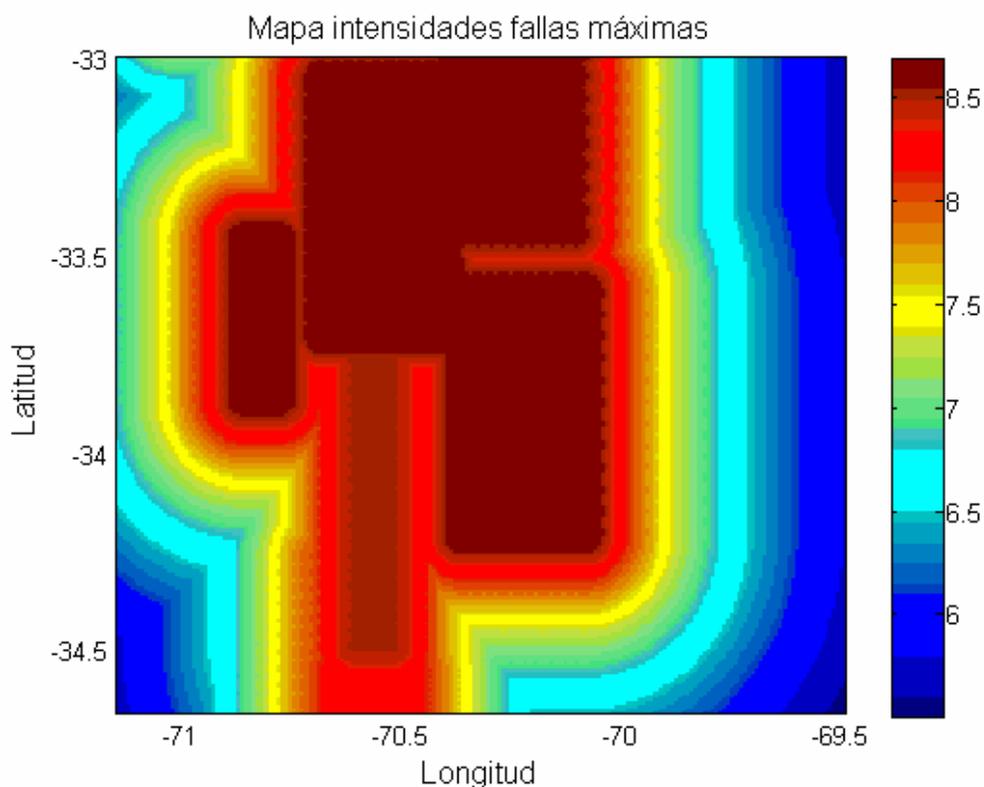


Figura 41 : Mapa intensidades asociadas a fallas máximas corticales

Puede verse de esta Figura que el mapa de isosistas es consecuente con el mapa aparecido en la Figura 26, hecho en base a la metodología de Algermissen y Perkins (1976), ya que en éste no se superan las máximas intensidades aparecidas bajo el método determinístico en la Figura 41.

X. CONCLUSIONES

En este trabajo se estimó el peligro sísmico por medio de dos metodologías diferentes, una metodología determinística, ocupando un criterio de fallas potenciales máximas y una metodología probabilística en la cual se analizó el tiempo intereventos dentro del catálogo confeccionado para la zona. Todo esto sirvió para estimar las máximas magnitudes en la zona con el criterio determinista, y por otra parte con una probabilidad del 10% de excedencia, en base a los mapas de a y b values, y a la vez elaborar un mapa de isosista para la zona, que constituirá, en conjunto con las máximas magnitudes esperadas, un herramienta útil de ayuda para el diseño de obras civiles en la zona.

Para el cálculo de la máxima magnitud en la sismicidad cortical según el criterio de las fallas máximas sugerido en Reiter (1990) se consideró las distintas fallas mapeadas por el SERNAGEOMIN (2002) y su sismicidad asociada. Se dividió la zona de estudio en diversas zonas sísmicas en base a la orientación de las fallas mapeadas y la sismicidad registrada por las redes locales mostrada en las Figuras 12, 13, 14 y 15. Se puede apreciar como la sismicidad se alinea en torno a estas fallas en las zonas A,C,F,G,H,I,J,K y también como se agrupa en clusters en torno a zonas de faenas mineras como Andina o El Teniente, en las zonas B y D y en las cercanías de volcanes como el Tupungatito, en la zona E.

Tal como se puede apreciar en la Figura 19, a pesar que las fallas se encuentren con rumbo N-S y NE-SW desde el meridiano -70.5°W , las fallas máximas de mayor longitud están a lo largo del situado en -70°W . En especial la de mayor longitud se encuentra en el cordón El Fierro, en la determinada zona C, con alrededor de 54,5 kilómetros de largo, lo que da una magnitud momento de $M_w=6,6$ según ecuaciones de escalamiento (Scholz, 1982), y según otras ecuaciones de escalamiento $M_w=7,1$ (Wells y Coppersmith, 1994) y $M_w=7,3$ (Konstantinou et al, 2005)

Sin embargo, este método debe mirarse con cuidado ya que si bien se basa en la existencia de fallas ya determinadas, se está pasando por alto la existencia de fallas ciegas es decir aquellas que no afloran a la superficie, que no estarían consideradas en el análisis. Otro problema que surge es que al no haber estudios paleosísmicos en la zona no se puede saber si esas fallas han sido ocasionadas por un solo evento sísmico

de gran magnitud o por la suma de varios de menor magnitud durante un largo tiempo con lo que se estaría aumentando artificialmente la magnitud momento máxima esperada.

A continuación en la Tabla 19 se presenta un cuadro resumen con las fallas máximas determinadas y sus magnitudes momento correspondientes asociadas:

Zonas	Nº de Falla	Mo (Scholz, 1982)	Mo (Wells y Coppersmith, 1994)	Mo (Konstantinou, 2005)
A	1	5,9	6,3	6,3
C	1	6,6	7,1	7,3
	2	6,3	6,8	6,9
F	1	6,6	6,9	7,1
	2	6,7	7,0	7,2
G	1	6,7	6,9	7,1
H	1	6,4	6,9	7,0
	2	6,7	7,0	7,2
I	1	6,5	6,9	7,0
J	1	6,1	6,6	6,6
K	1	6,3	6,8	6,9

Tabla 19: Cuadro resumen magnitud momento fallas máximas

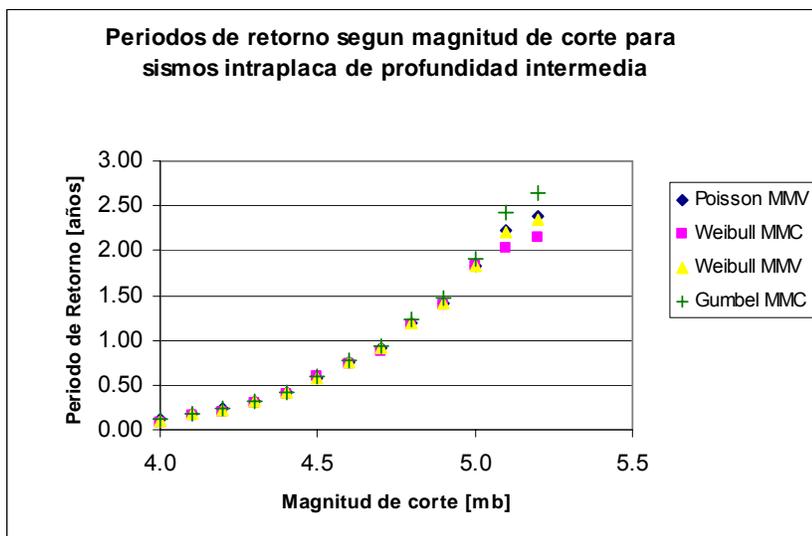
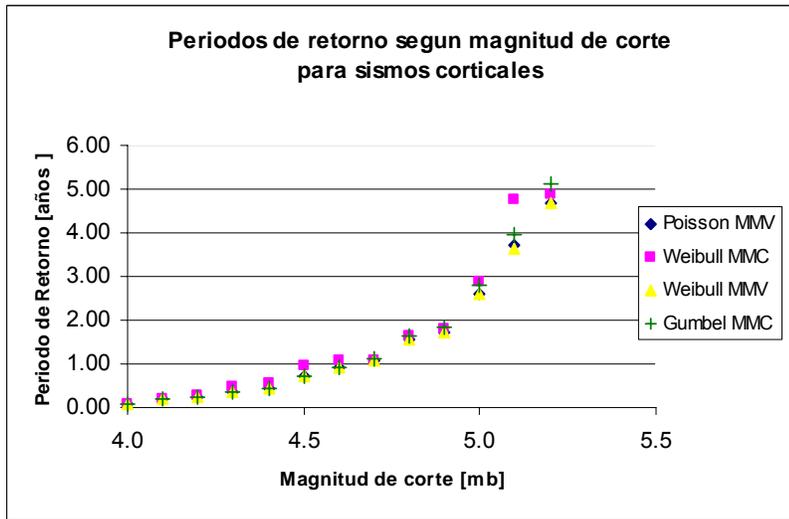
Para el cálculo del peligro sísmico probabilístico, es decir la probabilidad de ocurrencia de un sismo mayor o igual a cierta magnitud en un determinado periodo de tiempo se utilizaron las distribuciones de probabilidad de Poisson y las correspondientes a estadísticas de valores extremos de Gumbel, y la biparamétrica de Weibull. En este caso se han calculado el peligro sísmico tanto para los sismos corticales, es decir aquellos con profundidad focal menor que 35 kilómetros, y para los sismos intraplaca de profundidad intermedia, con una profundidad focal entre 35 y 95 kilómetros, registrados por el catalogo NEIC (1973-2008) para la zona. Para homogeneizar este catálogo en la magnitud mb se tomaron las ecuaciones de magnitud de conversión aparecidas en Araya (2007).

Los períodos de retorno para los sismos mayores o iguales a distintas magnitudes están calculados en las tablas 9 y 11 para los sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia respectivamente en base a la esperanza de cada distribución para los tiempos intereventos. Se puede ver comparando ambas tablas que la sismicidad cortical es menor en cuanto hay mayores periodos de retorno para todas las

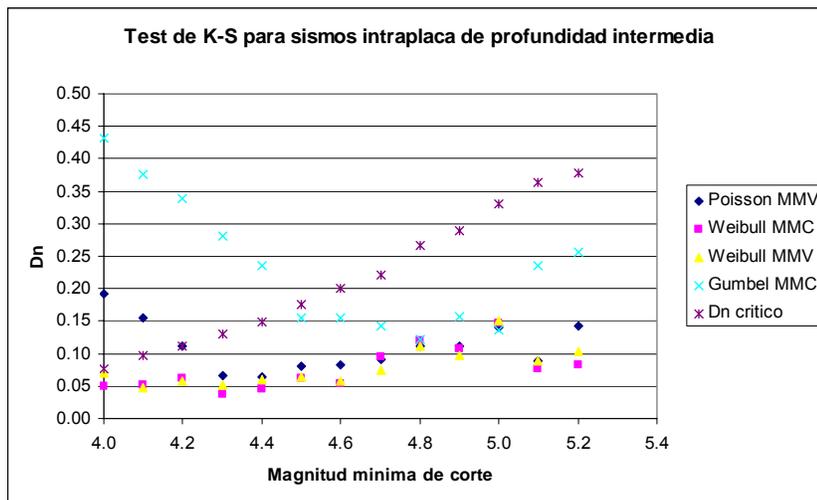
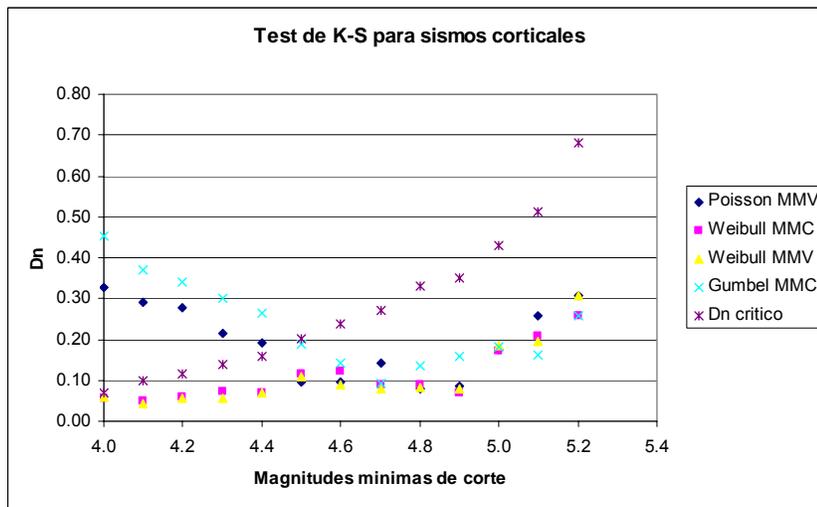
magnitudes en comparación a las mismas magnitudes para los sismos intraplaca de profundidad intermedia.

Por otra parte se ve que las estimaciones de periodos de retorno para todas las magnitudes en ambos tipos de sismos son muy similares suponiendo distribución de Poisson y distribución bi-paramétrica de Weibull. Esto se observa especialmente con los parámetros calculados en esta última con el método de máxima verosimilitud, lo que también se puede observar en el cálculo de las varianzas aparecidos en las tablas 10 y 12. Sin embargo los resultados arrojados según la distribución de Gumbel difieren en ambos casos.

Esto se puede apreciar en las siguientes figuras para ambos ambiente sísmicos producto de las tablas anteriormente citadas:



Para ver que distribuciones de probabilidad ajustan mejor con los datos de los tiempos intereventos para las diferentes magnitudes de corte del catálogo se realizó una prueba de hipótesis de Smirnov-Kolmogorov, cuyos resultados aparecen en las tablas 15 y 16, que también arrojan que para las magnitudes de corte menores la distribución de Gumbel es rechazada para ambos ambientes sísmicos. En las siguientes figuras que grafican también los resultados de las tablas de las distribuciones ocupadas para este test se puede ver que la curva bajo el rótulo de Dn crítico marca el límite de aprobación de este test: los datos de las distribuciones evaluadas sobre esta curva no aprueban la hipótesis de que se ajustan a los datos.



De la misma forma al ver las tablas 12 y 13, donde aparecen los errores cuadráticos para estimaciones de parámetros calculados según el métodos de los mínimos cuadrados de distribuciones de Gumbel I, y biparamétrica de Weibull en sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia respectivamente, se puede ver que la distribución de Gumbel I se ajusta muy mal a las primeras series de sismos con magnitudes de corte más bajas, sin embargo los errores empiezan a ser menores a medida que aumenta esa magnitud de corte y por tanto hay menos sismos. La distribución que mejor se ajusta para todas las magnitudes de corte en ambos ambientes sísmicos es la biparamétrica de Weibull.

Por otra parte con el catálogo NEIC (1973-2008) se analizó la relación de Gutenberg-Richter para los sismos corticales en la zona y como variaba espacialmente. Para esto primero se realizó un cálculo de esta relación usando el método de máxima verosimilitud (Aki, 1965), por separado en cada una de las zonas determinadas en el capítulo 7 donde no había clusters sísmicos, luego se hizo un análisis automático, detallado en el capítulo del b-value con una magnitud de completitud dada por el método de la estabilidad de b de Cao y Gao (2002).

Al comparar ambas metodologías se ve que en el cálculo automático las zonas donde la sismicidad sigue a las fallas mapeadas tiene un b-value aproximadamente de 1,0 hasta 1,5, el cual va subiendo hasta valores mayores que 3 donde existen cluster sísmicos, en especial cerca de Andina. Esto es corroborado por las relación de Gutenberg-Richter calculadas para los catálogos NEIC(1973-2008), ISC(1966-2005) y el catálogo de las magnitudes de la red CHASE determinado por Pardo, donde los valores del b-value más bajos son alcanzados en las zonas C, F, con 1,29 y 1,08 respectivamente en el caso del catálogo NEIC, las zonas donde se encuentran las fallas máximas de mayor longitud y donde la sismicidad planteada sigue a las fallas determinadas de manera más fiel. Luego quitando los clusters situados en las zonas de faenas mineras ya determinados y al ver como influyen elevando el b-value de toda la zona tanto en los sismos corticales e intraplaca de profundidad intermedia dan como resultados b values de: 1,468 y 1,29 respectivamente. Con estos valores se calcularon las probabilidades de ocurrencia considerando Poisson para distintas magnitudes en distintos tiempos aparecidas en la Tabla 13. Por ejemplo un sismo de magnitud $m_b=7,0$ tiene un probabilidad de ocurrencia cercana al 90% en un periodo de 200 años para

sismos corticales y para sismos intraplaca de profundidad intermedia tiene la misma probabilidad de ocurrencia que una magnitud de $m_b=7,1$ en un período de 100 años.

En el cálculo de los mapas de intensidades máximas para ambas fuentes sísmicas se usó el método de Algermissen y Perkins (1976) suponiendo que se los tiempos intereventos siguen la distribución de Poisson. Para sortear el problema de omitir fallas ciegas importantes se supuso en ambos casos que la fuente cortical abarca todas las zonas antes descritas en el capítulo VII y con una profundidad focal que varia linealmente desde los 5 kilómetros en su parte más oriental hasta los 15 en su parte más occidental. Para la fuente de sismicidad intraplaca de profunda intermedia esta profundidad varia desde los 60 a los 120 kilómetros de acuerdo a los perfiles en corte del Anexo II. Para la sismicidad cortical se tomó a Bakun y Wentworth (1997) como ley de atenuación de intensidades, y para la intraplaca de profundidad intermedia se tomó la de Barrientos (1981). Los mapas de intensidad sísmica fueron calculados para un período de diseño de 50 años y con una probabilidad del 10% de excedencia (Figuras 26, 27 y 28).

Para efectos prácticos del cálculo de los mapas de intensidades sísmicas no se ha considerado la existencia de anisotropías para ver como varían las respuestas de sitio para las intensidades en la zona, ya que si bien existen trabajos en los cuales se detallan éstas en la Zona de Chile Central (Algermissen et al., 1992), las alteraciones a las respuestas de sitio propuestas para la zona de estudio no son significativas, no así en la zona costera. Por otra parte los posibles errores al asumir una determinada relación de atenuación para las intensidades para cada fuente sísmica o un error en la localización de ésta o sobredimensionamiento espacial pueden generar una mayor diferencia entre el valor estimado y el real que la variación que puede ser introducida por los factores de respuesta de sitio.

XI.

BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS:

Anderson, M. et al., 2004. Anisotropy and mantle flow in the Chile-Argentina subduction zone from shear wave splitting analysis. *Geophysical Research Letters*. Vol. 31

Algermissen, S.T., Perkins D.M, 1976. A probabilistic estimate of maximum acceleration in rock in the contiguous United States U.S.", United States Geological Survey.

Algermissen ,S.T., et al., 1992. *Revista Geofísica*. Instituto Panamericano.

Alvarado, P., 1998. Sismicidad Superficial de los Andes Centrales. Tesis Magíster en Ciencias, mención Geofísica. Universidad de Chile.

Alvarado, P., Barrientos, S., Astroza, M., Saez, M., Beck, S., 2008. Source Study and Tectonic Implications of the Historic 1958 Las Melosas Crustal Earthquake, Chile, Compared to Earthquake Damage. Inédito.

Aki, K., 1965. Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - b \cdot M$ and its Confidence Limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*. Vol. 43. pp.237-239

Araya, P., 2007. Catálogo Actualizado de Intensidades Sísmicas de Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Astroza, M., Astroza, R., 2008. Comparación de los daños producidos por Terremotos Chilenos con diferente Fuente Sismogénica. XXXIII Jornadas Sudamericanas de Ingeniería Estructural.

Bakun, W.H., Wentworth, C.M., 1997. Estimating Earthquake Location and Magnitude from Seismic Intensity Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 87, No 6, pp.1502-1521

Barrientos, S., 1980. Regionalización Sísmica de Chile. Tesis Magíster en Ciencias, mención Geofísica. Universidad de Chile.

Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., Monfret, T., 2004. Crustal seismicity in Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Elsevier. pp 759-768

Bilek, S., Lay, T., 1999. Rigidity variations with depth along interpolate megathrust faults in subduction zones. *Nature*. Vol. 400, 29 de Julio 1999.

Bommer, J., 1996. Sismología para Ingenieros. Papeles Técnicos UCA. Universidad Centroamericana José Simeón Cañas.

Booth, B., Mitchell, A. 2001. Getting Started with ArcGIS. GIS by ESRI

Canavos, G., 1988. Probabilidad y Estadística. Aplicaciones y Métodos. McGraw – Hill/Interamericana de México

Cao, A.M., Gao, S.S., 2002. Temporal variation of seismic b-values beneath northeastern Japan Island arc. *Geophysical Research International Letters*. Vol. 29 N°9

Charrier, R. et al. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *N. Jb.Geol.Paläont. Abh.*

Comte, D. Comunicación personal

Cornell, C.A., 1968. Engineering seismic hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 59, No 5, pp. 1583–1606.

Farías, M. et. al., 2006. Sismicidad superficial en Chile Central: Implicancias para el estado cortical y crecimiento de los Andes Centrales Australes. XI Congreso Geológico Chileno, Universidad Católica del Norte.

Fariás, M., 2007. Tectónica y Erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis para optar al Grado de Doctor en Ciencias Mención Geología. Universidad de Chile.

Fariás, M., 2008. Late Miocene High and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35° S)

Fock, A., 2005. Cronología y Tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile

Fukao, Y., y Muneyoshi, F., 1984. Hierarchy in earthquake size distribution. Physics of the Earth and Planetary Interiors

Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes between 33° and 34° south latitude. Tectonics, Vol. 22. N° 4.

Greve, F. 1948. Determinación del coeficiente de seguridad antisísmico para diferentes zonas de Chile. Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, 5, Universidad de Chile.

Gripp, A.E., y Gordon R.G., 2002. Young Tracks of hotspots and current plate velocities. Geophysical Journal International Vol. 150

Gumbel, E. J., 1958. Statistics of Extremes. Columbia University Press

International Seismological Centre, ISC Bulletin. www.isc.ac.uk

Jung, H., et al, 2004. Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change. Nature. Vol.428 1 Abril de 2004.

Kanamori, H., 1975. Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 65 N° 5.

Kanamori, H., 1977. Energy Release in Great Earthquakes. Journal of Geophysical Research. Vol. 82. N° 20

Konstantinou, K., et al., 2005. Empirical relationships between aftershock area dimensions and magnitude for earthquakes in the Mediterranean Sea region. Tectonophysics. Vol. 40 N°3 pp. 95-115

Knopoff, L., y Kagan Y., 1977. Analysis of the Theory of Extremes as Applied to Earthquake Problems. Journal of Geophysical Research. Vol.82, N°36, Diciembre 1977

Legrand, D., 2002. Fractal Dimensions of Small, Intermediate and Large earthquakes. Bulletin of Seismological Society of America. Vol.92. No.8.

Leyton, F. et. al., 2008. Reevaluación del Peligro Sísmico Probabilístico en Chile Central. Enviado a Revista Geológica de Chile.

Lomnitz, C., 1969. An earthquake risk map of Chile. Proceedings 4° World Conference On earthquake engineering. Vol. 1 pp. 161-171

Lomnitz, C., 1974. Global Tectonics and Earthquake Risk. Elsevier.

Lomnitz, C., 1994. Fundamentals of Earthquake Prediction. John Wiley & Sons.

Makropoulos, K., y Burton, P., 1985. Hazan: A Fortran Program to evaluate Seismic-Hazard Parameters using Gumbels's Theory of Extreme Value Statistics. Computer & Geosciences, Vol. 12, No 1, pp. 29-46

Murphy, J., O'Brien, L., 1977. The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters. Bulletin of Seismological Society of America. Vol. 67, pp. 877-915.

National Earthquake Seismological Center, NEIC. Earthquake Catalogue and Bulletin. earthquake.usgs.gov/regional/neic/

Neira, F., 2005. Estimación del Peligro Sísmico Asociados a Eventos Intraplaca en Chile: Primera Aproximación. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Pardo, M., 2003. Morfología de la subducción utilizando datos locales: Sismotectónica de Chile Central. Universidad de Concepción. 10º Congreso Geológico Chileno 2003.

Pardo, M. et al., 2006. Red Sismológica Temporal de los Andes Centrales (CHASE, 2005-2006, 33º-34.5º S). XI Congreso Geológico Chileno. 7-11 de Agosto de 2006. Antofagasta-II Región-Chile Actas, Vol. 1, Geodinámica Andina, 439-442, 2006

Pasolini, C., et al., 2008. The Attenuation of Seismic Intensity in Italy. Part II. Modelling and Validation. Bulletin of Seismological Society of America. Abril 2008 Vol. 98.nº2, pp. 692-708

Piderit, E., 1961. Estudio de los sismos en el cajón del Maipo el año 1958. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Ramos, V., 2004. The Andean Thrust System-Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. Thrust Tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82. pp: 30-50. K.R.McClay Ed.

Reiter, L., 1990. Earthquake Hazard Analysis. Issues and Insights. Columbia University Press.

Reiss, R. D., Thomas M, 2007. Statistical Analysis of Extreme Values with Application to Insurance, Finance, Hydrology and Other Fields. Birkhauser.

Rikitake, T., 1976. Earthquake Prediction. Elsevier

Romanoff, F., 1999. Estudio del Peligro Sísmico en la Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Ross, S., 1997. Introduction to Probability Models. Academic Press.

Scholz, C., 1982. Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. Bulletin of Seismological Society of America. Vol. 72 pp: 1-14

Scholz, C., 1997. Size distribution for Large and Small Earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 87 pp 1074-1077.

Sepulveda, S. et al., 2008. New Findings on the 1958: Las Melosas Earthquake Sequence: Central Chile .Implications of Seismic Hazard Related to Shallow Crustal Earthquakes in Subduction Zones

SERNAGEOMIN, 2002. Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1000000 Map M61, Servicio Nacional de Geología y Minería

Shebalin, N.V, 1974.Catalogue of Earthquakes, UNDP/UNESCO, Survey of Seismicity of the Balkan Region. Skopje, Yugoslavia.

Spence, W., 1987 Slab Pull and Seismotectonics of Subducting Lithosphere. Reviews of Geophysics. Vol.25 N°1

Stein, S. y Wysession, M., 2003. An Introduction to Seismology, Earthquake and Earth Structure. Blackwell Publishing.

Stepp, J.C., 1972. Analysis of Completeness of the Earthquake Simple in the Puget Sound Area and Its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard. Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction. Research and Application. Vol. 2

Susa, D., 2004. Estimación del Peligro Sísmico Asociado a sismos del tipo interplaca en Chile y Sur del Perú utilizando distribución bi.-paramétrica de Weibull. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Tassara, A. et al, 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 111

Telesca, L., et al., 2002. On the methods to identify clustering properties in sequences of seismic time-occurrence. *Journal of Seismology*.

Vidal, A., 2007. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas cenozoicas del área Laguna Negra-Río Yeso, Cajón del Maipo, Santiago . Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile.

Wells, D., y Coppersmith, K., 1994. New Empirical Relationship among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface displacement.. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 84, No 4, pp. 974-1002.

Wessel, P., Smith, W., 2007. The Generic Mapping Tool GMT. Version 4.2.1 A Map-making tutorial. *Generic Mapping Tools Graphics*.

Zoback, M.L., 1992. First and Second Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 97, N°B8

ANEXO A: MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA

El Marco Geológico descrito a continuación está basado en los Marcos Geológicos aparecidos en Alvarado(1999), Fock (2004) y Vidal(2006).

En la zona de estudio afloran rocas volcánicas y volcano-sedimentarias que han sido agrupadas en distintas formaciones las que han sido instruidas por una serie de plutones de distinta edad.

Las formaciones aquí detalladas aparecen ordenadas cronológicamente de forma descendente:

Rocas Estratificadas:

La zona central de Chile ha sido marcada por la ocurrencia de eventos volcánicos que ocurrieron en el Mesozoico y en el Cenozoico. Estos eventos han originado enormes espesores de rocas volcánicas continentales que afloran dando lugar a numerosas formaciones. Las dos más importantes son las formaciones Abanico y Farellones:

Formación Nieves Negras (Álvarez et al, 1999, 2000):

Aflora en los sectores de Yeguas Muertas y Nieves Negras, cercanos a la frontera con Argentina. Esta constituida por Secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limonitas y en forma subordinada niveles de brechas en su base, con una serie rítmica de niveles gruesos de areniscas gruesas y niveles delgados de limolitas en los niveles superiores (Álvarez et al., 1997; Charrier et al., 2002b).

Su base no aflora y su techo corresponde a la Formación Tábanos (Río Colina), en concordancia. En el sector de la confluencia de los ríos Espinoza y Las Leñas, Klohn (1960) denominó a estos depósitos como Formación Leñas Espinoza. Se correlaciona con el miembro Santa Elena de la Formación Nacientes del Teno (Klohn,1960, Davidson, 1971) y las formaciones Las Lajas, Los Molles y Tres Esquinas en Argentina (Charrier et al., 2002b).

Formación Río Colina (González 1963):

Definida en el valle del Río Colina corresponde a una secuencia de sedimentitas marinas compuesta principalmente por calizas y lutitas calcáreas oscuras, lutitas fisibles finamente estratificadas, areniscas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas. Además presenta yeso interestratificado y domos diapíricos de yeso que la intruyen (Thiele, 1980).

Su techo se encuentra en concordancia con la Formación Río Damas y su base estaría en concordancia sobre la Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 1997). Posee un espesor mínimo visible de unos 800 m. De acuerdo a su contenido fósil, se le asigna una edad Caloviano-Oxfordiano (Tavera, 1968; Álvarez *et al.*, 1997).

Esta formación aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal (Figura 1.5), se dispone como afloramientos discontinuos a lo largo del borde chileno-argentino y se correlaciona con el miembro Santa Helena de la Formación Nacientes del Teno (Klohn, 1960), con el miembro medio de la Formación Lagunillas (Aguirre, 1960) y con el miembro superior de la Formación Valle Grande (Groeber, 1946). Se correlaciona con las formaciones Tábanos, Lotena, La Manga y Auquilco en Argentina (Thiele, 1980; Álvarez *et al.*, 1996).

Formación Río Damas (Klohn , 1960):

Definida en el valle del río Damas corresponde a una secuencia continental de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limolitas, lavas andesíticas y pequeños niveles de yeso expuestos en la parte oriental de la Cordillera Principal. Posee un espesor de casi 3000 m. Se le asigna al Kimmeridgiano, por estar apoyada concordantemente sobre la Formación Río Colina (Oxfordiano) y subyacer concordantemente, a las capas marinas del Tithoniano pertenecientes a la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980)

Formación Lo Valdés (González 1963):

Definida en la localidad de Lo Valdés en el valle del río Volcán corresponde a una secuencia de lavas andesíticas con algunas intercalaciones de sedimentos marinos en su miembro inferior y calizas, calizas fosilíferas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior (Hallam *et al.*, 1986).

El espesor estimado de esta formación es de 1350 m, y se le asigna una edad mediante fósiles Tithoniano – Hauteriviano (Biró, 1964, Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam *et al.*, 1986).

Aflora en Chile central como una franja continua de dirección norte-sur a lo largo de la Cordillera Principal, desde el río Volcán hasta más al norte del río Colorado. La Formación Lo Valdés se correlaciona, hacia el norte, con la Formación San José (Valanginiano) definida por Aguirre (1960) y, hacia el sur, con la Formación Termas del Flaco (Klohn, 1960), de edad Tithoniano Superior a Hauteriviano (Thiele, 1980). En Argentina, se correlaciona con el Grupo Mendoza (Thiele, 1980; Aguirre – Urreta *et al.*, 1996, 1997).

Formación Colimapu (Klohn, 1960):

Definida en la quebrada Colimapu, en el límite occidental de la Cordillera principal Oriental corresponde a una secuencia continental con una predominante coloración rojiza de areniscas y lutitas, conglomerados de matriz arenosa, con intercalaciones de rocas piroclásticas, lavas andesíticas y calizas en capas lateralmente discontinuas (Thiele, 1980; Vergara y Nyström, 1996).

Su base se apoya concordantemente sobre la Formación Lo Valdés y su techo ha sido descrito como discordante, en el valle del Río Aconcagua (Aguirre, 1960), como concordante (Thiele, 1980) y por falla (Falla Chacales-Yesillo) en la Cordillera Principal al este de la ciudad de Santiago (Bustamante, 2001; Muñoz, 2005) bajo la Formación Abanico. Posee un espesor estimado de unos 2.000 m. La ocurrencia de carófitas fósiles acota su edad mínima al Albiano (Martínez y Osorio, 1963) y su edad máxima sería Hauteriviano de acuerdo a la edad asignada a la Formación Lo Valdés que la infrayace concordantemente (Thiele, 1980).

Sus afloramientos se distribuyen a lo largo de una franja de dirección norte-sur en la Cordillera Principal de Chile central extendiéndose desde el sur de los 34° Sur hasta más al norte del río Colorado. Se correlaciona cronológicamente con la Formación Cristo Redentor definida por Aguirre (1960) en el valle del río Aconcagua, y con las Formaciones Diamante y Huitrín en Argentina (Ramos *et al.*, 1996; Sruoga *et al.*, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a, 2003b).

Estratos del Cerro Los Ratones (Sellés y Gana, 2001)

Unidad informal, definida por Sellés y Gana (2001) que aflora principalmente en la Depresión Central (Figura 3.2), constituida por una secuencia volcánica y subvolcánica, formada por tobas de lapilli y brechas piroclásticas, además de escasas lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias continentales de aproximadamente 450 m de espesor total, que aflora en el cordón de cerros del mismo nombre, al sur del río Maipo, y en pequeños cerros-isla al sur de esta localidad. Su base no aflora y se infiere una relación de discordancia angular con la suprayacente Formación Abanico, dada por la falta de continuidad de los pliegues y en las intrusiones ácidas que la afectan al pasar a la formación superior (Sellés y Gana, 2001).

Tiene intrusiones de stocks y diques datados en 36 y 22 Ma y su correlación litoestratigráfica más probable es con la Formación Lo Valle del Cretácico Superior (Thomas, 1958; Wall *et al.*, 1999), que aflora 45 Km al norte, aunque la ausencia de antecedentes geocronológicos impide precisar la edad absoluta de estos estratos, por lo que se le asigna una edad Cretácica Superior (?) – Paleoceno (?) (Sellés y Gana, 2001).

Formación Abanico (Aguirre, 1960):

Definida por Aguirre en la provincia de Aconcagua, está constituida por tobas, tufitas, conglomerados y flujos de lavas e ignimbritas, de carácter principalmente andesítico y origen continental. También tiene intercalaciones sedimentarias fluviales, aluviales y lacustres que forman lentes de hasta 500 m de espesor. (Charrier *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003). El espesor del conjunto se estima en ~ 3.000 m, aún cuando se acepta que éste aparece aumentado por las numerosas intrusiones de filones-manto y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). Su mayor espesor se presenta en el área del río Tinguiririca (alrededor del 34,5° latitud Sur) con 4000 m. Las rocas de la Formación Abanico se disponen en dos franjas norte-sur separadas por los afloramientos de la Formación Farellones

Las dataciones de esta formación por el método K/Ar fijan un mínimo de 19,5 m.a en el área de Santiago y un mínimo de 60 m.a en el área del río Maule, que estaría relacionado con la alteración de las rocas. Estas mismas rocas aparecen en el área del río Maipo con fuertes plegamientos.

La Formación Abanico es equivalente hacia el sur con la Formación Coya – Machalí definida por Klohn (1960) (Thiele, 1980; Drake *et al.*, 1982; Charrier *et al.*, 2002a). En Argentina ésta formación es equivalente temporal de la Formación Molle, que aflora más al sur (Oligoceno Superior) (Sruoga *et al.*, 2000). Junto con la formación Farellones son las más importantes en cuanto a tamaño de la zona.

Formación Farellones (Klohn, 1960):

Esta formación se define como una unidad volcánica continental superpuesta discordante sobre la Formación Abanico. Esta constituida por lavas, tobas, brechas andesíticas y riolíticas, con un predominio de las lavas sobre las tobas y las brechas, con un espesor máximo de 2000 m en el río Aconcagua. Esta formación sobreyace a la formación Abanico entre los 32 y 35 °S. No se tiene claro el tipo de contacto entre estas formaciones, se cree que es del tipo transicional y que varía norte- sur y este-oeste reportándose en vario lugares como discordante o pseudo-concordante dependiendo a la reactivación de fallas asociadas a la inversión tectónica de la cuenca de la Formación Abanico (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.* 2001)

A la Formación Farellones se le asigna una edad Miocena, de acuerdo a las dataciones radiométricas disponibles (Ver Tabla 3.2). En esta formación se incluye a la Formación Colorado – La Parva, definida inicialmente como Pliocena al correlacionarla litoestratigráficamente con riolitas pliocenas de la Localidad de Río Blanco (Thiele, 1980), pero que posteriormente, en base a dataciones K/Ar, Beccar *et al.* (1986) y Rivano *et al.* (1991) la incluyen en la Formación Farellones. El espesor reportado para la Formación Farellones es de 2.500 m, aumentado por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno Superior – Plioceno que la intruyen. (Thiele, 1980; Rivano *et al.*, 1990).

El techo de esta formación corresponde a la actual superficie de erosión (Thiele, 1980; Rivano *et al.*, 1990). Se correlaciona cronológicamente con las formaciones Palaoco, Contreras, Conglomerados de Tunuyán y Agua de la Piedra en Argentina (Sruoga *et al.*, 2000; Giambiagi *et al.*, 2001).

Según Rivano *et al.* (1990) la formación Farellones esta compuesta por 2 capas: un miembro inferior constituido por tobas e ignimbritas riolíticas muy frescas, con intercalaciones delgadas de volcanitas, con espesores que varían entre los 5 y 20 metros y que al norte de los 33° S con concordancia angular sobre la formación

Abanico; y un miembro superior que sobreyace concordantemente con la anterior y está compuesto por lavas andesíticas y basálticas, con intercalaciones de tobas y conglomerados andesíticos, en algunos casos con intercalaciones de dacitas (rocas más ácidas), y tiene un peso mayor a 1500 m.

Unidad Volcánica Antigua (UVA)(Thiele y Katsui, 1969):

Esta compuesta por los esqueletos de volcanes extinguidos, formados principalmente de coladas andesíticas y traquiandesíticas que afloran principalmente en el área fronteriza, destacando entre ellos el Volcán Tupungato, Cerro Marmolejo y el cordón del Cerro Castillo (Thiele, 1980). El zócalo de la Unidad Volcánica Antigua lo constituyen las formaciones paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas expuestas en la vertiente oriental de la Cordillera Principal. La UVA no aparece afectada por fallas de importancia regional, sólo por fallas menores, y aparece sellando todas las estructuras de pliegues y fallas de fines del Mioceno que caracterizan la región. Se le asigna una edad Pleistocena (Thiele, 1980).

Unidad Volcánica nueva (UVN) (Thiele y Katsui, 1969):

Esta compuesta por los volcanes que han presentado manifestaciones históricas de actividad y en los cuales se reconocen emanaciones fumarólicas. Estos centros se encuentran sobrepuestos a la UVA y se destacan el volcán Tupungatito y el volcán San José los que se desarrollan sobre el volcán Tupungato y el cerro Marmolejo, respectivamente. Están formados por coladas andesíticas frescas, con intercalaciones de mantos de brechas y depósitos piroclásticos menores, predominantemente oscuros (bombas, lapilli y cenizas). En base a las características morfológicas y estructurales de esta unidad su edad correspondería al Holoceno (Thiele, 1980).

Depósitos no consolidados:

Estos son los depósitos de origen aluvial, lacustres, gravitacionales, y glaciales. Los depósitos aluviales corresponden a bloques, gravas, arenas, limos y arcillas, los que por su petrografía se relacionan con las distintas unidades litológicas que afloran en las cercanías. Principalmente se observan como material de relleno de la Depresión Central y de los valles interiores de la región. Dentro de estos últimos se destacan

aquellos que forman los importantes niveles de terrazas en el valle del río Maipo (Thiele, 1980).

Los depósitos lacustres corresponden depósitos de limos y arcillas, finamente laminados, acumulados en lagos formados detrás de algunas morrenas frontales o de depósitos producidos por desmoronamientos en los valles de los ríos Colina, Colorado, Maipo y Yeso (Thiele, 1980).

Los depósitos gravitacionales se reconocen prácticamente en toda el área. Los más importantes son aquellos resultantes de la reptación del suelo y talud que producen acumulaciones detríticas importantes en la base de las pendientes suaves, los primeros, y en las pendientes fuertes, los segundos (Thiele, 1980).

Los depósitos glaciares son esencialmente morrenas marginales y acumulaciones de detritos provenientes de glaciares de roca que se encuentran en la mayoría de las cabeceras de los esteros por sobre la cota de 2.500 msnm, en circos glaciares y nichos en las altas cumbres (Thiele, 1980).

Rocas Intrusivas:

Los cuerpos intrusivos en esta zona varían en tamaño desde grandes plutones a domos y se disponen en cinturones de orientación norte-sur haciendo progresivamente más jóvenes a mediada que avanzan hacia el este.

Intrusivos del Cretácico Inferior (Wall *et al.*, 1999):

Afloran en el borde oriental de la Cordillera de la Costa. Corresponden a plutones y stocks cuya litología principal son dioritas, granodioritas y tonalitas, que intruyen a las Formaciones Lo Prado y Veta Negra.

Dentro de esta unidad se incluyen la Diorita del Portezuelo Los Aromos, Plutón Cordón del Mallarauco (117 – 91 Ma), la Diorita Punta del Viento (114 – 111 Ma) (Sellés y Gana, 2001) y el Plutón Cerro Bandera (ca. 120 Ma)

Intrusivos de Cretácico Superior (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001) :

Se pueden dividir en 2 grupos: (a) Plutones y Stocks monzodioríticos, granodioríticos, dioríticos y tonalíticos, los que llegan a ocupar áreas de hasta 100 Km²; (b) Intrusitos Hipoabisales, cuya composición varía de básica a ácida, ocupando áreas desde los 500m² hasta 3 Km². Diversas dataciones radiométricas K/Ar permiten

asignarles una edad Albiano Superior – Turoniano Inferior. Intruyen a las Formaciones Las Chilcas y Veta Negra.

Intrusivos Hipoabisales del Paleoceno-Eoceno (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001):

Stocks basálticos de piroxeno y olivino que intruyen a los intrusivos del Cretácico Medio y a las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, y a los Estratos del Cordón de los Ratones.

Intrusivos Hipoabisales del Eoceno Superior – Mioceno Inferior:

Esta unidad agrupa a stocks, filones mantos, cuellos volcánicos y diques, cuya composición varía desde gabros a andesitas de piroxeno, formando cuerpos de tamaño inferior a 8 Km². Intruyen a las Formaciones Las Chilcas, Lo Valle y Abanico.

Gran parte de estos intrusivos pertenecen al “Grupo Volcánico del Oligo-Mioceno” (Vergara y Drake, 1979) o a la Unidad Intrusiva II (Thiele, 1980). Su edad y geoquímica son similares a las lavas de la Formación Abanico y es posible que correspondan a sus conductos alimentadores (Wall *et al.*, 1999).

Intrusivos del Mioceno Inferior (Thiele, 1980; Kurtz *et al.*, 1997):

Son plutones que intruyen a la Formación Abanico y su litología principal corresponde a granodioritas. Destacan el Plutón La Obra (río Maipo frente a la Depresión Central); Plutón San Francisco (parte superior del río San Francisco, y donde se encuentra depósito de pórfidos cupríferos de Los Pelambres); y el Plutón del Salto del Soldado.

Intrusivos del Mioceno Medio-Superior (Thiele, 1980; Cornejo y Mahood, 1997; Kurtz *et al.*, 1997):

Se ubican más al este de la franja de intrusivos del Mioceno Inferior. Destacan dentro de este grupo el Plutón San Gabriel (unión ríos Volcán, Yeso y Maipo) y Plutón La Gloria (río Colorado). Las litologías principales de esta unidad son granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera

Intrusivos del Plioceno-Pleistoceno:

Están en la parte mas al oriente de la zona, y dentro de esta unidad se incluyen el intrusivo Colina (de $3,4 \pm 0,5$ según K/Ar; Ramos et al., 1997) y el intrusivo Los Lunes, que tiene edades de $1,1 \pm 0,4$ Ma (K/Ar en biotita; Godoy y Lara, 1994b), $1,20 \pm 0,19$ Ma y $1,05 \pm 0,02$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda y en biotita, respectivamente; Baeza, 1999). Su litología corresponde tonalitas para el intrusivo Colina y a pórfidos dacíticos de biotita para el caso del Intrusivo Los Lunes (Godoy, 1998; Baeza, 1999).

A continuación, una columna cronología de la principales unidades geológicas de la región, de Fock (2005). (Figura 43).

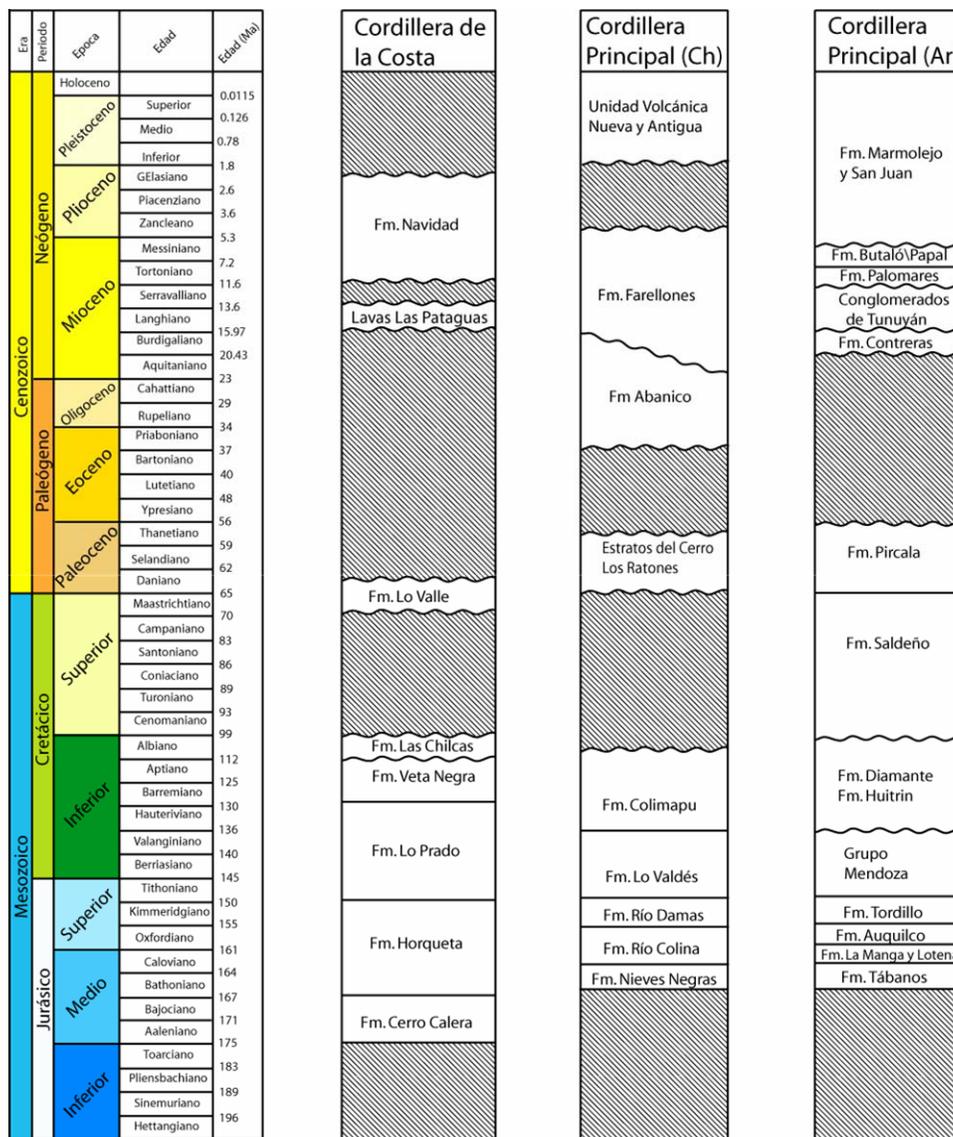


Figura 42 : Columna cronológica generalizada desde el Jurásico Medio.

ANEXO B: PERFILES EN CORTE DE LA SISMICIDAD

Cortes Longitudinales y Transversales cada 7,5'.

En azul los sismos de la red de Monfret, en Rojo los del Proyecto Anillo ACT-18, en verde los del Servicio Sismológico Central y en marrón los de la red CHASE (2005-2006)

Cortes Longitudinales:

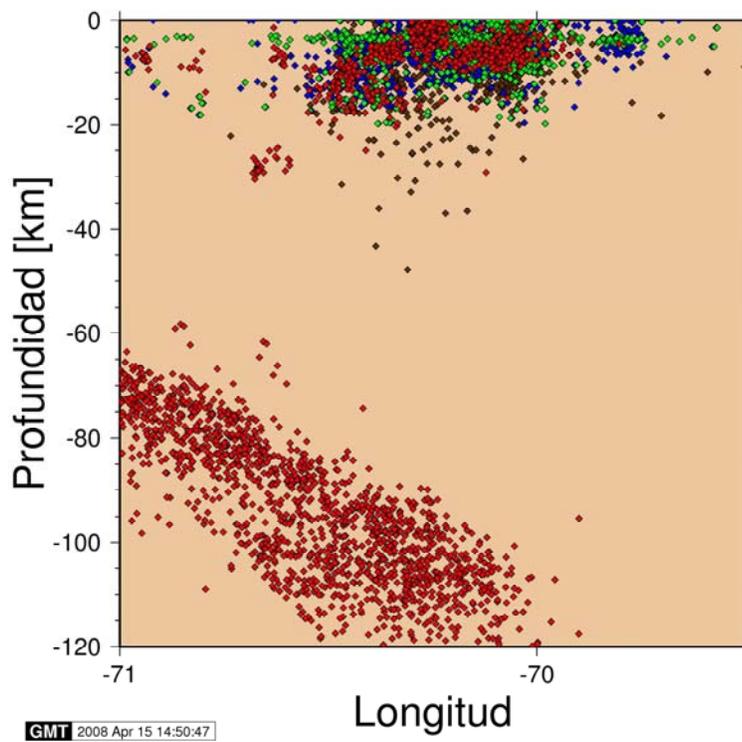


Figura 43 : Corte Longitudinal total.

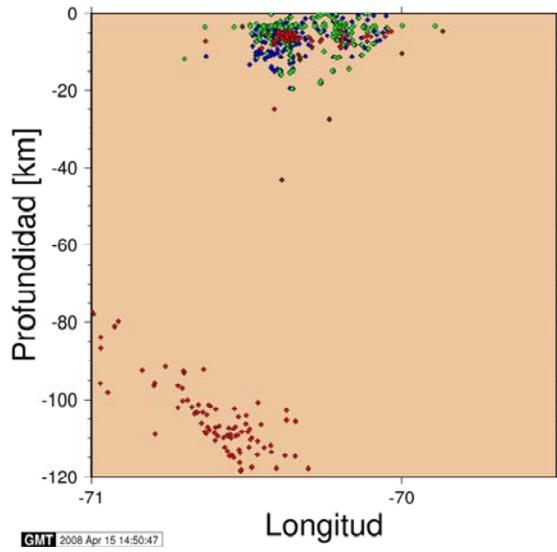


Figura 44: Corte Longitudinal 1, Zona Andina Chile Central [-34,5 ; -34,38]

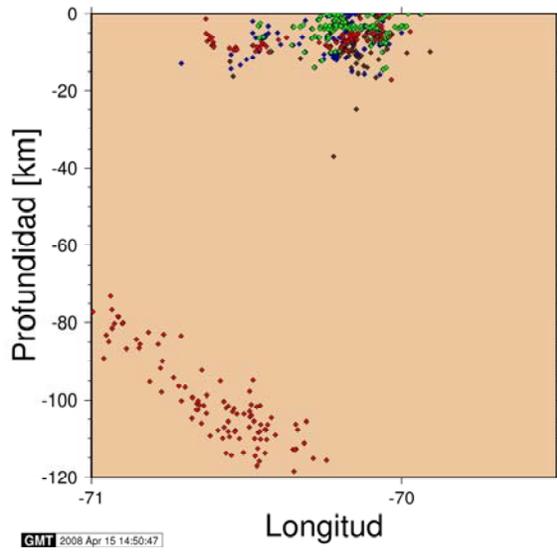


Figura 45: Corte Longitudinal 2, Zona Andina Chile Central [-34,38 ; -34,25]

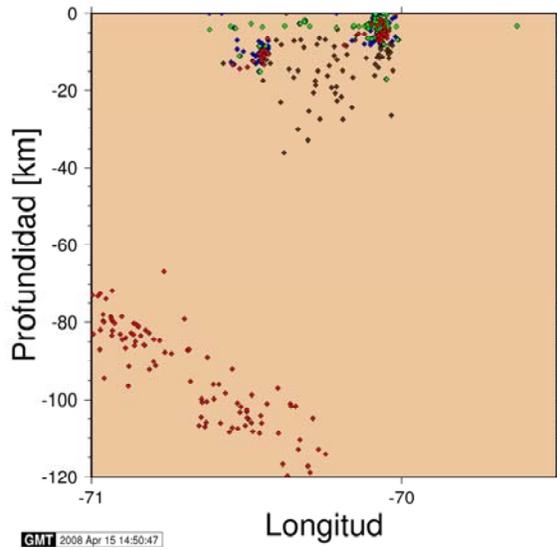


Figura 46: Corte Longitudinal 3, Zona Andina Chile Central [-34,25 ; -34,13]

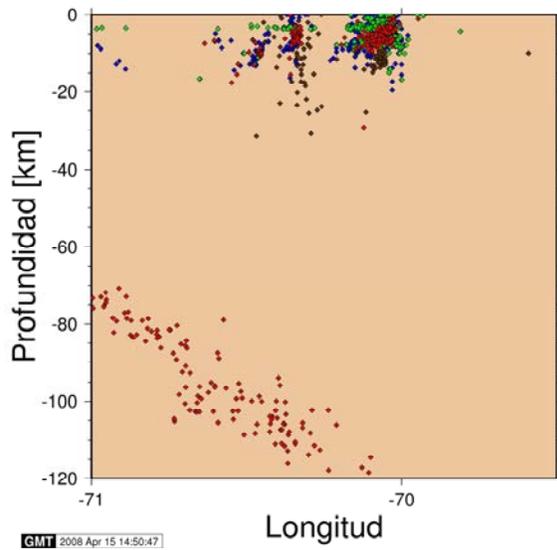


Figura 47: Corte Longitudinal 4, Zona Andina Chile Central [-34,13 ; -34]

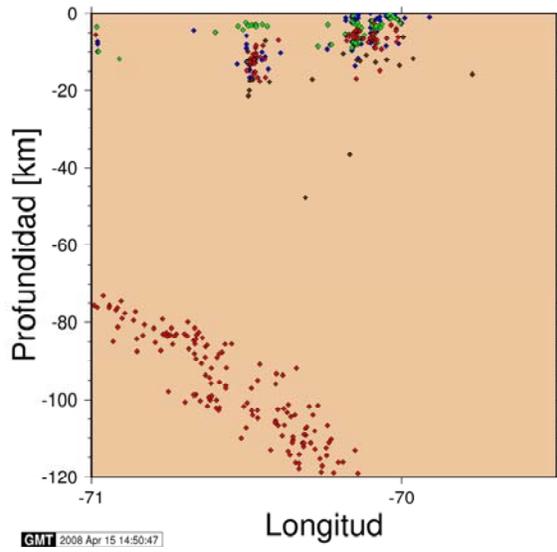


Figura 48: Corte Longitudinal 5, Zona Andina Chile Central [-34 ; -33,88]

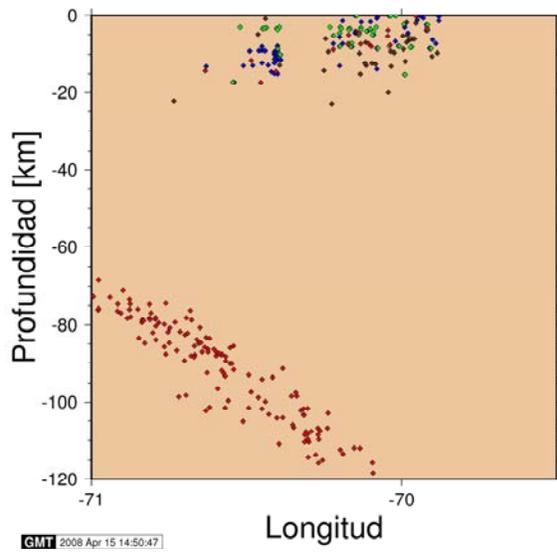


Figura 49: Corte Longitudinal 6, Zona Andina Chile Central [-34,88 ; -33,75]

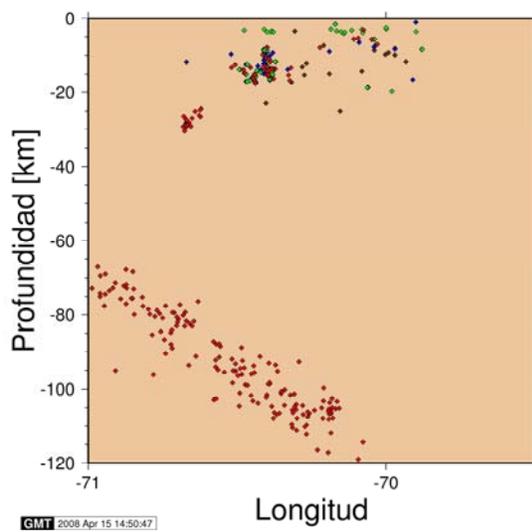


Figura 50: Corte Longitudinal 7, Zona Andina Chile Central [-33,75 ; -33,63]

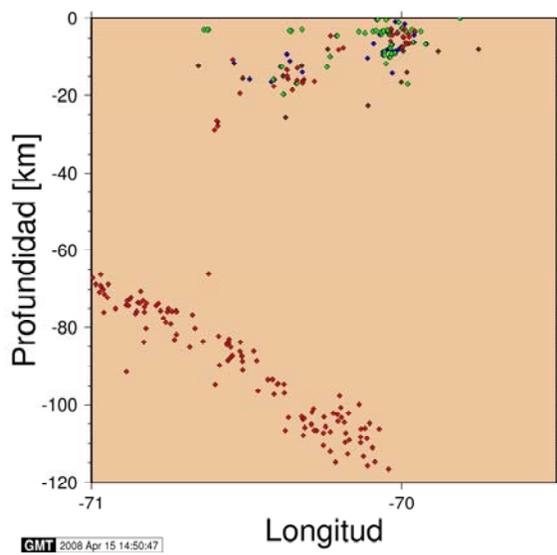


Figura 51: Corte Longitudinal 8, Zona Andina Chile Central [-33,63 ; -33,5]

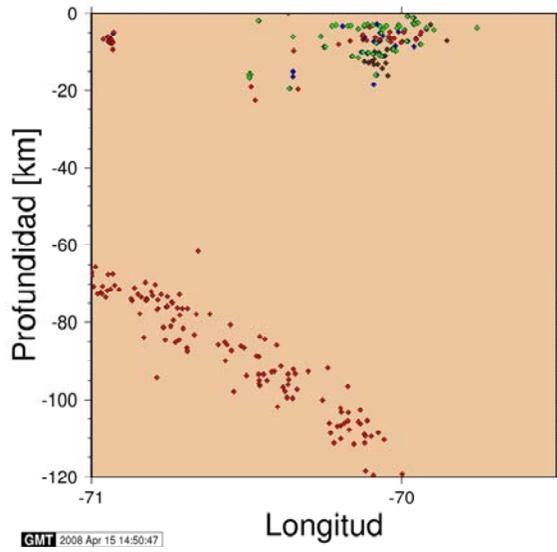


Figura 52: Corte Longitudinal 9, Zona Andina Chile Central [-33,5 ; -33,38]

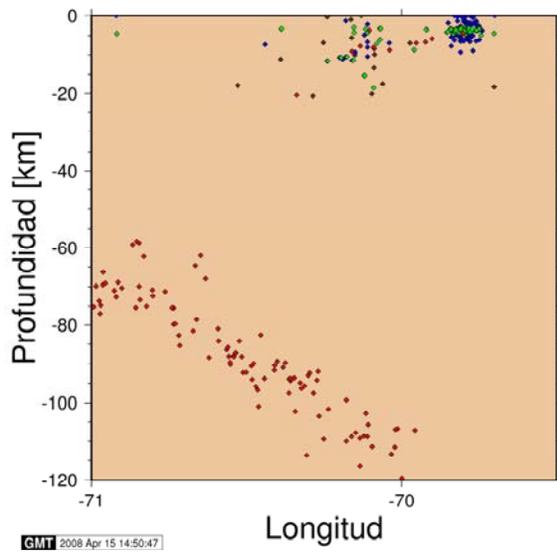


Figura 53: Corte Longitudinal 10, Zona Andina Chile Central [-33,38 ; -33,25]

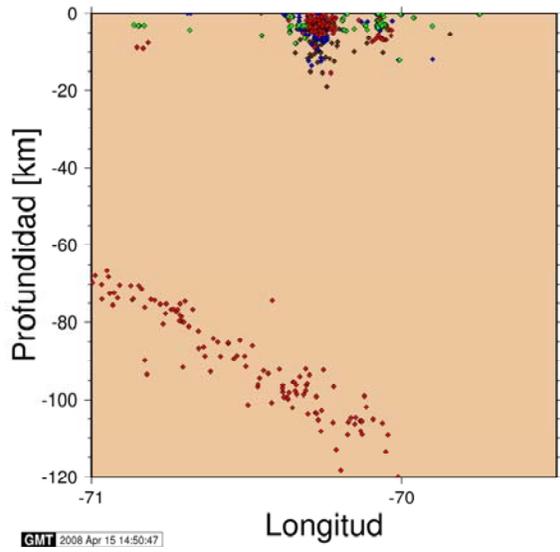


Figura 54: Corte Longitudinal 11, Zona Andina Chile Central [-33,25 ; -33,13]

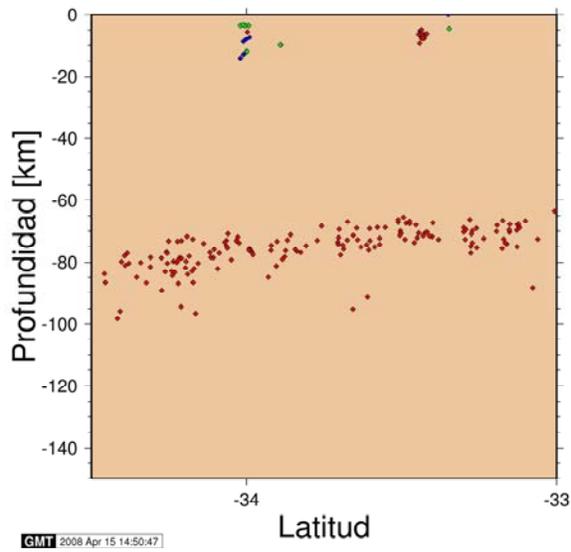


Figura 55: Corte Longitudinal 12, Zona Andina Chile Central [-33,13 ; -33]

Cortes Transversales:

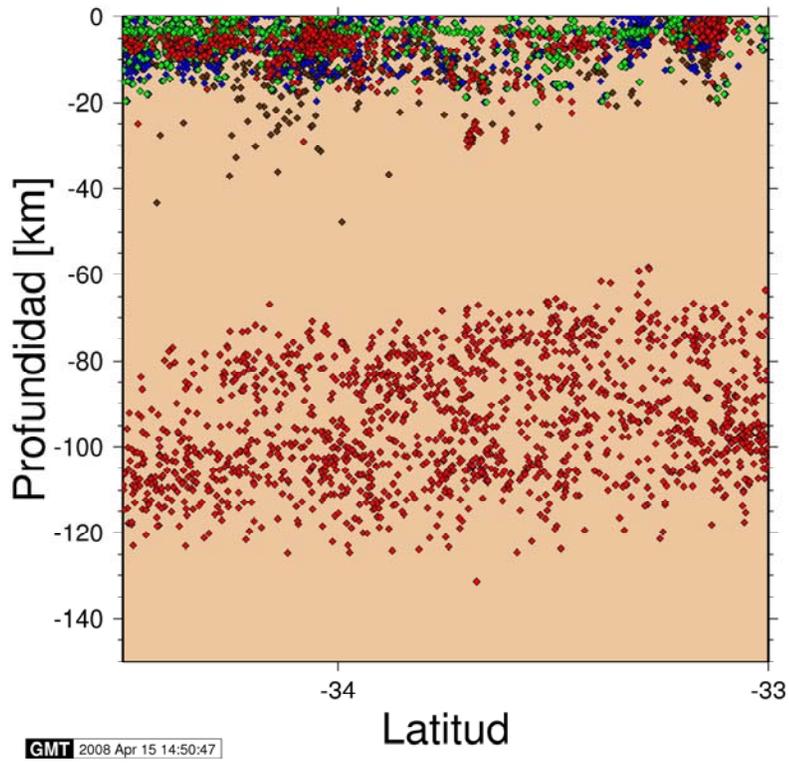


Figura 56: Corte Transversal total

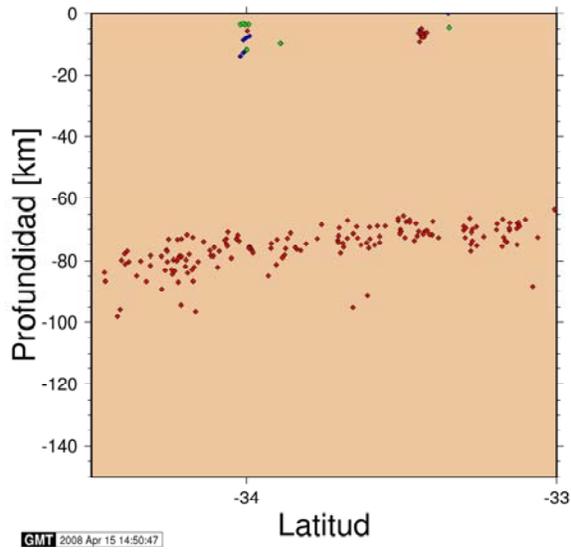


Figura 57: Corte Transversal 1, Zona Andina Chile Central [-71 ; -70,88]

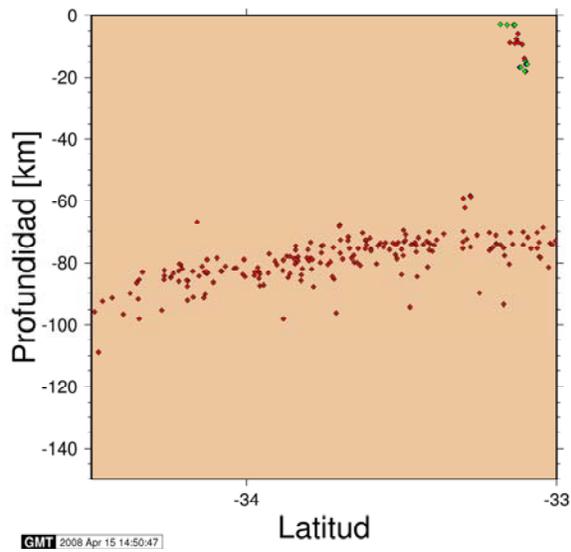


Figura 58: Corte Transversal 2, Zona Andina Chile Central [-70,88 ; -70,75]

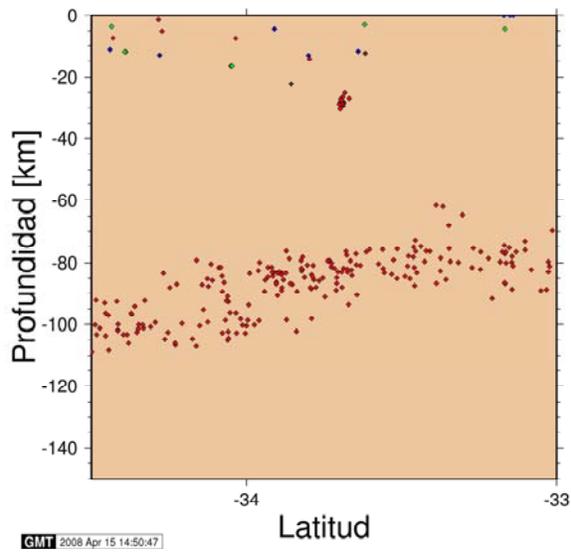


Figura 59: Corte Transversal 3, Zona Andina Chile Central [-70,75 ; -70,63]

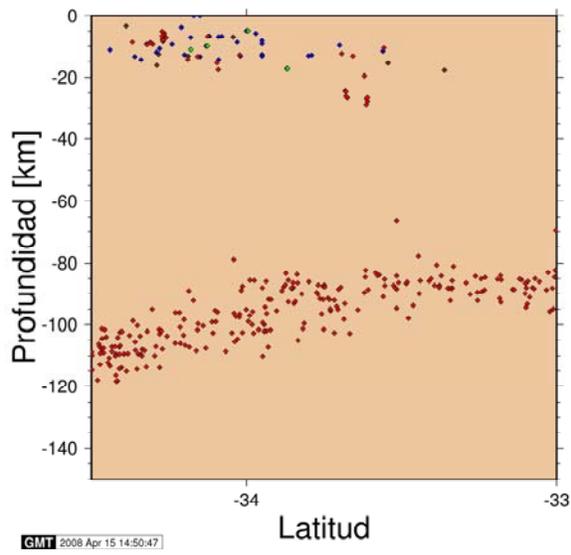


Figura 60: Corte Transversal 4, Zona Andina Chile Central [-70,63 ; -70,5]

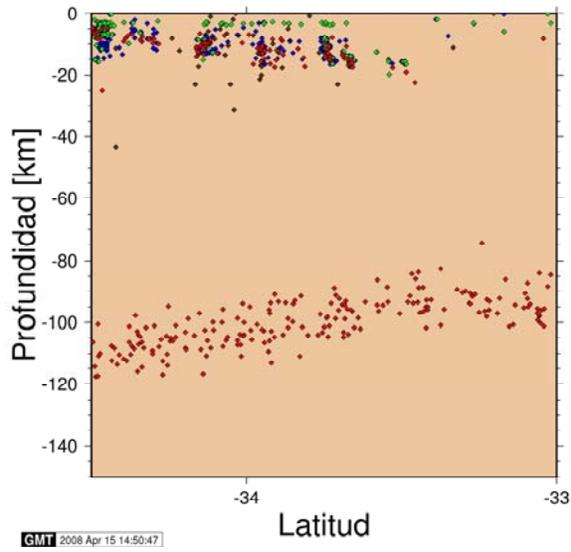


Figura 61: Corte Transversal 5, Zona Andina Chile Central [-70,5 ; -70,38]

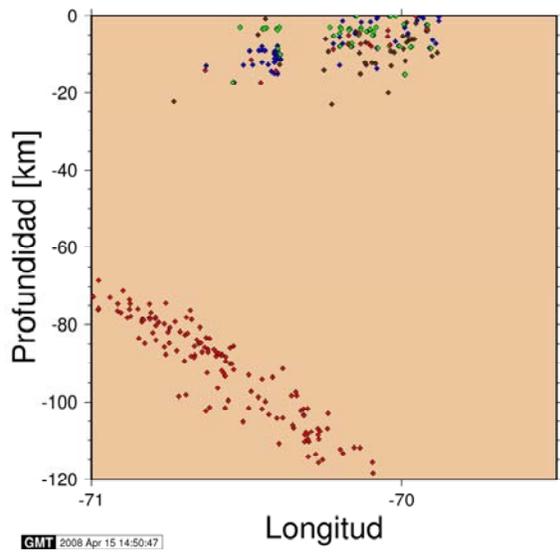


Figura 62: Corte Transversal 6, Zona Andina Chile Central [-70,38 ; -70,25]

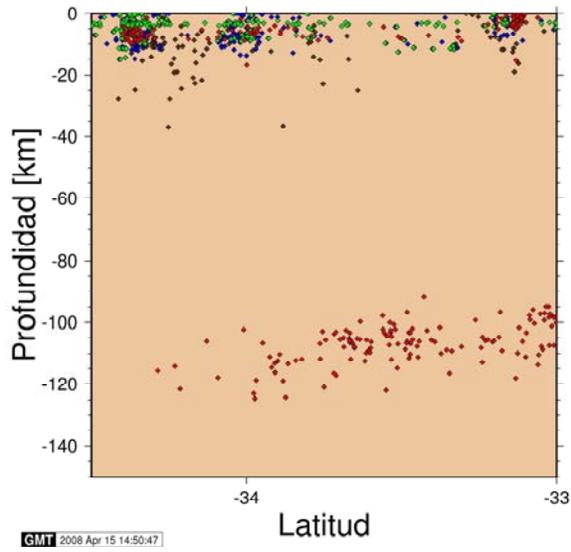


Figura 63: Corte Transversal 7, Zona Andina Chile Central [-70,25 ; -70,13]

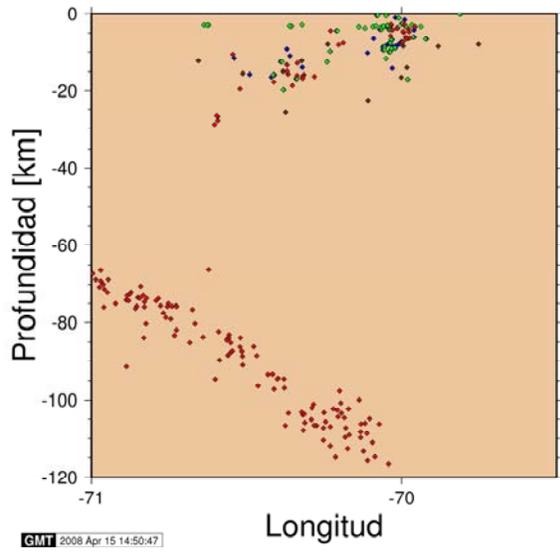


Figura 64: Corte Transversal 8, Zona Andina Chile Central [-70,13 ; -70]

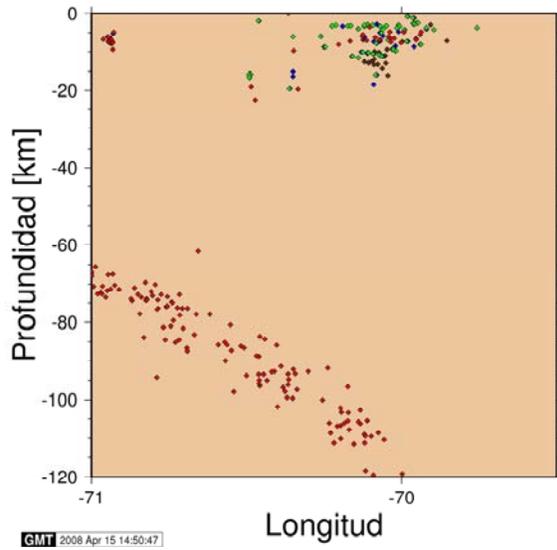


Figura 65: Corte Transversal 9, Zona Andina Chile Central [-70 ; -69,88]

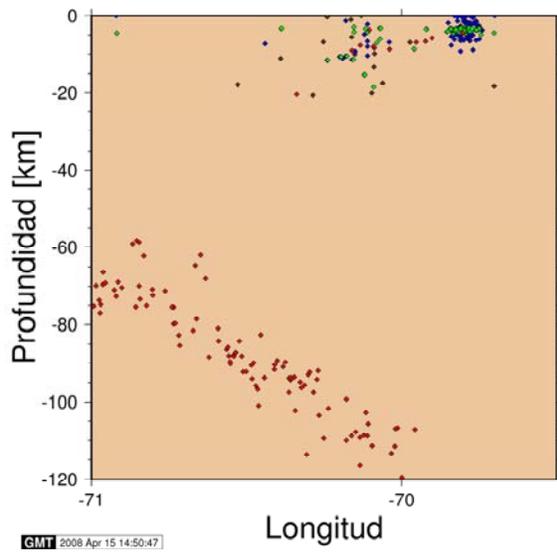


Figura 66: Corte Transversal 10, Zona Andina Chile Central [-69,88 ; -69,75]

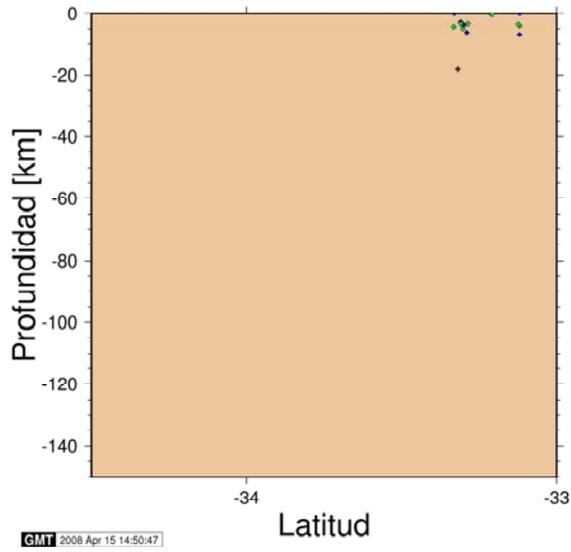


Figura 67: Corte Transversal 11, Zona Andina Chile Central [-69,75 ; -69,63]

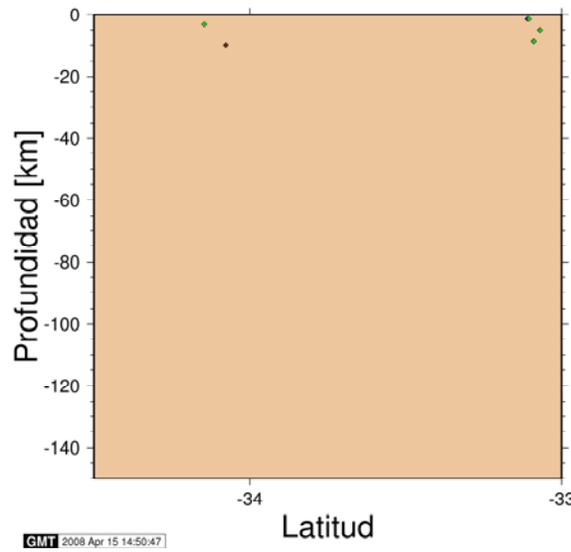


Figura 68: Corte Transversal 12, Zona Andina Chile Central [-69,63 ; -69,5]

ANEXO C: TEORÍA DE LAS PROBABILIDADES APLICADAS A ESTE ESTUDIO

1. Consideraciones Generales:

En teoría de probabilidades se denomina variable aleatoria al valor numérico asociado a cada suceso aleatorio o resultado aleatorio generado en un experimento. Además se denomina distribución de probabilidades a la distribución teórica de frecuencias de estos resultados aleatorios, es decir como varían estos.

La variable aleatoria ser de dos tipos dependiendo de la naturaleza del valor numérico asignado al resultado: discreta o continua. Si es discreta es posible asignar probabilidad a cada valor puntual de la variable aleatoria, si es continua no es posible, sin embargo se puede calcular la probabilidad acumulada hasta un cierto valor, esto es la probabilidad de que la variable aleatoria caiga dentro de un intervalo de valores. En otras palabras sería la integral de la distribución de probabilidades de esa variable aleatoria en un determinado intervalo. Un ejemplo de variable aleatoria continua sería considerar un proceso que ocurre a través del tiempo, en este caso el tiempo t sería una variable continua.

Si un suceso ocurrirá en el tiempo T , tomando este tiempo T como una variable aleatoria, se tiene la probabilidad de que ocurra antes de un determinado tiempo t esta regida por la distribución de probabilidades $f(t)$ de la siguiente forma:

$$P\{T < t\} = F(t) = \int_0^t f(t)dt \quad (1)$$

Las reglas básicas en probabilidades están dadas:

$$P\left(\bigcup_{i=1}^N A_i\right) = \sum_{i=1}^N P(A_i) - \sum_{i_1 < i_2} P(A_{i_1} \cap A_{i_2}) + \dots + (-1)^{n+1} \sum_{i_1 < i_2 < \dots < i_n} P(A_{i_1} \cap A_{i_2} \cap \dots \cap A_{i_n}) + \dots + (-1)^{N+1} P\left(\bigcap_{i=1}^N A_i\right) \quad (2)$$

$$P(E^C) = 1 - P(E) \quad (3)$$

Luego la probabilidad de que el evento ocurra durante un período de tiempo Δt a partir del tiempo t es la probabilidad de que ocurra antes del tiempo $\Delta t + t$ y que no ocurra antes de t , es decir:

$$P\{t \leq T \leq t + \Delta t\} = F(t + \Delta t) - F(t) \quad (4)$$

Por definición se llamara $R(t)$ a la probabilidad de que el evento ocurra en un tiempo T posterior al tiempo t , o mejor dicho que no hay ocurrido antes de t , según (3):

$$P\{T \geq t\} = 1 - F(t) \equiv R(t) \quad (5)$$

Considerando la regla de Bayes para probabilidades condicionales, tales que ocurra A tal que hay ocurrido además el evento B :

$$P(A/B) = \frac{P(A \cap B)}{P(B)} \quad (6)$$

La probabilidad de que ocurra el evento en un periodo de tiempo Δt a partir del tiempo t y que este evento no haya ocurrido antes de t esta dada, según (6) por:

$$P\{(t \leq T \leq t + \Delta t) / (T \geq t)\} = \frac{P\{(t \leq T \leq t + \Delta t) \cap (T \geq t)\}}{P\{T \geq t\}} \quad (7)$$

Con las ecuaciones (4) y (5) quedaría:

$$P\{(t \leq T \leq t + \Delta t) / (T \geq t)\} = \frac{F(t + \Delta t) - F(t)}{R(t)} \quad (8)$$

Definiendo $\lambda(t)$ como el límite cuando Δt tiende a cero de la tasa media de ocurrencia, es decir de $\frac{P\{(t \leq T \leq t + \Delta t) / (T \geq t)\}}{\Delta t}$ se tiene que:

$$\lambda(t) \equiv \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\frac{F(t + \Delta t) - F(t)}{R(t)}}{\Delta t} \quad (9)$$

Desarrollando esta expresión queda:

$$\lambda(t) = \frac{dF(t)}{dt} \cdot \frac{1}{R(t)} = -\frac{dR(t)}{dt} \cdot \frac{1}{R(t)} \quad (10)$$

Luego resolviendo la ecuación diferencial formada:

$$R(t) = R(0) \cdot e^{-\int_0^t \lambda(t) dt} \quad (11)$$

Derivando esta expresión y considerando que ningún evento ha ocurrido antes del tiempo de inicio cero, se encuentra la función de distribución:

$$f(t) = \lambda(t) \cdot R(0) \cdot e^{-\int_0^t \lambda(t) dt} = \lambda(t) \cdot e^{-\int_0^t \lambda(t) dt} \quad (12)$$

Luego la probabilidad de que el evento ocurra antes de un tiempo t es de:

$$F(t) = 1 - e^{-\int_0^t \lambda(t) dt} \quad (13)$$

Y considerando la ecuación (7) la probabilidad condicional que ocurra en un periodo de tiempo Δt a partir del tiempo t y que este evento no haya ocurrido antes de t esta dada por:

$$P_C(t, \Delta t) = 1 - \frac{R(t + \Delta t)}{R(t)} \quad (14)$$

La esperanza de esa distribución de probabilidades queda definida por:

$$\mu = E(t) = \int_0^{\infty} t \cdot f(t) dt \quad (15)$$

La varianza queda definida por:

$$\sigma = \sqrt{(E(t^2) - E^2(t))} \quad (16)$$

con el momento de segundo orden definido como:

$$E(t^2) = \int_0^{\infty} t^2 \cdot f(t) dt \quad (17)$$

1.2. Estadística de Valores Extremos:

La estadística de valores extremos fue desarrollada pensando en aquellos procesos donde sus valores extremos, ya sean mínimos o máximos son de una considerable importancia ya sea para el diseño de ingeniería o para prevenir riesgos y desastres. Son usadas en áreas tales como la hidrología para determinar los valores máximos de las crecidas, meteorología, análisis financiero, geología y análisis sísmico, metalurgia, etc.

Su desarrollo asimismo surgió al estudiar tales problemas por separado: El físico sueco Wallodi Weibull en 1939 publico su paper acerca de Resistencia Probabilística de materiales donde como combino la teoría probabilística con las leyes parabólicas obtenidas experimentalmente del comportamiento plástico de los materiales que relacionan tensión con deformación. En 1958 por sumarte Gumbel publica su libro de Estadística de Extremos inspirados en su estudio probabilístico de las crecidas de los ríos. Anteriormente Frechet en 1927 había publicado un estudio de estadísticas de

extremos y Fisher y Tipet habían estudiado en los años 20 las distribuciones asintóticas, principal argumento de las estadísticas de los valores extremos.

En general se consideran tres las distribuciones de estadísticas para valores extremos más importantes: Frechet, Gumbel y Weibull.

Esto viene dado por el Teorema de Tipos Extremos:

Si se tiene un conjunto de variables aleatorias M de tamaño n , y se define la variable aleatoria M_n como $M_n = \max\{m_1, m_2, \dots, m_n\}$, el máximo de este conjunto, y además existe una serie de constantes $a_n > 0$ y b_n , con $n \rightarrow \infty$ tal que $\Pr\{(M_n - b_n)/a_n \leq x\} \rightarrow G$ para una distribución G , ésta debe ser de uno de estos tres tipos:

Gumbel :	$G_0(x) = \exp(-e^{-x})$	$\forall x$
Fréchet :	$\alpha > 0$ $G_{1,\alpha}(x) = \exp(-x^{-\alpha})$	$x \geq 0$
Weibull :	$\alpha < 0$ $G_{2,\alpha}(x) = \exp(-(-x)^{-\alpha})$	$x \leq 0$

A partir de esto puede definirse una distribución generalizada de valores extremos como: $G_\gamma(x) = \exp(-(1 + \gamma \cdot x)^{-1/\gamma})$ con $1 + \gamma \cdot x > 0$ y $\gamma \neq 0$

Para los casos en que $\gamma > 0$ y $\gamma < 0$ se tienen los casos de Frechet y Weibull respectivamente. En el caso en que $\gamma \rightarrow 0$ se tiene que $1 + \gamma \cdot x \rightarrow \exp(x)$, por definición de la función exponencial. Luego este caso en que $\gamma \rightarrow 0$ es el que da lugar a Gumbel.

1.3. Distribuciones usadas en este estudio:

1.3.1 Distribución de Poisson:

Un proceso continuo de Poisson $[N(t), t \geq 0]$, es aquel que cumple con las siguientes características:

- Se debe cumplir que $N(0)=0$. Es decir inicializar el proceso en el tiempo cero.

- Se considera independencia en los eventos, es decir la ocurrencia de un evento no depende de lo que hay ocurrido antes de él, en otras palabras es un proceso sin memoria.
- Solo puede ocurrir un evento en un intervalo de tiempo Δt . Considerando el supuesto anterior esto equivale a decir el proceso tiene incrementos estacionarios e independientes
- Se debe cumplir que : $P\{N(h) = 1\} = \lambda \cdot h + o(h)$ y que

$$P\{N(h) \geq 2\} = o(h)$$

Definiendo una función residuo $o(h)$ como aquella que cumple con que $\lim_{h \rightarrow 0} \frac{o(h)}{h} = 0$

Este proceso es la forma más sencilla de modelar la ocurrencia de los sismos de una determinada magnitud a través del tiempo.

Si se define $P_n(t)$ como la probabilidad que $N(t)=n$, aplicado al caso del peligro sísmico que la ocurrencia de un sismo N , hasta un determinado tiempo t sea de una cantidad de valor n , de la forma:

$$P_n(t) = P[N(t) = n]$$

Luego la probabilidad de que no haya ocurrido un sismo hasta el tiempo $t+h$:

$$P_o(t+h) = P_o\{N(t+h) = 0\}$$

Esto es que no haya ocurrido hasta antes del tiempo t , y que no ocurra en el intervalo de tiempo h , de la manera:

$$P_o(t+h) = P_o\{N(t) = 0, N(t+h) - N(t) = 0\}$$

Como esto son dos hechos independientes, según la definición de proceso de Poisson, se tiene que:

$$P_o(t+h) = P_o\{N(t) = 0\} \cdot P_o\{N(t+h) - N(t) = 0\}$$

Considerando la última condición de un proceso de Poisson:

$$P_o(t+h) = P_o(t) \cdot [1 - \lambda \cdot h + o(h)]$$

Luego arreglando y dividiendo a ambas partes de la ecuación por h :

$$\frac{P_o(t+h) - P_o(t)}{h} = -\lambda \cdot P_o(t) + \frac{o(h)}{h}$$

Y haciendo tender h a cero queda, por definición de función $o(h)$ y de derivada de una función:

$$Po'(t) = -\lambda \cdot Po(t)$$

Resolviendo la ecuación diferencial queda:

$$\log Po(t) = -\lambda \cdot t + c$$

$$Po(t) = K \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

Como $Po(0)=1$ por la primera condición de proceso de Poisson queda:

$$Po(t) = e^{-\lambda \cdot t}$$

Generalizando este mismo argumento para que un número n de eventos o sismos haya ocurrido antes del tiempo $t+h$:

$$Pn(t+h) = Po\{N(t+h) = n\}$$

Es decir la probabilidad de que hayan ocurrido n sismos antes del tiempo t y ninguno en el intervalo h más la probabilidad de que hayan ocurrido $n-1$ sismo antes del tiempo t y uno en el intervalo h y sumando así sucesivamente hasta la probabilidad de que hayan ocurrido cero sismos antes de t y n en el intervalo h :

$$Pn(t+h) = Pn\{N(t) = n, N(t+h) - N(t) = 0\} \\ + Pn\{N(t) = n-1, N(t+h) - N(t) = 1\} + \sum_{k=2}^n Pn\{N(t) = n-k, N(t+h) - N(t) = k\}$$

Por la definición de proceso de Poisson en sus últimas condiciones es decir que para la probabilidad de que le numero de eventos mayores que dos ocurridos en un intervalo de tiempo h sea este dada por la función residuo y luego arreglando y dividiendo por h la ecuación queda:

$$Pn(t+h) = Pn(t) \cdot Po(h) + P_{n-1}(t) \cdot P_1(h) + o(h)$$

$$\frac{Po(t+h) - Po(t)}{h} = -\lambda \cdot Pn(t) + \lambda \cdot P_{n-1}(t) + \frac{o(h)}{h}$$

Haciendo tender h a cero se forma la ecuación diferencial siguiente:

$$Pn'(t) = -\lambda \cdot Pn(t) + \lambda \cdot P_{n-1}(t)$$

$$e^{\lambda \cdot t} \cdot [Pn'(t) + \lambda \cdot Pn(t)] = \lambda \cdot e^{\lambda \cdot t} \cdot P_{n-1}(t)$$

$$\frac{d}{dt} (e^{\lambda \cdot t} \cdot Pn(t)) = \lambda \cdot e^{\lambda \cdot t} \cdot P_{n-1}(t)$$

$$\frac{d}{dt} (e^{\lambda \cdot t} \cdot P_1(t)) = \lambda$$

Resolviendo esto queda:

$$P_1(t) = (\lambda \cdot t + c) \cdot e^{-\lambda t}$$

$$P_1(t) = \lambda \cdot t \cdot e^{-\lambda t}$$

$$\frac{d}{dt} (e^{\lambda t} \cdot Pn(t)) = \frac{\lambda^n \cdot t^{n-1}}{(n-1)!}$$

$$e^{\lambda t} \cdot Pn(t) = \frac{\lambda^n \cdot t^n}{n!} + c$$

Como $Pn(0) = 0$, es decir no ha ocurrido un sismo antes de inicializar el proceso, la constante $c=0$, luego queda:

$$Pn(t) = \frac{\lambda^n \cdot t^n}{n!} \cdot e^{-\lambda t}$$

La tasa media de ocurrencia en un intervalo de tiempo Δt es constante, es decir $\lambda(t)=\lambda$, y la probabilidad de ocurrencia de un evento en un periodo de tiempo Δt , es proporcional a la duración de este periodo, esto es: $\lambda \Delta t$. De otra forma $E(N(t)) = \lambda \cdot t$.

Luego para un proceso de Poisson en que no ocurran sismos antes de un tiempo t , queda:

Probabilidad de que no haya ocurrido un evento antes de t :

$$Po(t) = R(t) = e^{-\lambda t}$$

Distribución de probabilidades:

$$f(t) = \lambda \cdot e^{-\lambda t}$$

Probabilidad de que haya ocurrido un evento antes de t :

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda t}$$

Probabilidad de que ocurra un evento en el intervalo de tiempo Δt a partir de t y que no hay ocurrido antes es de:

$$Pc(t, \Delta t) = 1 - e^{-\lambda \Delta t}$$

Esperanza o período medio de ocurrencia:

$$\mu = \frac{1}{\lambda}$$

Varianza:

$$\sigma = \frac{1}{\lambda}$$

1.3.2 Distribución de Weibull:

A parte de la manera de deducir esta distribución vista en el apartado de Estadística para Valores Extremos usando la distribución generalizada para valores extremos, se puede suponer una tasa media de ocurrencia $\lambda(t)$, tal que:

$$\lambda(t) = k \cdot t^m$$

Luego reemplazando esta tasa en la ecuación (11) queda que la distribución de Weibull esta dada por:

$$f(t) = (k \cdot t^m) \cdot e^{-\int_0^t (k \cdot t^m) dt} = (k \cdot t^m) \cdot e^{-\frac{k \cdot t^{m+1}}{m+1}}$$

$$\text{con } \beta = m + 1$$

$$f(t) = k \cdot t^m \cdot e^{-\frac{k}{\beta} t^\beta}$$

Probabilidad de que haya ocurrido un evento antes de t:

$$F(t) = 1 - e^{-\frac{k}{\beta} t^\beta}$$

Probabilidad de que ocurra un evento en el intervalo de tiempo Δt a partir de t y que no hay ocurrido antes es de:

$$P_C(t, \Delta t) = 1 - e^{-\frac{k}{\beta} ((t+\Delta t)^\beta - t^\beta)}$$

Definiendo a la función Gamma como: $\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty x^{\alpha-1} \cdot e^{-x} dx$, queda que:

Esperanza o período medio de ocurrencia:

$$\mu = \left(\frac{k}{m+1}\right)^{-\frac{1}{m+1}} \cdot \Gamma\left(\frac{m+2}{m+1}\right)$$

Varianza:

$$\sigma = \left(\frac{k}{m+1}\right)^{-\frac{1}{m+1}} \cdot \sqrt{\Gamma\left(\frac{m+3}{m+1}\right) - \left(\Gamma\left(\frac{m+2}{m+1}\right)\right)^2}$$

1.3.3 Distribución de Gumbel

También de una manera diferente a la deducción con la función generalizada de Estadísticas para valores Extremos, se puede hacer lo siguiente:

Considerando la probabilidad de que una variable aleatoria continua ξ sea menor que un valor x

$$F_{\xi}(x) = P\{\xi \leq x\}$$

Su distribución de probabilidad queda dada pro:

$$f_{\xi}(x) = \frac{dF_{\xi}(x)}{dx}$$

Considerando ahora la probabilidad que x sea mayor a n valores aleatorios distintos, al ser sucesos independientes quedaría como la multiplicación n veces de la probabilidad que fuera mayor a un solo valor:

$$P\{x_1, x_2, \dots, x_n \leq x\} = [F_{\xi}(x)]^n$$

Esto sería lo mismo que la probabilidad que fuera mayor al máximo de estos valores:

$$P\{x_{\max} \leq x\} = [F_{\xi}(x)]^n$$

$$\Phi_n(x) = [F_{\xi}(x)]^n$$

Llamando Φ_n a esta probabilidad y sacando el logaritmo:

$$\log \Phi_n(x) = n \cdot \log[F_{\xi}(x)]$$

En el límite cuando x tiende a infinito se puede $\log(x)$ tiende a $x-1$, lo cual deja:

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \log[F_{\xi}(x)] = \lim_{x \rightarrow \infty} (F_{\xi}(x) - 1)$$

Haciendo tender x a infinito, reemplazando el límite del logaritmo de la probabilidad en la ecuación anterior y despejando luego Φ_n :

$$\Phi_n(x) = e^{-n[1-F_{\xi}(x)]}$$

Suponiendo ahora que la variable aleatoria ξ sigue una distribución exponencial $1 - F_{\xi}(x) = e^{-\alpha x}$, con un parámetro dado α cuando x tiende a infinito, es decir que la cola de la distribución de ξ es exponencial. Reemplazando esto queda que la distribución Φ_n para valores extremos x queda como una doble exponencial:

$\Phi_n(x) = \exp[-e^{\alpha_n(x-\mu_n)}]$, con α_n y μ_n parámetros dependientes de n , es decir el número de eventos y de la distribución de la variable aleatoria.

Otra forma es considerando que la distribución G sea estable, es decir que si una muestra de variables aleatorias tiene una distribución asintótica en el infinito si se extrae una muestra de ellas y se calcula el máximo, la variable aleatoria que corresponde a el máximo de la muestra también tendería a una distribución asintótica en el infinito:

Si $G(x)$ es una distribución asintótica en el infinito, la distribución del máximo de una muestra de tamaño n sacada de un conjunto de variables aleatorias que sigan $G(x)$ es $G^n(x)$, si sigue el postulado de estabilidad entonces $G^n(x)$ será del tipo:

$$G^n(x) = G(x + \alpha_n)$$

En una muestra de tamaño nm:

$$G^{n \cdot m}(x) = G(x + \alpha_{n \cdot m})$$

Esto puede verse como m distribuciones de tamaño n cada una, es decir:

$$G^{n \cdot m}(x) = G^n(x)^m = G(x + \alpha_n + \alpha_m)$$

De lo que se deduce que:

$$\alpha_{n \cdot m} = \alpha_n + \alpha_m$$

Esto puede satisfacerse considerando a α_n como una función logarítmica

$$\alpha_n = c \cdot \log(n) + d$$

Para que puedan sumarse los logaritmos de la forma anterior debe ser $d=0$, lo que deja:

$$\alpha_n = c \cdot \log(n)$$

Tomando logaritmo dos veces en $G^n(x) = G(x + \alpha_n)$:

$$\log(n) + \log(-\log G(x)) = \log(-\log G(x + \alpha_n))$$

Esto significa que al aplicar una traslación de α_n en $\log(-\log(G(x)))$, esta hace que aumente esta distribución en $\log(n)$, luego :

$$\log(-\log G(x)) - \frac{x \cdot \log(n)}{\alpha_n} = K, \text{ donde } K \text{ es una constante}$$

Reemplazando el valor de α_n queda:

$$\log(-\log G(x)) = \frac{x}{c} + K$$

Haciendo que $c=-1/\alpha_n$ y $K=\alpha_n \mu_n$ se tiene que:

$$\log(-\log(G(x))) = -\alpha_n \cdot (x - \mu_n)$$

Despejando $G(x)$ queda que esta es:

$$G(x) = \exp[-e^{\alpha \cdot (x - \mu)}]$$

Luego haciendo que: $\alpha n = -\beta$ y $\mu n = \frac{\log \alpha}{\beta}$

queda finalmente: $f(t) = \exp(-\alpha e^{-\beta t})$ con $t \geq 0$

El cálculo de la esperanza y la varianza queda:

$$\bar{X} = \mu n + \frac{\gamma}{\alpha n}$$

$$\sigma^2 = \frac{\pi^2}{6 \cdot \alpha n^2}$$

con $\gamma = 0,57722$, constante de Euler

1.4 Estimación de Parámetros:

Uno de los principales problemas en la estadística es la correcta estimación de los parámetros en los cuales se basa una distribución y que sirven para lograr hacer una inferencia estadística, es decir “técnicas que permiten formular inferencias inductivas y que proporcionan una medida del riesgo de éstas” (Canavos, 1988)

Existen dos formas de estimación la puntual y la por intervalo: la primera se basa en buscar una estimación de un solo valor del parámetro buscado, la segunda se busca un intervalo en el que en forma probable se estime el valor del parámetro. En este estudio se utilizará solo estimación puntual.

Los métodos de estimación utilizados serán: método de máxima verosimilitud y método de los mínimos cuadrados

1.4.1 Método de Máxima Verosimilitud:

Este método consiste en maximizar la probabilidad de ocurrencia conjunta de una serie de variables aleatorias independientes. Definiendo la función de densidad conjunta $L(\lambda) = f(t_1, t_2, \dots, t_n, \lambda)$, con t los tiempos de ocurrencias de los n eventos y el parámetro λ los estimadores de éstos. Si son independientes los eventos se tiene que:

$L(\lambda) = \prod_{i=1}^n f(t_i, \lambda)$. Si es un caso multiparamétrico es decir se planean estimar mas de un

parámetro de los eventos se define la función: $L(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_m) = \prod_{i=1}^n f(t_i, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_m)$. El

método consiste en encontrar los m parámetros que maximizan esta función de probabilidad condicional, es decir plantear las siguientes m ecuaciones:

$\frac{\partial L_i(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_m)}{\partial \lambda_i} = 0$, análogo en el caso de un solo parámetro. Los

estimadores λ hallados resolviendo estas m ecuaciones son los estimadores de máxima verosimilitud o estimadores MV.

1.4.2 Método de los Mínimos Cuadrados:

Este es el método más simple para la estimación de parámetros estadísticos: Consta en síntesis en minimizar el error de la estimación, minimizando la suma de los cuadrados entre las diferencias de los datos reales con los del modelo al que se desee ajustar por medio de una estimación \hat{y} .. El caso mas simple es el de ajustar un modelo

de línea recta, en este caso $\hat{y} = a_0 + a_1 \cdot x$, con x un dato real. Si se tienen los siguientes n pares de datos en una plano $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$, al ajustar una línea recta a esos datos tenemos que la ecuación será: $y_i = a_0 + a_1 \cdot x_i + e_i$, es decir ajustando cada

par de datos reales (y_i, x_i) por el modelo lineal con parámetros: a_0 el coeficiente que representa el punto de intersección $(x_0, 0)$ y a_1 la pendiente de la recta: $\frac{\Delta y}{\Delta x}$, en tanto

que e sería el error entre el modelo lineal supuesto y los datos medidos. Es decir el error entre el modelo lineal y los datos reales quedara dado por $e_i = y_i - (a_0 + a_1 \cdot x_i)$.

Luego el método consta de minimizar el cuadrado de este error para cada par de puntos, es decir minimizar la función:

$$SCE = \sum_{i=1}^n e_i^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - (a_0 + a_1 \cdot x_i))^2$$

Para ver que valores de a_0 y a_1 minimizan la función se utilizara el método de los multiplicadores de Lagrange, es decir resolviendo las ecuaciones:

$$\frac{\partial SCE}{\partial a_0} = 0 \text{ y } \frac{\partial SCE}{\partial a_1} = 0$$

Luego queda que:

$$\frac{\partial SCE}{\partial a_0} = -2 \cdot \left(\sum_{i=1}^n (y_i - (a_0 + a_1 \cdot x_i)) \right) = 0$$

$$\frac{\partial SCE}{\partial a_1} = -2 \cdot \left(\sum_{i=1}^n (y_i - (a_0 + a_1 \cdot x_i)) \cdot x_i \right) = 0$$

Resolviendo este par de ecuaciones para a_0 y a_1 se tiene que despejando a_0 de la primera ecuación y despejando a_1 de la segunda:

$$a_0 = \frac{\sum_{i=1}^n y_i - a_1 \cdot \sum_{i=1}^n x_i}{n}$$

$$a_1 = \frac{\sum_{i=1}^n y_i \cdot x_i - a_0 \cdot \sum_{i=1}^n x_i}{\sum_{i=1}^n x_i^2}$$

luego intercambiando las variables para que no queden una en función de la otra:

$$a_0 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i^2 \cdot \sum_{i=1}^n y_i - \sum_{i=1}^n x_i \cdot \sum_{i=1}^n (y_i \cdot x_i)}{n \cdot \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2}$$

$$a_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i \cdot x_i) \cdot \left(n \cdot \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right) - \left(\sum_{i=1}^n x_i^2 \cdot \sum_{i=1}^n y_i - \sum_{i=1}^n x_i \cdot \sum_{i=1}^n (y_i \cdot x_i) \right) \cdot \sum_{i=1}^n x_i}{\sum_{i=1}^n x_i^2 \cdot \left(n \cdot \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right)}$$

Desarrollando esta fracción y simplificando por $\sum_{i=1}^n x_i^2$ se tiene que:

$$a_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i \cdot x_i) \cdot n - \left(\sum_{i=1}^n y_i \right) \cdot \sum_{i=1}^n x_i}{n \cdot \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2}$$

La regresión por el método de los mínimos cuadrados tiene las siguientes propiedades fundamentales:

1. $\sum_{i=1}^n e_i = 0$
2. $\sum_{i=1}^n y_i = \sum_{i=1}^n \hat{y}_i$
3. $\sum_{i=1}^n x_i \cdot e_i = 0$

Resolviendo por el método MV antes citado los estimadores de la esperanza $\hat{\mu}$ de una muestra aleatoria de una distribución normal se puede ver que la media de las

observaciones $\hat{\mu} = \bar{y}$ es $\bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n}$, análogamente a $\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$, se demuestra la primera propiedad:

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n e_i &= \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i) = \sum_{i=1}^n (y_i - (a_0 + a_1 \cdot x_i)) = \sum_{i=1}^n y_i - n \cdot a_0 - a_1 \cdot \sum_{i=1}^n x_i \\ \sum_{i=1}^n e_i &= n \cdot \bar{y} - n \cdot a_0 - a_1 \cdot n \cdot \bar{x} = n \cdot \bar{y} - n \cdot (\bar{y} - a_1 \cdot \bar{x}) - a_1 \cdot n \cdot \bar{x} = 0 \end{aligned}$$

Las otras dos propiedades se desprenden directamente de ésta.

$$\text{Definiendo } SCR = \sum (\hat{y}_i - \bar{y}_i)^2 \text{ y } STC = \sum (y_i - \bar{y})^2 = \sum y_i^2 - \frac{(\sum y_i)^2}{n}$$

Si se considera una desviación $y_i - \bar{y}$ desde un valor observado y_i a la media de las observaciones \bar{y} . Sumando y restando la estimación de la media \hat{y}_i se tiene que:

$$y_i - \bar{y} = (\hat{y}_i - \bar{y}) + (y_i - \hat{y}_i) . \text{ Luego sumando los cuadrados de esta desviación:}$$

$$\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 + \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 + 2 \cdot \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y}) \cdot (y_i - \hat{y}_i)$$

El último término del lado izquierdo es cero ya que:

$$\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y}) \cdot (y_i - \hat{y}_i) = \sum_{i=1}^n [\hat{y}_i \cdot (y_i - \hat{y}_i) - \bar{y} \cdot (y_i - \hat{y}_i)] = \sum_{i=1}^n \hat{y}_i \cdot (y_i - \hat{y}_i) - \sum_{i=1}^n \bar{y} \cdot (y_i - \hat{y}_i)$$

$$\text{Como } \sum_{i=1}^n \hat{y}_i \cdot (y_i - \hat{y}_i) = \sum_{i=1}^n \hat{y}_i \cdot e_i = \sum (a_0 + a_1 \cdot x_i) \cdot e_i = a_0 \cdot \sum_{i=1}^n e_i + a_1 \cdot \sum_{i=1}^n x_i \cdot e_i$$

Ambos términos son nulos por la primera y la tercera propiedad antes nombradas. Luego queda la llamada ecuación fundamental del análisis de la varianza:

$$\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 + \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2. \text{ Es decir } STC = SCR + SCE$$

Definiendo R^2 como el coeficiente de correlación o determinación:

$$R^2 = \frac{SCR}{STC} = \frac{STC - SCE}{STC} = 1 - \frac{SCE}{STC}$$

Como $0 \leq SCE \leq STC$ entonces $0 \leq R^2 \leq 1$

Este coeficiente indica que tan bien ajustada está el modelo lineal a los datos reales, mientras más cercano a uno más ajustado estará.

1.4.3 Método del Momento:

Definiendo el momento muestral de orden r en torno a cero, de una muestra aleatoria X_1, X_2, \dots, X_n con una densidad de probabilidad de $f(x, \theta)$ como:

$$M_r = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n X_i^r$$

El método de los momentos consiste en igualar los momentos de las distribuciones de probabilidad con los momentos muestrales, para determinar los parámetros de la función de probabilidad.

1.5 Estimación de los parámetros de las distribuciones acá utilizadas.

1.5.1 Estimaciones de la Distribución de Poisson

La estimación del parámetro λ se hará con el método de Máxima Verosimilitud. Para una distribución de Poisson la función L queda dada por:

$$L(\lambda) = \lambda^n \cdot \exp\left(-\lambda \cdot \sum_{i=1}^n t_i\right)$$

Luego el estimador de λ es: $\hat{\lambda} = \frac{n}{\sum_{i=1}^n t_i}$

1.5.2 Estimaciones de la Distribución de Weibull

Para la estimación de los parámetros k y m de Weibull se utilizó también el método de Máxima Verosimilitud. La función L en este caso queda como:

$$L(k, m) = k^n \cdot e^{-\frac{k}{\beta} \sum_{i=1}^n t_i^\beta} \cdot \prod_{i=1}^n t_i^m \quad \text{con } \beta = m + 1$$

Resolviendo la ecuación que es planteada para el método:

$$\frac{\partial L}{\partial \hat{k}} = n \cdot \hat{k}^{n-1} + \hat{k}^n \cdot \left(-\frac{1}{\hat{m} + 1} \cdot \sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}+1} \right) = 0$$

Despejando \hat{k} en función de \hat{m} :

$$\hat{k} = \frac{n}{\frac{1}{\hat{m} + 1} \cdot \sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}+1}}$$

Si ahora se le aplica logaritmo natural a L y se deriva parcialmente con respecto a m se tiene que:

$$\frac{\partial L}{\partial \hat{m}} = \frac{\hat{k}}{(\hat{m} + 1)^2} \cdot \sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}+1} - \hat{k} \cdot \sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}} + \sum_{i=1}^n \ln(t_i) = 0$$

Desarrollando el sistema de ecuaciones se llega a:

$$\hat{m} = \frac{\sum_{i=1}^n \ln(t_i) \cdot \sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}+1}}{n \cdot \left(\sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}} - \frac{1}{(\hat{m} + 1)^2} \cdot \sum_{i=1}^n t_i^{\hat{m}+1} \right)}$$

Ecuación que debe desarrollarse numéricamente, paso a paso en que el valor de final \hat{m} en el paso anterior sea el input del valor de \hat{m} en el paso actual.

1.5.3 Estimaciones de la Distribución de Gumbel

Por el método de Máxima Verosimilitud:

Definiendo la variable $\kappa = \alpha n \cdot (x_0 - \mu n)$

La distribución de Gumbel queda como: $\Phi_n(x) = \exp[-\exp(-\alpha n \cdot (x - x_0) + \kappa)]$

y su distribución de densidad queda como:

$$f_n(x) = \frac{d\Phi(x)}{dx} = \alpha n \cdot \exp[-\alpha n \cdot (x - x_0) + \kappa] \cdot \exp[-\exp(-\alpha n \cdot (x - x_0) + \kappa)]$$

La función verosimilitud para lo N valores de la variable aleatoria queda como:

$$L(x_1, x_2, \dots, x_n, \alpha n, \kappa) = \prod_{i=1}^N f_n(x_i) = \alpha n^N \cdot \exp\left[-\left(\alpha n \cdot \sum_i (x_i - x_0) + N \cdot \kappa\right)\right] \cdot \exp\left[-\sum_i \exp(-\alpha n \cdot (x_i - x_0) + \kappa)\right]$$

Luego planteando las ecuaciones:

$$\frac{\partial L}{\partial \alpha n} = 0 \rightarrow \frac{N}{\hat{\alpha n}} - N \cdot (\bar{x} - x_0) + \sum_i (x_i - x_0) \cdot \exp(-\hat{\alpha n} \cdot (x_i - x_0) + \hat{\kappa}) = 0$$

$$\frac{\partial L}{\partial \kappa} = 0 \rightarrow \sum_i \exp(-(\hat{\alpha n} \cdot (x_i - x_0) + \hat{\kappa})) - N = 0$$

Sustituyendo de la segunda el término: $\exp(-\hat{\kappa}) = N \cdot \sum_i \exp(\hat{\alpha n} \cdot (x_i - x_0))$ en la primera ecuación y despejando $\hat{\alpha n}$, este estimador en una ecuación que se puede resolver numéricamente:

$$\hat{\alpha n} = \frac{-\sum_i \exp(-\hat{\alpha n} \cdot x_i)}{\sum_i (x_i - x_0) \cdot \exp(-\hat{\alpha n} \cdot x_i)}, \text{ que al resolverla se puede resolver el valor del}$$

estimador $\hat{\kappa}$: $\hat{\kappa} = -\ln\left(N \cdot \sum_i \exp(\hat{\alpha n} \cdot (x_i - x_0))\right)$

ANEXO D: CÓDIGOS DE RUTINAS EN MATLAB

1.1 Calculo automático de Ley de Gutenberg-Richter

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%CALCULO DE LA LA LEY G-R.
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
clear all;
close all;

%Leyendo desde archivo de entrada:
[Ano mes dia lat long prof MdPromedio hora minuto segundo] = ...
textread('NEIC73-08total.txt',...
'%f %f %f %f %f %f %f %f %f %f');

%Asignando magnitudes a una matriz A de Nsisimos x n
%%% En la ultima columna de la matriz "A" poner la magnitud de la estacion
%%% con la cual se desea hacer la ley de Gutenberg_Richter
%%% en este caso se tomo la magnitud promedio en todas las esatciones
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
A=[Ano mes dia lat long prof MdPromedio hora minuto segundo];
[Nsisimos,n]=size(A);

%Seleccion de datos en ventana espacial, menor(inicial) a mayor(final)
% Zona grillado:
lati=-34.5;
latf=-33;
loni=-71.0;
lonf=-69.5;
profmin=35;
profmax=195;
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%IDENTIFICAR LA MAGNITUD MAXIMA (Mmax) para la seleccion de datos
Mmax=5.68;
%Mmax=5.68;
Agnomin=1973;
Agnomax=2008;
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%Contando la cantidad de eventos para la seleccion y dimensionar la matriz
%de eventos seleccionados
Nseleccion=0;
for i=1:1:Nsisimos
    if (A(i,4)<=latf && A(i,4)>=lati && A(i,5)<=lonf && A(i,5)>=loni && ...
        round(A(i,7)*100) <= round(Mmax*100) && A(i,1)>=Agnomin &&
A(i,1)<=Agnomax && A(i,6)>=profmin && A(i,6)<=profmax) %Rango de magnitud
maxima
        Nseleccion=Nseleccion+1;
        M(Nseleccion,1)=A(i,1);
        M(Nseleccion,2)=A(i,2);M(Nseleccion,3)=A(i,3);M(Nseleccion,4)=A(i,4);
        M(Nseleccion,5)=A(i,5);M(Nseleccion,6)=A(i,6);M(Nseleccion,7)=A(i,7);
    end
end

' Sismos iniciales = ', Nsisimos
```

```

' Sismos seleccionados = ', Nseleccion

exclu=input(' Indicar si hay zona de exclusion: 0 es no, 1 es si : ');

if exclu==1

    numzonaexc=input(' Indique cuantas zonas de exclusion hay : ');

    disp(' Ingrese datos primera zona de exclusion: ')
    M;
    disp(' Dimensiones Matriz datos seleccionados sin extraer zona ')
    disp(size(M,1));
    nzexc=0;
    while nzexc<numzonaexc
        nzexc=nzexc+1;
        disp(' ')
        latiexc(nzexc)=input(' Indique latitud inicial zona exclusion : ');
        latfexc(nzexc)=input(' Indique latitud final zona exclusion : ');
        loniexc(nzexc)=input(' Indique longitud inicial zona exclusion : ');
        lonfexc(nzexc)=input(' Indique longitud final zona exclusion : ');
        disp(' ')

        Nseleccionm(nzexc)=0;
        %disp(' Dimensiones Matriz datos seleccionados antes de extraer la
zona ')
        %size(M);
        for i=1:1:size(M,1)
            if (M(i,4)<=latiexc(nzexc) && round(M(i,7)*100) <= round(Mmax*100))
                %Rango de magnitud maxima
                Nseleccionm(nzexc)=Nseleccionm(nzexc)+1;
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),1,nzexc)=M(i,1);
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),2,nzexc)=M(i,2);
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),3,nzexc)=M(i,3);Mexc(Nseleccionm(nzexc),4,nzexc)=M(i,4)
                );
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),5,nzexc)=M(i,5);
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),6,nzexc)=M(i,6);Mexc(Nseleccionm(nzexc),7,nzexc)=M(i,7)
                );
            end
        end
        Nseleccionm(nzexc);
        for i=1:1:size(M,1)
            if (M(i,4)>=latfexc(nzexc) && round(M(i,7)*100) <= round(Mmax*100))
                %Rango de magnitud maxima
                Nseleccionm(nzexc)=Nseleccionm(nzexc)+1;
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),1,nzexc)=M(i,1);
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),2,nzexc)=M(i,2);
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),3,nzexc)=M(i,3);Mexc(Nseleccionm(nzexc),4,nzexc)=M(i,4)
                );
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),5,nzexc)=M(i,5);
                Mexc(Nseleccionm(nzexc),6,nzexc)=M(i,6);Mexc(Nseleccionm(nzexc),7,nzexc)=M(i,7)
                );
            end
        end
        Nseleccionm(nzexc);
        for i=1:1:size(M,1)
            if (M(i,5)<=loniexc(nzexc) && M(i,4)<=latfexc(nzexc) &&
M(i,4)>=latiexc(nzexc) && round(M(i,7)*100) <= round(Mmax*100))
                %Rango
de magnitud maxima

```

```

        Nseleccionm(nzexc)=Nseleccionm(nzexc)+1;
        Mexc(Nseleccionm(nzexc),1,nzexc)=M(i,1);
        Mexc(Nseleccionm(nzexc),2,nzexc)=M(i,2);
Mexc(Nseleccionm(nzexc),3,nzexc)=M(i,3);Mexc(Nseleccionm(nzexc),4,nzexc)=M(i,4
);
        Mexc(Nseleccionm(nzexc),5,nzexc)=M(i,5);
Mexc(Nseleccionm(nzexc),6,nzexc)=M(i,6);Mexc(Nseleccionm(nzexc),7,nzexc)=M(i,7
);
        end
    end
    Nseleccionm(nzexc);
    for i=1:1:size(M,1)
        if (M(i,5)>=lonfexc(nzexc) && M(i,4)<=latfexc(nzexc) &&
M(i,4)>=latiexc(nzexc) && round(M(i,7)*100) <= round(Mmax*100))           %Rango
de magnitud maxima
            Nseleccionm(nzexc)=Nseleccionm(nzexc)+1;
            Mexc(Nseleccionm(nzexc),1,nzexc)=M(i,1);
            Mexc(Nseleccionm(nzexc),2,nzexc)=M(i,2);
Mexc(Nseleccionm(nzexc),3,nzexc)=M(i,3);Mexc(Nseleccionm(nzexc),4,nzexc)=M(i,4
);
            Mexc(Nseleccionm(nzexc),5,nzexc)=M(i,5);
Mexc(Nseleccionm(nzexc),6,nzexc)=M(i,6);Mexc(Nseleccionm(nzexc),7,nzexc)=M(i,7
);
        end
    end
    Nseleccionm(nzexc);
    M=Mexc(:, :, nzexc);
    disp(' Dimensiones Matriz datos seleccionados despues de extraer la
zona ')
    disp(size(M,1));
    if nzexc==numzonaexc
        disp(' Fin de las zonas de exclusion ')
    else
        disp(' Ingrese datos de la proxima zona de exclusion ')
    end
end
end
end

%Rango de magnitudes en el grafico e inicializacion de contadores
magmax=6.0;
magmin=2.0;
paso=0.2;

mzero=magmin;
cont=0;
for i=1:1:25
    for j=1:size(M,1)
        if (round(M(j,7)*100) >= round(mzero*100))
            cont=cont+1;

            if ( round(mzero*100) > 570 && round(mzero*100) < 590)
                'rrtrtrtrtr'
                mzero
                cont
                'M(',j,',',7)= ' , M(j,7)
            end
        end
    end
end
end
NGR(i,1)=cont;

```

```

    xmag(i,1)=mzero;
    cont=0;
    mzero=mzero+paso;
end

mzero
%Ploteando los puntos Ley G-R
semilogy(xmag,NGR,'r+'),axis([magmin,magmax,-10,10000]);grid off;
title('Ley de Gutenberg Richter');
ylabel('log10 N(t) = a(t) - b * mb');
xlabel('mb = Magnitud de cuerpo de Richter');

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
%Calculo del b-value
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
%
%Calculo del promedio de eventos seleccionados
SumaM=0; %inicializacion de suma para eventos
Nmoy=0; %Inicializacion de contador para
eventos con Mmin<M<Mmax
Mmin=3.8; %Valor Minimo(Mmin), para ello primero ver
figura y decidir dobre el Mo
%
%%%Contando eventos totales entre Mmin y Mmaxbvalue %%%%%%%%%
for i=1:1:size(M,1)
    if round(M(i,7)*100) >= round(Mmin*100)
        SumaM = M(i,7) + SumaM;
        Nmoy=Nmoy+1;
    end
end
Mprom = SumaM / Nmoy ; %Promedio de eventos entre Mo y
Mmax
b = log10(exp(1)) / (Mprom-Mmin); %Valor de b
db = b * 1.96 / sqrt(Nmoy); %Error del valor de b AL 95% de
confianza
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
%Determinacion del Factor 'a'
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
%En este caso solo basta realizar a=b*Mo
a=log10(Nmoy)+Mmin*b;

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
% % Calculo con MMC

contar=0;
for j=1:size(NGR,1)
    if xmag(j)<=Mmax && xmag(j)>=Mmin
        contar=contar+1;
        xmag1(contar,1)=xmag(j);
        xmag1(contar,2)=1;
        ymag(contar)=log10(NGR(j));
    end
end
end

```

```

coefs=(xmag1'*xmag1)^-1*xmag1'*ymag';
%valores a y b y erro cuadratico segun metodo de los minimos cuadrados
a2=coefs(2);
b2=coefs(1);
r=ymag'-(xmag1*(xmag1'*xmag1)^-1*xmag1')*ymag';
for j=1:size(r,1)
    rc(j)=r(j)^2;
end
R=1-sum(rc);

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%
% % PLOTEO
f=2:0.2:magmax;
LMMV=10 .^ (a-b*f);
LMMC=10 .^ (a2+b2*f);
L2=10 .^ (6.62-0.90*f);
%L3=10 .^ (11.60-2.0*f);
L3=10 .^ (14.31-2.998*f);

hold on,semilogy(f,LMMV,'k-'), axis([magmin,magmax,-10,10000]);
%plot(f,L,'k--');
hold on,semilogy(f,LMMC,'b-'), axis([magmin,magmax,-10,10000]);
bvalueMMV=['b-value = ' num2str(b) ' +/- ' num2str(db) ' con MMV '];
bvalueMMC=['b-value = ' num2str(b2) ' con MMC '];
R2=['R^2= ' num2str(R) ' confiabilidad '];
avalueMMV=['a(t)-value = ' num2str(a) ' con MMV '];
avalueMMC=['a(t)-value = ' num2str(a2) ' con MMC '];
Tempo=['Con catalogo NEIC desde 1973 hasta 2008 '];
Mmin=['Mmin = ' num2str(Mmin)];
Mmaxcata=['Mmax catalogue = ' num2str(max(M(:,7)))];
Mmaximp=['Mmax impuesto = ' num2str(Mmax)];
Nmax=['Nmax = ' num2str(NGR(1,1))];

text(2.2,100,bvalueMMV);
text(2.2,50,avalueMMV);
text(2.2,400,bvalueMMC);
text(2.2,200,avalueMMC);
text(2.2,1000,R2);
text(2.5,11,Mmin);
text(2.5,5,Mmaxcata);
text(2.5,3,Mmaximp);
text(2.5,1.5,Nmax);
text(2.5,0.7,Tempo);

print -dps GR.ps

```

1.2 Cálculo automático Mapa de b-value

```

clear all;
close all;
tic
warning off all

```

```

%Leyendo desde archivo de entrada:
[Ano mes dia lat long prof MdPromedio hora minuto segundo] = ...
textread('NEIC73-08total.txt',...
'%f %f %f %f %f %f %f %f %f %f');

%Asignando magnitudes y otros datos a una matriz A de Nsisimos x n
A1=[Ano mes dia lat long prof MdPromedio hora minuto segundo];
[Nsisimos,n]=size(A1);

% Zona total grillado (limites de la zona):
lati=-34.5;
latf=-33.0;
loni=-71.0;
lonf=-69.5;
profmin=1;
profmax=35;
Agnomin=1973;
Agnomax=2008;

Nseleccion=0;
for i=1:1:Nsisimos
    if (A1(i,4)<=latf && A1(i,4)>=lati && A1(i,5)<=lonf && A1(i,5)>=loni &&
...
        profmin<=A1(i,6) && profmax>=A1(i,6) && Agnomin<=A1(i,1) &&
Agnomax>=A1(i,1) ) %Rango de magnitud maxima y limites establecidos.
        Nseleccion=Nseleccion+1;

A(Nseleccion,1)=A1(i,1);A(Nseleccion,2)=A1(i,2);A(Nseleccion,3)=A1(i,3);A(Nsel
eccion,4)=A1(i,4);

A(Nseleccion,5)=A1(i,5);A(Nseleccion,6)=A1(i,6);A(Nseleccion,7)=A1(i,7);A(Nsel
eccion,8)=A1(i,8);
    A(Nseleccion,9)=A1(i,9);
end
end

Mmax=5.8;%Maxima magnitud
Mmin=3.8;%Minima magnitud

%Calculo Tamaño zona de grillado en km
distlat=(latf-lati)*111.18;
distlong=(lonf-loni)*111.18*cos(latf*pi()/180);

%Indicar Numero de Grillas
lj=input (' Indique numero de grillas horizontales : ');
li=input (' Indique numero de grillas verticales : ');

%Calculo tamaño de grillas en km
tmh=distlong/lj;
tmv=distlat/li;

%Calculo distancia de cada punto de la grilla desde el origen (lati,loni) y
calculo
%posicion de cada punto
Latptoi(1)=lati;
for i=2:li
    Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
    Latptoi(i)=Latptoi(1)+Latkm(i,)/111.18;

```

```

end
Latptoi;

Longptoi(1)=loni;
for j=2:lj
    Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
    Longptoi(j)=Longptoi(1)+Longkm(:,j)/(111.18*cos(Latptoi(j)*pi()/180));
end
Longptoi;

Tipoanal=input(' Elija el tipo de análisis requerido, 0 es sin extraer
cluster, 1 es extrayendo cluster : ');

%%%%% Ahora se calculara un radio minimo para cada PUNTO de la
%%%%% grilla tenga un numero minimo de sismos, si el radio excede en
%%%%% algun punto los bordes del rectangulo que delimita el area entonces
%%%%% ese sera su limite. El radio estar acotado por un radio maximom y si
%%%%% no se completa la cantidad requerida de sismos en ese radio maximo se
%%%%% pasara al siguiente punto de la grilla

%Indicar Numero de ptos de Grilla por lado
%Calculo tamaño de grillas en km

if Tipoanal==0
    rmin=min(tmv,tmh); %radio minimo inicial
    npasoradio=1; %paso incremental del radio
    rmax=25; % se define radio maximo como de 30 km

    Nsismin=150; %numero minimo de sismos dentro del radio minimo para cada
    punto de la grilla
    Nsismosj=0;
    for ni=1:li
        for nj=1:lj
            Nsismosj=Nsismosj+1;
            rmin=min(tmv,tmh);

[avr,bvr,Nsisr,Nseler]=GRmodi3(A,Latptoi(ni),Longptoi(nj),rmin,Mmin,Mmax);
            avrs(Nsismosj)=avr;
            bvrs(Nsismosj)=bvr;
            Nsisrs(Nsismosj)=Nsisr;
            Nselers(Nsismosj)=Nseler;
            radioi(Nsismosj)=rmin;
            while Nselers(Nsismosj)<Nsismin && rmin<=rmax
                rmin=rmin+npasoradio;%aumenta radio

[avr,bvr,Nsisr,Nseler]=GRmodi3(A,Latptoi(ni),Longptoi(nj),rmin,Mmin,Mmax);
            radioi(Nsismosj)=rmin;
            avrs(Nsismosj)=avr;
            bvrs(Nsismosj)=bvr;
            Nsisrs(Nsismosj)=Nsisr;
            Nselers(Nsismosj)=Nseler;
        end
        if Nselers(Nsismosj)<Nsismin
            avrs(Nsismosj)=NaN;
            bvrs(Nsismosj)=NaN;
        end
    end
end
end
end

```

```

cont=0;
for ni=1:lj
for nj=1:li
    cont=cont+1;
    rmejor(ni,nj)=radioi(cont);
    bmejor(ni,nj)=bvrs(cont);
    amejor(ni,nj)=avrns(cont);
    Nsismejor(ni,nj)=Nsisrs(cont);
    Nselecmejor(ni,nj)=Nselers(cont);
end
end

pcolor(bmejor);
end
%%%%% Ahora se calculara un radio minimo para cada PUNTO de la
%%%%% grilla tenga un numero minimo de sismos, si el radio excede en
%%%%% algun punto los bordes del rectangulo que delimita el area entonces
%%%%% ese sera su limite. El numero de sismos esta acotado por un numero
%%%%% maximo y si se pasa ese numero maximo en un punto de la grilla
%%%%% se pasara al siguiente punto de la grilla

%Indicar Numero de ptos de Grilla por lado
%Calculo tamaño de grillas en km

if Tipoanal==1
    rmin=min(tmv,tmh); %radio minimo inicial
    npasoradio=1; %paso incremental del radio
    Nsismmax=300; %numero maximo de sismos dentro del radio minimo para cada
    punto de la grilla

    Nsismin=150; %numero minimo de sismos dentro del radio minimo para cada
    punto de la grilla
    Nsismosj=0;
    for ni=1:li
        for nj=1:lj
            Nsismosj=Nsismosj+1;
            rmin=min(tmv,tmh);

[avr,bvr,Nsisr,Nseler]=GRmodi3(A,Latptoi(ni),Longptoi(nj),rmin,Mmin,Mmax);
            avrs(Nsismosj)=avr;
            bvrs(Nsismosj)=bvr;
            Nsisrs(Nsismosj)=Nsisr;
            Nselers(Nsismosj)=Nseler;
            radioi(Nsismosj)=rmin;
            while Nselers(Nsismosj)<Nsismin && rmin<=rmax
                rmin=rmin+npasoradio;%aumenta radio

[avr,bvr,Nsisr,Nseler]=GRmodi3(A,Latptoi(ni),Longptoi(nj),rmin,Mmin,Mmax);
            radioi(Nsismosj)=rmin;
            avrs(Nsismosj)=avr;
            bvrs(Nsismosj)=bvr;
            Nsisrs(Nsismosj)=Nsisr;
            Nselers(Nsismosj)=Nseler;
        end
        if Nselers(Nsismosj)<Nsismin || Nselers(Nsismosj)>=Nsismmax
            avrs(Nsismosj)=NaN;
            bvrs(Nsismosj)=NaN;
        end
    end
end

```

```

                                end
        end
    end

    cont=0;
    for ni=1:lj
    for nj=1:li
        cont=cont+1;
        rmejor(ni,nj)=radioi(cont);
        bmejor(ni,nj)=bvrs(cont);
        amejor(ni,nj)=avrs(cont);
        Nsismejor(ni,nj)=Nsisrs(cont);
        Nselecmejor(ni,nj)=Nselers(cont);
    end
    end

    pcolor(bmejor);
end
toc

function[a,b,Nsismos,Nseleccion]=GRmodi3(A,lati,loni,rad,Mmin,Mmax)

%Asignando magnitudes a una matriz A de Nsismos x n
%%% En la ultima columna de la matriz "A" poner la magnitud de la estacion
%%% con la cual se desea hacer la ley de Gutenberg_Richter
%%% en este caso se tomo la magnitud promedio en todas las esatciones
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% A=[Año mes día lat long prof MdPromedio hora minuto segundo];

[Nsismos,n]=size(A);

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

Nseleccion=0;
for i=1:1:Nsismos
    disth=(loni-A(i,5))*111.18*cos(lati*pi()/180);
    distv=(lati-A(i,4))*111.18;
    if (((distv)^2+(disth)^2)<rad^2 && round(A(i,7)*100) <= round(Mmax*100))
    %Rango de magnitud maxima
        Nseleccion=Nseleccion+1;
        M(Nseleccion,1)=A(i,1);
        M(Nseleccion,2)=A(i,2);M(Nseleccion,3)=A(i,3);M(Nseleccion,4)=A(i,4);
        M(Nseleccion,5)=A(i,5);M(Nseleccion,6)=A(i,6);M(Nseleccion,7)=A(i,7);
    end
end

%Rango de magnitudes en el grafico e inicializacion de contadores
magmax=6.0;
magmin=2.0;
paso=0.2;

```

```

mzero=magmin;
cont=0;
for i=1:1:25
    for j=1:Nseleccion
        if (round(M(j,7)*100) >= round(mzero*100))
            cont=cont+1;
        end
    end
    NGR(i,1)=cont;
    xmag(i,1)=mzero;
    cont=0;
    mzero=mzero+paso;
end

mzero;

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
%Calculo del b-value
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
%
%Calculo del promedio de eventos seleccionados
SumaM=0; %inicializacion de suma para eventos
Nmoy=0; %Inicializacion de contador para
eventos con Mmin<M<Mmax
%
%%%Contando eventos totales entre Mmin y Mmaxbvalue %%%%%%%%%
for i=1:1:Nseleccion
    if round(M(i,7)*100) >= round(Mmin*100)
        SumaM = M(i,7) + SumaM;
        Nmoy=Nmoy+1;
    end
end
Mprom = SumaM / Nmoy ; %Promedio de eventos entre Mo y
Mmax
b = log10(exp(1)) / (Mprom-Mmin); %Valor de b
db = b * 1.96 / sqrt(Nmoy); %Error del valor de b AL 95% de
confianza
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
%Determinacion del Factor 'a'
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%
%En este caso solo basta realizar a=b*Mo
a=log10(Nmoy)+Mmin*b;

```

1.3 Cálculo Peligro Sísmico

```

%% Calculo Peligro sismico en cada punto de la grilla suponiendo
%% intensidad, rango de tiempo esperado y distribucion de probabilidades
elegida

```

```

clear all;
close all;

```

```

[Ano mes dia lat long prof MdPromedio hora minuto segundo] = ...

```

```

textread('NEIC73-08total.txt',...
'%f %f %f %f %f %f %f %f %f %f');

A=[Año mes día lat long prof MdPromedio hora minuto segundo];

nfuentes= input (' Indique cantidad de fuentes : ');

disp(' Seleccion del area de estudio ')
lati=input (' Indique Latitud inicial : ');
latf=input (' Indique Latitud final : ');
longi=input (' Indique Longitud inicial : ');
longf=input (' Indique Longitud final : ');
Agnomin=input (' Indique año mínimo : ');
Agnomax=input (' Indique año máximo : ');
disp(' ')
%Indicar Numero de Grillas
lj=input (' Indique numero de grillas horizontales : ');
li=input (' Indique numero de grillas verticales : ');
disp(' ')

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

nambsis= input (' Indique cantidad de ambientes sismotectónicos : ');
disp(' Indique características primer ambiente sismotectónico ');
for nas=1:nambsis
    disp(' ')
    disp(' Seleccion de los sismos del catálogo para cada ambiente sísmico ')
    latiamb(nas)=input (' Indique Latitud inicial : ');
    latfamb(nas)=input (' Indique Latitud final : ');
    longiamb(nas)=input (' Indique Longitud inicial : ');
    longfamb(nas)=input (' Indique Longitud final : ');
    profminamb(nas)=input (' Indique Profundidad focal mínima : ');
    profmaxamb(nas)=input (' Indique Profundidad focal máxima : ');
    Magminamb(nas)=input (' Indique Minima Magnitud : ');
    while Magminamb(nas)>=max(A(:,7))
        fprintf(' Ingrese nueva magnitud minima menor que :%f ',max(A(:,7))-1)
        Magminamb(nas)= input (' Indique nueva Minima Magnitud : ');
    end
end

[A1,Periodo_recurrencia_Poisson,Periodo_Weibull,Periodo_Gumbel,k2,m2,alfak,betak,
alfag,ug]=estimacion4(A,latiamb(nas),latfamb(nas),longiamb(nas),longfamb(na
s),Magminamb(nas),profmaxamb(nas),profminamb(nas),Agnomin,Agnomax);% Calculo
de periodo de recurrencias

    fip(nas)=Periodo_recurrencia_Poisson;
    fiw(nas)=Periodo_Weibull;
    fig(nas)=Periodo_Gumbel;
    m2(nas)=m2;
    k2(nas)=k2;
    alfak(nas)=alfak;
    betak(nas)=betak;
    alfag(nas)=alfag;
    ug(nas)=ug;
end
fip;

disp(' ')

```



```

        %%Calculo de la probabilidad de ocurrencia de al menos un sismo que
        %%produzca una intensidad superior o iguala io en un periodo de
tiempo t
        %%en un punto cij

        for i=1:li
            for j=1:lj
                Rp(i,j,NF)=1-exp(-fip(NF)*t*(1-FI(i,j,NF)));
            end
        end

        %%Calculo del Peligro Sismico: Intensidad io tal que la probabilidad
de
        %%ocurrencia de al menos un sismo que provoque un intensidad igual o
superior a io en un punto cij sea de p%

        for i=1:li
            for j=1:lj
                if Rp(i,j,NF)>=p
                    PS(i,j,NF)=io;
                end
            end
        end
    end

    %%%% Hacer eso mismo para todas las intensidades desde io=1 hasta io=12
con un paso de 0.5

    min_int=1; % minima intensidad
    max_int=12; % maxima intensidad

    for into=min_int:1:max_int
        for NF=1:nfuentes
            for i=1:li
                for j=1:lj
                    numagmay=0;
                    for magnit=1:num_magnitudes
                        if IP(i,j,magnit,NF)<into
                            numagmay=numagmay+1;
                            FI(i,j,NF,into)=numagmay/num_magnitudes(NF);
                        end
                    end
                end
            end
        end
    end

    %%Calculo de la probabilidad de ocurrencia de al menos un sismo que
    %%produzca una intensidad superior o iguala io en un periodo de
tiempo t
    %%en un punto cij
    for into=min_int:1:max_int
        for NF=1:nfuentes
            for i=1:li
                for j=1:lj
                    Rp(i,j,NF,into)=1-exp(-fip(NF)*t*(1-FI(i,j,NF,into)));
                end
            end
        end
    end

```

```

        end
    end
end
%%%Calculo del Peligro Sismico: Intensidad io tal que la probabilidad
de
    %%ocurrencia de al menos un sismo que provoque un intensidad igual o
superior a io en un punto cij sea de p%
    for into=min_int:1:max_int
        for NF=1:nfuentes
            for i=1:li
                for j=1:lj
                    if Rp(i,j,NF,into)>=p
                        PSp(i,j,NF,into)=into;
                    end
                end
            end
        end
    end
end

%%%%%
%%%%%Calculo Peligro sismico total
%%%%%

contint=0;

PSHp= zeros(li,lj,nfuentes);
PSHw= zeros(li,lj,nfuentes);
PSHg= zeros(li,lj,nfuentes);
for into=1:size(PSp,4)
    contint=contint+1;
    for NF=1:nfuentes
        for i=1:li
            for j=1:lj
                PSHp(i,j,NF)=max(PSp(i,j,NF,contint),PSHp(i,j,NF));
            end
        end
    end
end

disp('Intensidades en la zona dadas las fuentes por separado :')
PSHp;
contour(PSHp)

% % Intensidades en la zona tomando la combinacion de las fuentes

contint=0;

PSHCp= zeros(li,lj);
PSHCw= zeros(li,lj);
PSHCg= zeros(li,lj);

for NF=1:nfuentes
    contint=contint+1;
    for i=1:li
        for j=1:lj
            PSHCp(i,j)=max(PSHp(i,j,contint),PSHCp(i,j));
        end
    end
end

```

```

end

disp('Intensidades en la zona dada la combinacion de las fuentes :')
PSHCp;
contour(PSHCp)
[C,h] = contour(PSHCp);
set(h, 'ShowText', 'on', 'TextStep',get(h, 'LevelStep')*2)
colormap cool

%%%%%% Salida de datos a archivos txt,(latitud,longitud,peligro sismico)

pasolat=abs(latf-lati)/li;
pasolong=abs(longf-longi)/lj;

for i=1:li
    latij(i)=lati+pasolat*i;
end

for j=1:lj
    longij(j)=longi+pasolong*j;
end
contarp=0;
for i=1:li
    for j=1:lj
        contarp=contarp+1;
        archp(1,contarp)=latij(i);
        archp(2,contarp)=longij(j);
        archp(3,contarp)=PSHCp(i,j);
    end
end

fid = fopen('archp.txt', 'wt');
fprintf(fid, '%6.2f %6.2f %6.2f\n', archp);
fclose(fid);

end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%% Caso analisis tipo falla maxima%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

if tipofalla==2 %es decir si las fallas son unicas y maximas
    ydp=0;

    for NF=1:nfuentes
        if NF==1
            elecnamb(NF)=input(' Elija el numero del ambiente sismico para la
primera fuente: ');
        end
        if NF>1
            elecnamb(NF)=input(' Elija el numero del ambiente sismico para la
siguiente fuente: ');
        end
    end

end

[IP,num_magnitudes,Dh,NP,li,lj,tf]=intensidadzona20(lati,latf,longi,longf,li,l

```

```

j,nfuentes,tipofalla,ydp); % Calculo intensidad en un grilla determinada por
usuario, con Ley de Atenuacion de Intensidad determinada por usuario, con
fuente puntual emplazad por usuario, con una magnitud impuesta
contint=0;

IPCp= zeros(li,lj);

for NF=1:nfuentes
    contint=contint+1;
    for i=1:li
        for j=1:lj
            IPCp(i,j)=max(IP(i,j,contint),IPCp(i,j));
        end
    end
end

[C,h] = contour(IPCp);
set(h,'ShowText','on','TextStep',get(h,'LevelStep')*2)
colormap cool

%%%%%% Salida de datos a archivos txt,(latitud,longitud,peligro sismico)

pasolat=abs(latf-lati)/li;
pasolong=abs(longf-longi)/lj;

for i=1:li
    latij(i)=lati+pasolat*i;
end

for j=1:lj
    longij(j)=longi+pasolong*j;
end
contar=0;

for i=1:li
    for j=1:lj
        contar=contar+1;
        archmax(1,contar)=latij(i);
        archmax(2,contar)=longij(j);
        archmax(3,contar)=IPCp(i,j);
    end
end

fid = fopen('archmax.txt','wt');
fprintf(fid, '%6.2f %6.2f %6.2f\n', archmax);
fclose(fid);

end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
Caso analisis distribuciones de estadisticas extremas Weibull
y Gumbel,máxima magnitud esperada %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

```

```

if tipofalla==3 %es decir si el analisis es para la maxima magnitud esperada

    %Calculo magnitud maxima probable segun Gumbel
    for nas=1:nambsis
        ymod(nas)=log(alfak(nas))/betak(nas); % maxima moda de intensidad
    anual
        yp(nas)=ymod(nas)-betak(nas)^-1*log(-log(1-p));%maxima magnitud anual
    excedido en una probabilidad p
        ydg1(nas)=ug(nas)-(log(-log(1-p)))/alfag(nas)+log(t)/alfag(nas);
        ydg2(nas)=yp(nas)+betak(nas)^-1*log(t); %maxima magnitud en un periodo
    t de años excedido en una probabilidad (de Lomnitz, 1974)
        Magestudio=7.0; %magnitud a estudiar
        Tyg(nas)=exp(betak(nas)*Magestudio)/alfak(nas); % periodo de retorno
    para la magnitud de estudio
        %Calculo magnitud maxima probable segun Weibull
        ydw(nas)=(-(m2(nas)+1)/k2(nas)*log(1-p)/t)^(1/(m2(nas)+1));
    end

    for NF=1:nfuentes
        if NF==1
            elecnamb(NF)=input(' Elija el numero del ambiente sismico para la
primera fuente: ');
        end
        if NF>1
            elecnamb(NF)=input(' Elija el numero del ambiente sismico para la
siguiente fuente: ');
        end
        ydg2(NF)=ydg2(elecnamb(NF));
        ydw(NF)=ydw(elecnamb(NF));
    end

    tipdve=input(' Ingrese tipo de distribucion de valores extremso que quiere
usar: 0 si es Gumbel, 1 si es Weibull : ');

    for NF=1:nfuentes
        if tipdve==0
            disp(' Ingresar datos calculo intensidades analisis tipo Gumbel: ')

            [IPg,num_magnitudes,Dh,NP,li,lj,tf]=intensidadzonal9(lati,latf,longi,longf,li,
lj,nfuentes,tipofalla,ydg2(NF)); % Calculo intensidad en un grilla determinada
por usuario, con Ley de Atenuacion de Intensidad determinada por usuario, con
fuente puntual emplazada por usuario, con una magnitud calculada por Gumbel
%
            IPg(:,:,,NF)=IPg(:,:,,);
        end
        if tipdve==1
            disp(' Ingresar datos calculo intensidades analisis tipo Weibull:
')

            [IPw,num_magnitudes,Dh,NP,li,lj,tf]=intensidadzonal9(lati,latf,longi,longf,li,
lj,nfuentes,tipofalla,ydw(NF)); % Calculo intensidad en un grilla determinada
por usuario, con Ley de Atenuacion de Intensidad determinada por usuario, con
fuente puntual emplazada por usuario, con una magnitud calculada por Weibull
%
            IPw(:,:,,NF)=IPw(:,:,,);
        end
    end

    for NF=1:nfuentes

```

```

alfak(NF)=alfak(elecnam(NF));
betak(NF)=betak(elecnam(NF));
k2(NF)=k2(elecnam(NF));
m2(NF)=m2(elecnam(NF));

for i=1:li
    for j=1:lj
        if tipdve==0
            Rg(i,j,NF)=1-exp(-alfak(NF)*t*exp(-betak(NF)*IPg(i,j,NF)));
        end
        if tipdve==1
            Rw(i,j,NF)=1-exp(-
k2(NF)/(m2(NF)+1)*t^(m2(NF)+1)*IPw(i,j,NF));
        end
    end
end
end

contint=0;
% Inicializando intensidades combinadas y peligro sismico combinado segun
Gumbel
IPCg= zeros(li,lj);
RgC= zeros(li,lj);
% Inicializando intensidades combinadas y peligro sismico combinado segun
Weibull
IPCw= zeros(li,lj);
RwC= zeros(li,lj);
%Combinando intensidades y peligro sismico para Gumbel y Weibull

for NF=1:nfuentes
    contint=contint+1;
    for i=1:li
        for j=1:lj
            if tipdve==0
                IPCg(i,j)=max(IPg(i,j,contint),IPCg(i,j));
                RgC(i,j)=max(Rg(i,j,contint),RgC(i,j));
            end
            if tipdve==1
                IPCw(i,j)=max(IPw(i,j,contint),IPCw(i,j));
                RwC(i,j)=max(Rw(i,j,contint),RwC(i,j));
            end
        end
    end
end

%%graficar caso Gumbel
if tipdve==0
[C,h] = contour(IPCg);
set(h,'ShowText','on','TextStep',get(h,'LevelStep')*2)
colormap cool
end

%%graficar caso Weibull
if tipdve==1
[C,h] = contour(IPCw);
set(h,'ShowText','on','TextStep',get(h,'LevelStep')*2)
colormap cool
end

```

```

end

%%%%% Salida de datos a archivos txt,(latitud,longitud,peligro sismico)

pasolat=abs(latf-lati)/li;
pasolong=abs(longf-longi)/lj;

for i=1:li
    latij(i)=lati+pasolat*i;
end

for j=1:lj
    longij(j)=longi+pasolong*j;
end
    contar=0;
% Para Gumbel
for i=1:li
    for j=1:lj
        contar=contar+1;
        archgum(1,contar)=latij(i);
        archgum(2,contar)=longij(j);
        archgum(3,contar)=IPCg(i,j);
        archgum(4,contar)=RgC(i,j);
    end
end

fid = fopen('archgum.txt', 'wt');
fprintf(fid, '%6.2f %6.2f %6.2f %6.2f\n', archgum);
fclose(fid);
% Para Weibull
contar=0;
for i=1:li
    for j=1:lj
        contar=contar+1;
        archwei(1,contar)=latij(i);
        archwei(2,contar)=longij(j);
        archwei(3,contar)=IPCw(i,j);
        archwei(4,contar)=RwC(i,j);
    end
end

fid = fopen('archwei.txt', 'wt');
fprintf(fid, '%6.2f %6.2f %6.2f %6.2f\n', archwei);
fclose(fid);

end

```

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

```

%Calculo intensidad en funcion de distancia hipocentral y magnitud

```

%suponiendo fuente puntual situada en el centro de la falla

function[IP,num_magnitudes,Dh,NP,li,lj,tf]=intensidadzona20(lati,latf,longi,longf,li,lj,nfuentes,tipofalla,ydp)

disp(' ')
disp(' Calculo de intensidades en la grilla dependiendo de la falla : ')
if tipofalla==1
    disp( ' Analisis tipo Algermissen & Perkins ')
end
if tipofalla==2
    disp( ' Analisis deterministico falla maxima ')
end
if tipofalla==3
    disp( ' Analisis magnitud maxima probable segun distribuciones de valores extremos ')
end
disp(' ')

% Parametros Ley de atenuacion de intensidad:
NP1=[1.0900,-3.6900,0,5.0700]; %Ley de atenuacion de intensidades de Bakún
NP2=[1.3844,-3.7355,-0.0006,3.8461]; %Ley de atenuacion de intensidades de Barrientos

%Calculo Tamaño zona de grillado en km
distlat=(latf-lati)*111.18;
distlong=(longf-longi)*111.18*cos(latf*pi()/180);

%Calculo tamaño de grillas en km
tmv=distlong/lj;
tmh=distlat/li;

% Inicio algoritmo
disp(' ')
disp(' Ingrese Datos Primera Fuente Sismica en este ambiente : ')
disp(' ')

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%% Calculo de los IPptos para los distintos tipos de fuentes
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%% Calculo de los IPptos para analisis tipo 1 (Algermissen y
Perkins)%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

if tipofalla==1

    for NF=1:nfuentes

```

```

%Indicar Tipo de Fuentes Sismicas

disp(' Tipo de Fuente Sismica: 1 si es puntual, 2 si es lineal, 3 si
es un área ')
tf(NF)=input(' Marque numero de tipo de fuente sismica asociada : ');
tiponp(NF)=input(' Indique tipo Ley de atenuacion, 1 es Bakun, 2
Barrientos : ');
if tiponp(NF)==1
    NP(NF,1)=NP1(1);
    NP(NF,2)=NP1(2);
    NP(NF,3)=NP1(3);
    NP(NF,4)=NP1(4);
end
if tiponp(NF)==2
    NP(NF,1)=NP2(1);
    NP(NF,2)=NP2(2);
    NP(NF,3)=NP2(3);
    NP(NF,4)=NP2(4);
end
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% Caso tipo fuente puntual:
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

if tf(NF)==1

    %Indique la magnitud para la cual se hara el analisis y
    %prof de foco
    hipo(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente :
');
    disp('')

    %Distancia hipocentral desde la falla hasta cada punto de la
    %grilla
    disp('')

    paso=0.25; %paso entre magnitudes

    mmi(NF)=input('Ingrese el valor Magnitud momento inicial rango
 analisis de la fuente : ');
    mmf(NF)=input('Ingrese el valor Magnitud momento final rango
 analisis de la fuente : ');
    %Indique pto. inicio y orientacion falla
    latif(NF)=input('Ingrese latitud inicial falla de la fuente :
');
    longif(NF)=input('Ingrese longitud inicial falla de la fuente
: ');
    orientf(NF)=input('Ingrese orientacion falla respecto a la
vertical y sentido horario en Å° de la fuente : ');
    latifkm(NF)=111.18*(latif(NF)-lati);%pos. inicial en eje x en
km
    longifkm(NF)=111.18*(longif(NF)-
longi)*cos(latif(NF)*pi()/180);%pos inicial en eje y en km

    num_magnitudes(NF) =round((mmf(NF)-mmi(NF))/paso);

    %Calculo pos. fuente sismica puntual y largo de falla debido a
mm

```

```

%escogido
for num_mag=1:num_magnitudes(NF)
    mm(num_mag,NF)=mmi(NF)+num_mag*paso;
    Lfalla(num_mag,NF)=10^-
5*(2/5*10^(3/2*(10.73+mm(num_mag,NF)))*10^-6)^(1/3);%largo falla en km
depediendo de la magnitud momento con leyes escalamiento tipica

ptolatfkm(num_mag,NF)=latifkm(NF)+0.5*Lfalla(num_mag,NF)*cos(orientf(NF)*pi()/
180); %pos. fuente sismica en km en eje x desde el origen

ptolongfkm(num_mag,NF)=longifkm(NF)+0.5*Lfalla(num_mag,NF)*sin(orientf(NF)*pi(
)/180); %pos. fuente sismica en km eje y desde el origen
end
%Inicializar variables Latkm y Longkm

for j=1:lj
    Latkm(1,j)=0;
end

for i=1:li
    Longkm(i,1)=0;
end

%Calculo distancia de cada punto de la grilla desde el origen
for i=2:li
    Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
end

for j=2:lj
    Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
end

%Calculo intensidades para cada punto de la grilla para

for num_mag=1:num_magnitudes
    for i=1:li
        for j=1:lj
            De(i,j,num_mag,NF)=sqrt((ptolatfkm(num_mag,NF)-
Latkm(i,j)).^2+(ptolongfkm(num_mag,NF)-Longkm(i,j)).^2);

Dh(i,j,num_mag,NF)=sqrt(De(i,j,num_mag,NF).^2+hipo(NF).^2);
            mm(NF)=mmi(NF)+num_mag*paso;

IP(i,j,num_mag,NF)=NP(NF,1)*mm(num_mag,NF)+NP(NF,2)*log10(Dh(i,j,num_mag,NF))+
NP(NF,3)*Dh(i,j,num_mag,NF)+NP(NF,4);
        end
    end
end

%Resultados
if NF<nfuentes
    disp(' ')
    disp(' Ingrese Datos siguiente Fuente Sismica en este
ambiente: ')
    disp(' ')
end

```

```

    if NF==nfuentes
        disp(' ')
        disp(' Fin de fuentes sismicas en este ambiente. ')
        disp(' ')
    end
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% % Caso tipo fuente lineal
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

if tf(NF)==2

    %Indique la magnitud para la cual se hara el analisis y
    %prof de foco
    hipo(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente :
');
    disp('')

    %Distancia hipocentral desde la falla hasta cada punto de la
    %grilla
    disp('')

    paso=0.25; %paso entre magnitudes

    %% Distancia entre los puntos de la grilla dentro de la fuente
lineal
    dgfl=input (' Ingrese numero de puntos de grilla en la cual se
discretizara la falla.No pueden ser menos que 3 : ');
    while dgfl<3
        disp(' No pueden ser menos que 3. Ingrese nuevamente ')
        dgfl=input (' Ingrese numero de puntos de grilla en la cual se
discretizara la falla.No pueden ser menos que 3 : ');
    end
    %%

    mmi(NF)=input('Ingrese el valor Magnitud momento inicial rango
analisis de la fuente : ');
    mmf(NF)=input('Ingrese el valor Magnitud momento final rango
analisis de la fuente : ');

    %Indique pto. inicio y orientacion falla
    latif(NF)=input('Ingrese latitud inicial falla de la fuente :
');
    longif(NF)=input('Ingrese longitud inicial falla de la fuente
: ');

    orientf(NF)=input('Ingrese orientacion falla respecto a la
vertical y sentido horario en Â° de la fuente : ');
    latifkm(NF)=111.18*(latif(NF)-lati);%pos. inicial en eje x en
km
    longifkm(NF)=111.18*(longif(NF)-
longi)*cos(latif(NF)*pi()/180);%pos inicial en eje y en km

    num_magnitudes(NF) =round((mmf(NF)-mmi(NF))/paso);

```

```

mm
    %Calculo pos. fuente sismica puntual y largo de falla debido a
    %escogido
    for num_mag=1:num_magnitudes(NF)
        mm(num_mag,NF)=mmi(NF)+num_mag*paso;
        Lfalla(num_mag,NF)= 10^-
5*(2/5*10^(3/2*(10.73+mm(num_mag,NF)))*10^-6)^(1/3);%largo falla en km
depediendo de la magnitud momento con leyes escalamiento tipica

ptolatfkm(num_mag,NF)=latifkm(NF)+Lfalla(num_mag,NF)*cos(orientf(NF)*pi()/180)
; %pos. limite falla en km en eje x desde el origen

ptolongfkm(num_mag,NF)=longifkm(NF)+Lfalla(num_mag,NF)*sin(orientf(NF)*pi()/18
0); %pos. limite falla en km eje y desde el origen
        for ng=1:dgfl

ptoslatfkm(ng,num_mag,NF)=latifkm(NF)+(ptolatfkm(num_mag,NF)-
latifkm(NF))*ng/dgfl;%posiciones en km en eje x, de cada pto en los cuales se
discretizo la falla lineal

ptoslongfkm(ng,num_mag,NF)=longifkm(NF)+(ptolongfkm(num_mag,NF)-
longifkm(NF))*ng/dgfl;%posiciones km en eje y, de cada pto en los cuales se
discretizo la falla lineal
        end
    end
    %Inicializar variables Latkm y Longkm

    for j=1:lj
        Latkm(1,j)=0;
    end

    for i=1:li
        Longkm(i,1)=0;
    end

    %Calculo distancia de cada punto de la grilla desde el origen
    for i=2:li
        Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
    end

    for j=2:lj
        Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
    end

    %Calculo intensidades en cada punto de la grilla del plano
para
    %cada magnitud, fuente sismica, debido a cada punto en que fue
    %grillada a su vez la falla lineal

    %
        IP=zeros(li,lj,num_magnitudes(NF),nfuentes);
        conta=0;

        for ng=1:dgfl
            conta=conta+1;
            for num_mag=1:num_magnitudes(NF)
                for i=1:li
                    for j=1:lj

```

```

De(i,j,conta,num_mag,NF)=sqrt((ptoslatfkm(conta,num_mag,NF)-
Latkm(i,j)).^2+(ptoslongfkm(conta,num_mag,NF)-Longkm(i,j)).^2);

Dh(i,j,conta,num_mag,NF)=sqrt(De(i,j,conta,num_mag,NF).^2+hipo(NF).^2);
mm(num_mag,NF)=mmi(NF)+num_mag*paso;

IPptosl(i,j,conta,num_mag,NF)=NP(NF,1)*mm(num_mag,NF)+NP(NF,2)*log10(Dh(i,j,co
nta,num_mag,NF))+NP(NF,3)*Dh(i,j,conta,num_mag,NF)+NP(NF,4);
%
IP(i,j,num_mag,NF)=max(IPptos(i,j,conta,num_mag,NF),IP(i,j,num_mag,NF));
end
end
end

%Resultados
if NF<nfuentes
disp(' ')
disp(' Ingrese Datos siguiente Fuente Sismica en este
ambiente: ')
disp(' ')
end
if NF==nfuentes
disp(' ')
disp(' Fin de fuentes sismicas en este ambiente. ')
disp(' ')
end
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% % Caso tipo fuente areal (se supone area rectangular)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

if tf(NF)==3

hipocc(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente
(se supone en el extremo occidental): ');
hipori(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente
(se supone en el extremo oriental): ');

%Indique prof de focoy rango de magnitudes
mmi(NF)=input('Ingrese el valor Magnitud momento inicial rango
 analisis de la fuente : ');
mmf(NF)=input('Ingrese el valor Magnitud momento final rango
 analisis de la fuente : ');
disp('')

paso=0.25;
num_magnitudes(NF) =round((mmf(NF)-mmi(NF))/paso);

%% Indicar numero de puntos en que sera discretizada en una
grilla la fuente areal
dgfah=input (' Ingrese numero de puntos de grilla horizontales
en la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
while dgfah<3
disp(' No pueden ser menos que 3. Ingrese nuevamente ')

```

```

        dgfah=input ( ' Ingrese numero de puntos de grilla
horizontales en la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 :
');
        end
        dgfav=input ( ' Ingrese numero de puntos de grilla verticales
en la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
        while dgfav<3
            disp(' No pueden ser menos que 3. Ingrese nuevamente ')
            dgfav=input ( ' Ingrese numero de puntos de grilla
verticales en la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
        end

        %Indique limites del area para la cual se realizara el
analisis
        latifmax(NF)=input('Ingrese latitud inicial falla areal de la
fuente : ');
        latffmax(NF)=input('Ingrese latitud final falla areal de la
fuente : ');
        longifmax(NF)=input('Ingrese longitud inicial falla areal de
la fuente : ');
        longffmax(NF)=input('Ingrese longitud final falla areal de la
fuente : ');

        %Largo maximo en km de falla areal
        latifkm(NF)=111.18*(latifmax(NF)-lati);%pos. inicial en eje y
en km
        longifkm(NF)=111.18*(longifmax(NF)-
longi)*cos(latifmax(NF)*pi()/180);%pos inicial en eje x en km
        distlatfmax(NF)=(latffmax(NF)-latifmax(NF))*111.18; %Largo de
la falla en el eje x en km
        distlongfmax(NF)=(longffmax(NF)-
longifmax(NF))*111.18*cos(latffmax(NF)*pi()/180); %Largo de la falla en el eje
y en km

        dhipomax(NF)=abs(hipocc(NF)-hipori(NF)); %Diferencia de
profundidades entre el punto mas occidental y el mas oriental(diferencia de
profundidades maxima)

        for ngh=1:dgfah
            for ngv=1:dgfav
                ptoslatfkm(ngh,ngv,NF)=latifkm(NF)+(distlatfmax(NF))*(ngv-
1)/dgfav;%posiciones en km en eje x, de cada pto en los cuales se discretizo
la falla areal

                ptoslongfkm(ngh,ngv,NF)=longifkm(NF)+(distlongfmax(NF))*(ngh-
1)/dgfah;%posiciones km en eje y, de cada pto en los cuales se discretizo la
falla areal

                if hipocc(NF)<hipori(NF)
                    hipo(ngh,ngv,NF)=hipocc(NF)+dhipomax(NF)*ngh/dgfah;
                end
                if hipori(NF)<hipocc(NF)
                    hipo(ngh,ngv,NF)=hipocc(NF)-dhipomax(NF)*ngh/dgfah;
                end
                if hipori(NF)==hipocc(NF)
                    hipo(ngh,ngv,NF)=hipocc(NF);
                end
            end
        end

```

```

end
end

%Inicializar variables Latkm y Longkm

for j=1:lj
    Latkm(1,j)=0;
end

for i=1:li
    Longkm(i,1)=0;
end

%Calculo distancia de cada punto de la grilla desde el origen
for i=2:li
    Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
end

for j=2:lj
    Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
end

para
    %Calculo intensidades en cada punto de la grilla del plano
    %cada magnitud, fuente sismica, debido a cada punto en que fue
    %grillada a su vez la falla areal

    for ngh=1:dgfah
    for ngv=1:dgvav
    for num_mag=1:num_magnitudes(NF)
        for i=1:li
            for j=1:lj

De(i,j,ngh,ngv,num_mag,NF)=sqrt((ptoslatfkm(ngh,ngv,NF)-
Latkm(i,j)).^2+(ptoslougfkm(ngh,ngv,NF)-Longkm(i,j)).^2);

Dh(i,j,ngh,ngv,num_mag,NF)=sqrt(De(i,j,ngh,ngv,num_mag,NF).^2+hipo(ngh,ngv,NF)
.^2);

                mm(NF)=mmi(NF)+num_mag*paso;

IPptosa(i,j,ngh,ngv,num_mag,NF)=NP(NF,1)*mm(NF)+NP(NF,2)*log10(Dh(i,j,ngh,ngv,
num_mag,NF))+NP(NF,3)*Dh(i,j,ngh,ngv,num_mag,NF)+NP(NF,4);
            end
        end
    end
end
end
end
end

%Resultados
if NF<nfuentes
    disp(' ')
    disp(' Ingrese Datos siguiente Fuente Sismica en este
ambiente: ')
    disp(' ')
end
if NF==nfuentes
    disp(' ')

```



```

        distlongfmax(NF)=(longffmax(NF)-
longifmax(NF))*111.18*cos(latffmax(NF)*pi()/180);
        Lfallamax(NF)=sqrt((distlatfmax(NF)).^2+(distlongfmax(NF)).^2);
        ptolatfkm(NF)=latifkm(NF)+0.5*distlatfmax(NF); %pos. fuente
sismica en km en eje x
        ptolongfkm=longifkm(NF)+0.5*distlongfmax(NF); %pos. fuente sismica
en km eje y

        %Inicializar variables Latkm y Longkm

        for j=1:lj
            Latkm(1,j)=0;
        end

        for i=1:li
            Longkm(i,1)=0;
        end

        %Calculo distancia de cada punto desde el origen
        for i=2:li
            Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
        end

        for j=2:lj
            Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
        end

        %Calculo Intensidad en la grilla debido a fuente puntual

        for i=2:li
            for j=2:lj
                De(i,j,NF)=sqrt((ptolatfkm(NF)-
Latkm(i,j)).^2+(ptolongfkm(NF)-Longkm(i,j)).^2);
                Dh(i,j,NF)=sqrt(De(i,j,NF).^2+hipo(NF).^2);

IP(i,j,NF)=NP(NF,1)*Mmax(NF)+NP(NF,2)*log10(Dh(i,j,NF))+NP(NF,3)*Dh(i,j,NF)+NP
(NF,4);

                end
            end
            IP;
        %Resultados
        if NF<nfuentes
            disp(' ')
            disp(' Ingrese Datos siguiente Fuente Sismica en este
ambiente: ')
            disp(' ')
        end
        if NF==nfuentes
            disp(' ')
            disp(' Fin de fuentes sismicas en este ambiente. ')
            disp(' ')
        end
    end

    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
    % % Caso tipo fuente lineal
    %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

```

```

if tf(NF)==2

    %Indique la magnitud para la cual se hara el analisis y
    %prof de foco
    hipo(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente :
');
    disp('')

    %Distancia hipocentral desde la falla hasta cada punto de la
    %grilla
    disp('')

    %% Distancia entre los puntos de la grilla dentro de la fuente
lineal
    dgfl=input (' Ingrese numero de puntos de grilla en la cual se
discretizara la falla.No pueden ser menos que 3 : ');
    while dgfl<3
        disp(' No pueden ser menos que 3. Ingrese nuevamente ')
        dgfl=input (' Ingrese numero de puntos de grilla en la cual se
discretizara la falla.No pueden ser menos que 3 : ');
    end
    num_magnitudes(NF)=1;
    %Indique pto. inicio y fin de la maxima falla y profundidad de
foco
    latifmax(NF)=input('Ingrese latitud inicial falla maxima: ');
    latffmax(NF)=input('Ingrese latitud final falla maxima: ');
    longifmax(NF)=input('Ingrese longitud inicial falla maxima: ');
    longffmax(NF)=input('Ingrese longitud final falla maxima: ');
    Mmax(NF)=input('Ingrese magnitud maxima: ');

    %Largo maximo en km de falla
    latifkm(NF)=111.18*(latifmax(NF)-lati);%pos. inicial en eje x en
km
    longifkm(NF)=111.18*(longifmax(NF)-
longi)*cos(latifmax(NF)*pi()/180);%pos inicial en eje y en km
    distlatfmax(NF)=(latffmax(NF)-latifmax(NF))*111.18; %Largo de la
falla en el eje x en km
    distlongfmax(NF)=(longffmax(NF)-
longifmax(NF))*111.18*cos(latffmax(NF)*pi()/180); %Largo de la falla en el eje
y en km

Lfallamax(NF)=sqrt((distlatfmax(NF)).^2+(distlongfmax(NF)).^2);%Largo total
falla
    for ng=1:dgfl

ptoslatfkm(ng,NF)=latifkm(NF)+(distlatfmax(NF))*ng/dgfl;%posiciones en km en
eje x, de cada pto en los cuales se discretizo la falla lineal

ptoslongfkm(ng,NF)=longifkm(NF)+(distlongfmax(NF))*ng/dgfl;%posiciones km en
eje y, de cada pto en los cuales se discretizo la falla lineal
    end

    %Inicializar variables Latkm y Longkm1

    for j=1:lj
        Latkm(1,j)=0;
    end

```

```

for i=1:li
    Longkm(i,1)=0;
end

%Calculo distancia de cada punto desde el origen
for i=2:li
    Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
end

for j=2:lj
    Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
end

%Calculo Intensidad en la grilla debido discretizacion de la
fuente lineal

conta=0;

for ng=1:dgfl
    conta=conta+1;
    for i=2:li
        for j=2:lj
            De(i,j,conta,NF)=sqrt((ptoslatfkm(conta,NF)-
Latkm(i,j)).^2+(ptoslongfkm(conta,NF)-Longkm(i,j)).^2);
            Dh(i,j,conta,NF)=sqrt(De(i,j,conta,NF).^2+hipo(NF).^2);
IPptosl(i,j,conta,NF)=NP(NF,1)*Mmax(NF)+NP(NF,2)*log10(Dh(i,j,conta,NF))+NP(NF
,3)*Dh(i,j,conta,NF)+NP(NF,4);
        end
    end
end

%Resultados
if NF<nfuentes
    disp(' ')
    disp(' Ingrese Datos siguiente Fuente Sismica en este
ambiente: ')
    disp(' ')
end
if NF==nfuentes
    disp(' ')
    disp(' Fin de fuentes sismicas en este ambiente. ')
    disp(' ')
end
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% % Caso tipo fuente rectangular
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

if tf(NF)==3

    hipocc(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente (se
supone en el extremo occidental): ');

```

```

hipori(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente (se
supone en el extremo oriental): ');

disp('')
num_magnitudes(NF)=1;

%%% Indicar numero de puntos en que sera discretizada en una grilla
la fuente areal
dgfah=input (' Ingrese numero de puntos de grilla horizontales en
la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
while dgfah<3
    disp(' No pueden ser menos que 3. Ingrese nuevamente ')
    dgfah=input (' Ingrese numero de puntos de grilla horizontales
en la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
end
dgfav=input (' Ingrese numero de puntos de grilla verticales en la
cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
while dgfav<3
    disp(' No pueden ser menos que 3. Ingrese nuevamente ')
    dgfav=input (' Ingrese numero de puntos de grilla verticales en
la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
end

%Indique limites del area para la cual se realizara el analisis
latifmax(NF)=input('Ingrese latitud inicial falla areal de la
fuente : ');
latffmax(NF)=input('Ingrese latitud final falla areal de la fuente
: ');
longifmax(NF)=input('Ingrese longitud inicial falla areal de la
fuente : ');
longffmax(NF)=input('Ingrese longitud final falla areal de la
fuente : ');
Mmax(NF)=input('Ingrese magnitud maxima: ');

%Largo maximo en km de falla areal
latifkm(NF)=111.18*(latifmax(NF)-lati);%pos. inicial en eje x en
km
longifkm(NF)=111.18*(longifmax(NF)-
longi)*cos(latifmax(NF)*pi()/180);%pos inicial en eje y en km
distlatfmax(NF)=(latffmax(NF)-latifmax(NF))*111.18; %Largo de la
falla en el eje x en km
distlongfmax(NF)=(longffmax(NF)-
longifmax(NF))*111.18*cos(latffmax(NF)*pi()/180); %Largo de la falla en el eje
y en km

dhipomax(NF)=abs(hipocc(NF)-hipori(NF)); %Diferencia de
profundidades entre el punto mas occidental y el mas oriental(diferencia de
profundidades maxima)

for ngh=1:dgfah
for ngv=1:dgfav

ptoslatfkm(ngh,ngv,NF)=latifkm(NF)+(distlatfmax(NF))*ngv/dgfav;%posiciones en
km en eje x, de cada pto en los cuales se discretizo la falla areal

ptoslongfkm(ngh,ngv,NF)=longifkm(NF)+(distlongfmax(NF))*ngh/dgfah;%posiciones
km en eje y, de cada pto en los cuales se discretizo la falla areal
if hipocc(NF)<hipori(NF)

```

```

        hipo(ngv,ngv,NF)=hipocc(NF)+dhipomax(NF)*ngv/dgfah;
    end
    if hipori(NF)<hipocc(NF)
        hipo(ngv,ngv,NF)=hipocc(NF)-dhipomax(NF)*ngv/dgfah;
    end
    if hipori(NF)==hipocc(NF)
        hipo(ngv,ngv,NF)=hipocc(NF);
    end
end
end

    %Inicializar variables Latkm y Longkm

    for j=1:lj
        Latkm(1,j)=0;
    end

    for i=1:li
        Longkm(i,1)=0;
    end

    %Calculo distancia de cada punto de la grilla desde el origen
    for i=2:li
        Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
    end

    for j=2:lj
        Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
    end

    %Calculo intensidades en cada punto de la grilla del plano para
    % magnitud máxima, fuente sismica, debido a cada punto en que fue
    %grillada a su vez la falla areal

    for ngv=1:dgfav
        for ngv=1:dgfav
            for i=1:li
                for j=1:lj
                    De(i,j,ngv,ngv,NF)=sqrt((ptoslatfkm(ngv,ngv,NF)-
Latkm(i,j)).^2+(ptoslongfkm(ngv,ngv,NF)-Longkm(i,j)).^2);

Dh(i,j,ngv,ngv,NF)=sqrt(De(i,j,ngv,ngv,NF).^2+hipo(ngv,ngv,NF).^2);

IPptosa(i,j,ngv,ngv,NF)=NP(NF,1)*Mmax(NF)+NP(NF,2)*log10(Dh(i,j,ngv,ngv,NF))+N
P(NF,3)*Dh(i,j,ngv,ngv,NF)+NP(NF,4);
                end
            end
        end
    end

    end

    %Resultados
    if NF<nfuentes
        disp(' ')
        disp(' Ingrese Datos siguiente Fuente Sismica en este ambiente: ')
        disp(' ')
    end
    if NF==nfuentes

```



```

    latifkm(NF)=111.18*(latifmax(NF)-lati);%pos. inicial en eje x en
km
    longifkm(NF)=111.18*(longifmax(NF)-
longi)*cos(latifmax(NF)*pi()/180);%pos inicial en eje y en km
    distlatfmax(NF)=(latffmax(NF)-latifmax(NF))*111.18;
    distlongfmax(NF)=(longffmax(NF)-
longifmax(NF))*111.18*cos(latffmax(NF)*pi()/180);
    Lfallamax(NF)=sqrt((distlatfmax(NF)).^2+(distlongfmax(NF)).^2);
    ptolatfkm(NF)=latifkm(NF)+0.5*distlatfmax(NF); %pos. fuente
sismica en km en eje x
    ptolongfkm=longifkm(NF)+0.5*distlongfmax(NF); %pos. fuente sismica
en km eje y

    %Inicializar variables Latkm y Longkm

    for j=1:lj
        Latkm(1,j)=0;
    end

    for i=1:li
        Longkm(i,1)=0;
    end

    %Calculo distancia de cada punto desde el origen
    for i=2:li
        Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
    end

    for j=2:lj
        Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
    end

    %Calculo Intensidad en la grilla debido a fuente puntual

    for i=2:li
        for j=2:lj
            De(i,j,NF)=sqrt((ptolatfkm(NF)-
Latkm(i,j)).^2+(ptolongfkm(NF)-Longkm(i,j)).^2);
            Dh(i,j,NF)=sqrt(De(i,j,NF).^2+hipo(NF).^2);

IP(i,j,NF)=NP(NF,1)*ydp(NF)+NP(NF,2)*log10(Dh(i,j,NF))+NP(NF,3)*Dh(i,j,NF)+NP(
NF,4);

            end
        end
        IP;
        %Resultados
        if NF<nfuentes
            disp(' ')
            disp(' Ingrese Datos siguiente Fuente Sismica en este
ambiente: ')
            disp(' ')
        end
        if NF==nfuentes
            disp(' ')
            disp(' Fin de fuentes sismicas en este ambiente. ')
            disp(' ')
        end
    end
end

```

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% % Caso tipo fuente lineal:
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

    if tf(NF)==2

        %Indique la magnitud para la cual se hara el analisis y
        %prof de foco
        hipo(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente :
');
        disp('')

        %Distancia hipocentral desde la falla hasta cada punto de la
        %grilla
        disp('')

        %% Distancia entre los puntos de la grilla dentro de la fuente
lineal
        dgfl=input (' Ingrese numero de puntos de grilla en la cual se
discretizara la falla.No pueden ser menos que 3 : ');
        while dgfl<3
            disp(' No pueden ser menos que 3. Ingrese nuevamente ')
            dgfl=input (' Ingrese numero de puntos de grilla en la cual se
discretizara la falla.No pueden ser menos que 3 : ');
        end

        num_magnitudes(NF)=1;
        %Indique pto. inicio y fin de la maxima falla y profundidad de
foco
        latifmax(NF)=input('Ingrese latitud inicial falla maxima: ');
        latffmax(NF)=input('Ingrese latitud final falla maxima: ');
        longifmax(NF)=input('Ingrese longitud inicial falla maxima: ');
        longffmax(NF)=input('Ingrese longitud final falla maxima: ');

        %Largo maximo en km de falla
        latifkm(NF)=111.18*(latifmax(NF)-lati);%pos. inicial en eje x en
km
        longifkm(NF)=111.18*(longifmax(NF)-
longi)*cos(latifmax(NF)*pi()/180);%pos inicial en eje y en km
        distlatfmax(NF)=(latffmax(NF)-latifmax(NF))*111.18; %Largo de la
falla en el eje x en km
        distlongfmax(NF)=(longffmax(NF)-
longifmax(NF))*111.18*cos(latffmax(NF)*pi()/180); %Largo de la falla en el eje
y en km

        Lfallamax(NF)=sqrt((distlatfmax(NF)).^2+(distlongfmax(NF)).^2);%Largo total
falla
        for ng=1:dgfl

            ptoslatfkm(ng,NF)=latifkm(NF)+(distlatfmax(NF))*ng/dgfl;%posiciones en km en
eje x, de cada pto en los cuales se discretizo la falla lineal

            ptoslongfkm(ng,NF)=longifkm(NF)+(distlongfmax(NF))*ng/dgfl;%posiciones km en
eje y, de cada pto en los cuales se discretizo la falla lineal
        end
    end

```

```

%Inicializar variables Latkm y Longkm1

for j=1:lj
    Latkm(1,j)=0;
end

for i=1:li
    Longkm(i,1)=0;
end

%Calculo distancia de cada punto desde el origen
for i=2:li
    Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
end

for j=2:lj
    Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
end

%Calculo Intensidad en la grilla debido discretizacion de la
fuente lineal

conta=0;

for ng=1:dgfl
    conta=conta+1;
    for i=2:li
        for j=2:lj
            De(i,j,conta,NF)=sqrt((ptoslatfkm(conta,NF)-
Latkm(i,j)).^2+(ptoslongfkm(conta,NF)-Longkm(i,j)).^2);
            Dh(i,j,conta,NF)=sqrt(De(i,j,conta,NF).^2+hipo(NF).^2);
IPptosl(i,j,conta,NF)=NP(NF,1)*ydp(NF)+NP(NF,2)*log10(Dh(i,j,conta,NF))+NP(NF,
3)*Dh(i,j,conta,NF)+NP(NF,4);
        end
    end
end

%Resultados
if NF<nfuentes
    disp(' ')
    disp(' Ingrese Datos siguiente Fuente Sismica en este
ambiente: ')
    disp(' ')
end
if NF==nfuentes
    disp(' ')
    disp(' Fin de fuentes sismicas en este ambiente. ')
    disp(' ')
end
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% % Caso tipo fuente areal:

```

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
    if tf(NF)==3

        hipocc(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente (se
supone en el extremo occidental): ');
        hipori(NF)=input('Ingrese profundidad de foco en km de la fuente (se
supone en el extremo oriental): ');

        disp('')
        num_magnitudes(NF)=1;

        %% Indicar numero de puntos en que sera discretizada en una grilla
la fuente areal
        dgfah=input (' Ingrese numero de puntos de grilla horizontales en
la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
        while dgfah<3
            disp(' No pueden ser menos que 3. Ingrese nuevamente ')
            dgfah=input (' Ingrese numero de puntos de grilla horizontales
en la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
        end
        dgfav=input (' Ingrese numero de puntos de grilla verticales en la
cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
        while dgfav<3
            disp(' No pueden ser menos que 3. Ingrese nuevamente ')
            dgfav=input (' Ingrese numero de puntos de grilla verticales en
la cual se discretizara el area.No pueden ser menos que 3 : ');
        end

        %Indique limites del area para la cual se realizara el analisis
latifmax(NF)=input('Ingrese latitud inicial falla areal de la
fuente : ');
latffmax(NF)=input('Ingrese latitud final falla areal de la fuente
: ');
longifmax(NF)=input('Ingrese longitud inicial falla areal de la
fuente : ');
longffmax(NF)=input('Ingrese longitud final falla areal de la
fuente : ');

        %Largo maximo en km de falla areal
latifkm(NF)=111.18*(latifmax(NF)-lati);%pos. inicial en eje x en
km
        longifkm(NF)=111.18*(longifmax(NF)-
longi)*cos(latifmax(NF)*pi()/180);%pos inicial en eje y en km
        distlatfmax(NF)=(latffmax(NF)-latifmax(NF))*111.18; %Largo de la
falla en el eje x en km
        distlongfmax(NF)=(longffmax(NF)-
longifmax(NF))*111.18*cos(latffmax(NF)*pi()/180); %Largo de la falla en el eje
y en km

        dhipomax(NF)=abs(hipocc(NF)-hipori(NF)); %Diferencia de
profundidades entre el punto mas occidental y el mas oriental(diferencia de
profundidades maxima)

        for ngh=1:dgfah
            for ngv=1:dgfav

```

```

ptoslatfkm(ngv,ngv,NF)=latifkm(NF)+(distlatfmax(NF))*ngv/dgfav;%posiciones en
km en eje x, de cada pto en los cuales se discretizo la falla areal

ptoslongfkm(ngv,ngv,NF)=longifkm(NF)+(distlongfmax(NF))*ngv/dgfah;%posiciones
km en eje y, de cada pto en los cuales se discretizo la falla areal
    if hipocc(NF)<hipori(NF)
        hipo(ngv,ngv,NF)=hipocc(NF)+dhipomax(NF)*ngv/dgfah;
    end
    if hipori(NF)<hipocc(NF)
        hipo(ngv,ngv,NF)=hipocc(NF)-dhipomax(NF)*ngv/dgfah;
    end
    if hipori(NF)==hipocc(NF)
        hipo(ngv,ngv,NF)=hipocc(NF);
    end
end
end

    %Inicializar variables Latkm y Longkm

for j=1:lj
    Latkm(1,j)=0;
end

for i=1:li
    Longkm(i,1)=0;
end

%Calculo distancia de cada punto de la grilla desde el origen
for i=2:li
    Latkm(i,:)=tmv*(i-1);
end

for j=2:lj
    Longkm(:,j)=tmh*(j-1);
end

    %Calculo intensidades en cada punto de la grilla del plano para
    % magnitud máxima, fuente sismica, debido a cada punto en que fue
    %grillada a su vez la falla areal

for ngv=1:dgfah
for ngv=1:dgfah
    for i=1:li
        for j=1:lj
            De(i,j,ngv,ngv,NF)=sqrt((ptoslatfkm(ngv,ngv,NF)-
Latkm(i,j)).^2+(ptoslongfkm(ngv,ngv,NF)-Longkm(i,j)).^2);

Dh(i,j,ngv,ngv,NF)=sqrt(De(i,j,ngv,ngv,NF).^2+hipo(ngv,ngv,NF).^2);

IPptosa(i,j,ngv,ngv,NF)=NP(NF,1)*ydp(NF)+NP(NF,2)*log10(Dh(i,j,ngv,ngv,NF))+NP
(NF,3)*Dh(i,j,ngv,ngv,NF)+NP(NF,4);
        end
    end
end
end
end

```

```

%Resultados
if NF<nfuentes
    disp(' ')
    disp(' Ingrese Datos siguiente Fuente Sismica en este ambiente: ')
    disp(' ')
end
if NF==nfuentes
    disp(' ')
    disp(' Fin de fuentes sismicas en este ambiente. ')
    disp(' ')
end

end
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%%Para fuentes lineales y areales con analisis tipo Algermissen y Perkins
%%(tipo 1)

if tipofalla==1
    IP=zeros(li,lj,num_magnitudes(NF),NF);
    for NF=1:nfuentes
        if tf(NF)==2 %% fuentes lineales
            for num_mag=1:num_magnitudes(NF)
                for ng=1:dgfl
                    for i=1:li
                        for j=1:lj

IP(i,j,num_mag,NF)=max(IPptosl(i,j,ng,num_mag,NF),IP(i,j,num_mag,NF));
                                end
                            end
                        end
                    end
                end
            end
        end
        if tf(NF)==3 %% fuentes areales
            for num_mag=1:num_magnitudes(NF)
                for ngh=1:dgfah
                    for ngv=1:dgfav
                        for i=1:li
                            for j=1:lj

IP(i,j,num_mag,NF)=max(IPptosa(i,j,ngh,ngv,num_mag,NF),IP(i,j,num_mag,NF));
                                end
                            end
                        end
                    end
                end
            end
        end
    end
end

```

```

end
end
end
end

```

%%Para fuentes lineales y areales con analisis tipo falla máxima (tipo 2)

```

if tipofalla==2
IP=zeros(li,lj,NF);
for NF=1:nfuentes
if tf(NF)==2 %% fuentes lineales
for ng=1:dgfl
for i=1:li
for j=1:lj
IP(i,j,NF)=max(IPptosl(i,j,ng,NF),IP(i,j,NF));
end
end
end
end
if tf(NF)==3 %% fuentes areales
for ngh=1:dgfah
for ngv=1:dgfav
for i=1:li
for j=1:lj
IP(i,j,NF)=max(IPptosa(i,j,ngh,ngv,NF),IP(i,j,NF));
end
end
end
end
end
end
end
end

```

%%Para fuentes lineales y areales con analisis tipo distribuciones de estadisticas extremas (tipo 3)

```

if tipofalla==3
IP=zeros(li,lj,NF);
for NF=1:nfuentes
if tf(NF)==2 %% fuentes lineales
for ng=1:dgfl
for i=1:li
for j=1:lj
IP(i,j,NF)=max(IPptosl(i,j,ng,NF),IP(i,j,NF));
end
end
end
end
if tf(NF)==3 %% fuentes areales
for ngh=1:dgfah
for ngv=1:dgfav
for i=1:li
for j=1:lj
IP(i,j,NF)=max(IPptosa(i,j,ngh,ngv,NF),IP(i,j,NF));
end
end
end
end
end
end
end
end

```

```

end
end

```

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

```

1.4 Estimación Parametros distribuciones de Poisson, Weibull y Gumbel del catálogo

```

function[A1,Periodo_recurrencia_Poisson,Periodo_Weibull,Periodo_Gumbel,k,m,k2,
m2,alfak,betak,alfag,ug]=estimacion4(B,lati,latf,loni,lonf,Magmin,profmax,prof
min,Agnomin,Agnomax)

```

```

%Asignando magnitudes a una matriz A de Nsisimos x n
%% en este caso se tomo la magnitud promedio en todas las estaciones
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

```

```

[Nsisimos,n]=size(B);

```

```

Nseleccion=0;

```

```

for i=1:1:Nsisimos
    if (B(i,4)<=latf && B(i,4)>=lati && B(i,5)<=lonf && B(i,5)>=loni && ...
        round(B(i,7)*100) >= round(Magmin*100) && profmin<=B(i,6) &&
profmax>=B(i,6) && Agnomin<=B(i,1) && Agnomax>=B(i,1) ) %Rango de magnitud
maxima y limites establecidos.
        Nseleccion=Nseleccion+1;

```

```

M(Nseleccion,1)=B(i,1);M(Nseleccion,2)=B(i,2);M(Nseleccion,3)=B(i,3);M(Nseleccion,4)=B(i,8);

```

```

M(Nseleccion,5)=B(i,9);

```

```

end

```

```

end

```

```

M;

```

```

Nseleccion;

```

```

Nseleccion2=0;

```

```

for i=1:1:Nseleccion-1

```

```

    R(i+1,1)=(M(i+1,1)-M(i,1))+1/12*(M(i+1,2)-M(i,2))+1/365*(M(i+1,3)-
M(i,3))+1/8760*(M(i+1,4)-M(i,4))+1/525600*(M(i+1,5)-M(i,5));

```

```

end

```

```

for i=1:1:size(R,1)-1

```

```

    if (R(i+1,1)>0.5) %Se selecciona solo los intervalos de tiempo
mayores a 0.5

```

```

        Nseleccion2=Nseleccion2+1;

```

```

        A1(Nseleccion2,1)=abs(R(i+1,1));

```

```

    end

```

```

end

```

```

Nseleccion2;

```

```

Intervalo_TiempoTotal=(max(M(:,1))-min(M(:,1)))+1/12*(max(M(:,2))-
min(M(:,2)))+1/365*(max(M(:,3))-min(M(:,3)))+1/8760*(max(M(:,4))-
min(M(1,4)))+1/525600*(max(M(:,5))-min(M(:,5)));

```

```

n=Nseleccion2;

```

```

Datos_Ordenados=sort(A1);

```

```

A1=Datos_Ordenados;

```

```

Promedio=mean(A1);

```

```

fprintf('El valor medio de la secuencia es: %f\n\n',Promedio);
Desviacion_Estandar=std(A1);
fprintf('El valor de la desviacion estandar es: %f\n\n',Desviacion_Estandar);

%Estimacion de los Parametros Lambda segun metodo de maxima verosimilitud
disp('Estimacion de Parametros para una funcion de Poisson')
disp('')
Lambda_Poisson=n/sum(A1);
Periodo_recurrencia_Poisson=1/Lambda_Poisson;
Sigma_Poisson=1/Lambda_Poisson;
disp('Los resultados obtenidos para los parametros de Poisson segun el metodo
de maxima verosimilitud es')
disp('')
fprintf('Lambda Poisson=%f ',Lambda_Poisson);
fprintf('Periodo de Recurrencia=%f ',Periodo_recurrencia_Poisson);
fprintf('Sigma Poisson=%f ',Sigma_Poisson);

%Estimacion de los parametros K y M para Weibull Bi-parametrica segun metodo
%de los minimos cuadrados

disp('Estimacion de los parametros K y M para Weibull Bi-parametrica segun
metodo de los minimos cuadrados')
disp('')
M=ones(2,n);
MatrizXY=ones(n,2);
SumaX=0;
SumaY=0;
for i=1:n
    Festimado=(i-0.5)/(n);
    Restimado=1-Festimado;
    Y(i)=log(log(1/Restimado));
    SumaY=SumaY+Y(i);
    MatrizXY(i,2)=Y(i);
    X(i)=log(A1(i));
    SumaX=SumaX+X(i);
    MatrizXY(i,1)=X(i);
    M(1,i)=X(i);
end
PromedioX=SumaX/n;
PromedioY=SumaY/n;

%Calculo Correlaciones y Errores

SumaX2=0;
SumaY2=0;
SumaXY=0;
for i=1:n
    SumaX2=SumaX2+MatrizXY(i,1)^2;
    SumaY2=SumaY2+MatrizXY(i,2)^2;
    SumaXY=SumaXY+MatrizXY(i,1)^2*MatrizXY(i,2)^2;
end
SSxx=SumaX2-(n*PromedioX^2);
SSyy=SumaY2-(n*PromedioY^2);
SSxy=SumaXY-(n*PromedioX*PromedioY);
b=SSxy/SSxx;
a=PromedioY-b*PromedioX;
correlacion=(SSxy^2)/(SSxx*SSyy);

```

```

s=((SSyy-(SSxy^2/SSxx))/(n-2))^0.5;
SEa=s*((1/n)+(PromedioX^2/SSxx))^0.5;
SEb=s/(SSxx^0.5);
fprintf(' r^2=%f\n', correlacion);
fprintf(' b=%f\n', b);
fprintf(' a=%f\n', a);
disp(' en donde: Y=b*X+a; Yi=ln(ln(1/Ri)); Xi=ln(Ti)')
disp('')

%Cálculo de Parametros de la Recta
C=(inv(M*M'))*(M*Y');
disp(' Los resultados obtenidos para los parametros de Weibull según el método
el Método de Mínimos cuadrados son:')
m=C(1)-1;
k=exp(C(2))*(m+1);
disp('')
error=0;
fprintf(' m=%f\n', m);
fprintf(' k=%s\n\n', k);
alfa=(m+2)/(m+1);
area=0;

for x=0:1e-4:1.7977e+308 %Aqui se evalua la integral en intervalos delta X de
1E-4
    a=(x.^(alfa-1)).*(exp(-x));
    b=((x+1e-4).^(alfa-1)).*(exp(-(x+1e-4)));
    c=(a+b)/2;
    if b<1e-30 %Aqui se evalua el limite superior (razonable)para la integral
        break
    else
        area=area+c*1e-4;
    end
end
Periodo_Weibull=((k/(m+1))^(1/(m+1)))*area;
alfa2=(m+3)/(m+1);
area2=0;
for x=0:1e-4:1.7977e+308 %Aqui se evalua la integral en intervalos delta X de
1E-4
    a2=(x.^(alfa2-1)).*(exp(-x));
    b2=((x+1e-4).^(alfa2-1)).*(exp(-(x+1e-4)));
    c2=(a2+b2)/2;
    if b2<1e-30 %Aqui se evalua el limite superior (razonable)para la integral
        break
    else
        area2=area2+c2*1e-4;
    end
end
Sigma_Weibull=((k/(m+1))^(1/(m+1)))*((area2-(area^2))^0.5);
fprintf(' Periodo de Recurrencia Weibull=%f', Periodo_Weibull)
fprintf(' Sigma Weibull=%f\n\n', Sigma_Weibull)

%Estimacion de los parámetros K y M para Weibull Bi-paramétrica según
%Método de Máxima Verosimilitud
Al=Al(:)';

disp(' Estimacion de los parámetros K y M para Weibull Bi-paramétrica según
MMV')
disp('')
beta_0=m+1;%por definicion, m viene del calculo de los minimos cuadrados

```

```

beta_i=0; %Elemento anterior a beta_j
beta_j=beta_0;
contador=0;
while abs(beta_j-beta_i)>0.0001;
    contador=contador+1;
    beta_i=beta_j;
    beta_j=n*sum(A1.^beta_j)/(n*sum(A1.^beta_j.*log(A1))-
sum(A1.^beta_j)*sum(log(A1)));
end
fprintf(' El numero de iteraciones para evaluar beta es:%d\n\n',contador)
disp('Los resultados obtenidos para los parámetro de Weibull Bi-paramétrica
según MMV son: ')
m2=beta_j-1
k2=n*beta_j/sum(A1.^beta_j)
disp('')
fprintf(' m=%f',m2);
fprintf(' k=%s\n\n',k2);
alfa=(m2+2)/(m2+1);
area=0;

for x=0:1e-4:1.7977e+308 %Aqui se evalua la integral función gamma en
intervalos delta X de 1E-4
    a=(x.^(alfa-1)).*(exp(-x));
    b=((x+1e-4).^(alfa-1)).*(exp(-(x+1e-4)));
    c=(a+b)/2;
    if b<1e-30 %Aqui se evalua el limite superior (razonable)para la integral
        break
    else
        area=area+c*1e-4;
    end
end
Periodo_Weibull=((k2/(m2+1))^(1/(m2+1)))*area;
alfa2=(m2+3)/(m2+1);
area2=0;
for x=0:1e-4:1.7977e+308 %Aqui se evalua la integral función gamma en
intervalos delta X de 1E-4
    a2=(x.^(alfa2-1)).*(exp(-x));
    b2=((x+1e-4).^(alfa2-1)).*(exp(-(x+1e-4)));
    c2=(a2+b2)/2;
    if b2<1e-30 %Aqui se evalua el limite superior (razonable)para la integral
        break
    else
        area2=area2+c2*1e-4;
    end
end
Sigma_Weibull=((k2/(m2+1))^(1/(m2+1)))*((area2-(area^2))^0.5);
fprintf(' Periodo de Recurrencia Weibull=%f',Periodo_Weibull)
fprintf(' Sigma Weibull=%f\n\n',Sigma_Weibull)

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%Estimación de los parámetros ALFA y BETA para Gumbel segun método
%de mínimos cuadrados
disp('Estimacion de los parametros ALFA y BETA para Gumbel segun metodo de los
minimos cuadrados')
disp('')
M=ones(2,n);
MatrizXY=ones(n,2);
SumaX=0;
SumaY=0;

```

```

for i=1:n
    Festimado=(i)/(n+1);
    Y(i)=log(-log(Festimado));
    SumaY=SumaY+Y(i);
    MatrizXY(i,2)=Y(i);
    X(i)=A1(i);
    SumaX=SumaX+X(i);
    MatrizXY(i,1)=X(i);
    M(1,i)=X(i);
end

PromedioX=SumaX/n;
PromedioY=SumaY/n;

%Calculo Correlaciones y Errores

SumaX2=0;
SumaY2=0;
SumaXY=0;
for i=1:n
    SumaX2=SumaX2+MatrizXY(i,1)^2;
    SumaY2=SumaY2+MatrizXY(i,2)^2;
    SumaXY=SumaXY+MatrizXY(i,1)^2*MatrizXY(i,2)^2;
end
SSxx=SumaX2-(n*PromedioX^2);
SSyy=SumaY2-(n*PromedioY^2);
SSxy=SumaXY-(n*PromedioX*PromedioY);
b=SSxy/SSxx;
a=PromedioY-b*PromedioX;
correlacion=(SSxy^2)/(SSxx*SSyy);
s=((SSyy-(SSxy^2/SSxx))/(n-2))^0.5;
SEa=s*((1/n)+(PromedioX^2/SSxx))^0.5
SEb=s/(SSxx^0.5)
fprintf(' r^2=%f\n', correlacion);
fprintf(' b=%f\n', b);
fprintf(' a=%f\n', a);
disp(' en donde: Y=b*X+a; Yi=ln(ln(1/Ri)); Xi=(Ti)')
disp('')

%Cálculo de Parametros de la Recta
C=(inv(M*M'))*(M*Y');
disp(' Calculo estimadores alfa y beta de Gumbel por Metodo de los Minimos Cuadrados : ')
alfak=exp(C(2))
betak=-C(1)
disp('')
error=0;
eulerc=0.5772156649;
muk=log(alfak)/betak;
Periodo_Gumbel=muk+eulerc/alfak

%Estimacion de los parametros ALFA y BETA para Gumbel segun metodo
%de maxima verosimilitud

disp(' Estimacion de los parámetros ALFA y BETA para Gumbel según MMV')
disp('')

```

```

a0=A1(1);
alfa_0=betak;%primera estimacion
alfa_i=0; %Elemento anterior a alfa_j
alfa_j=alfa_0;
contador=0;
while contador<20;
    contador=contador+1;
    alfa_i=alfa_j;
    alfa_j=-1*sum(exp(-1*A1*alfa_j))/(sum((A1-a0).*exp(-1*alfa_j*A1)));
    alfa_j-alfa_i;
end
fprintf(' El numero de iteraciones para evaluar beta es:%d\n\n',contador)
disp('Los resultados obtenidos para los parámetro de Gumbel según MMV son: ')
kappak=-1*log(n*sum(alfa_j*(A1-a0)));
alfak2=alfa_j;
disp('')

alfak=exp(-alfak2*(a0-kappak/alfak2))
betak=-alfak2

%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%% HAZAN
%%%%%%%%%%%%%%

%%%%%%%%%%%%%% Gumbel I segun Hazan (mínimos cuadrados):
disp('Estimacion de los parametros ALFA y BETA para Gumbel segun metodo de los
minimos cuadrados')
disp('')
M=ones(2,n);
MatrizXY=ones(n,2);
SumaX=0;
SumaY=0;

for i=1:n
    Festimado=(i)/(n+1);
    Y(i)=-log(-log(Festimado));
    SumaY=SumaY+Y(i);
    MatrizXY(i,2)=Y(i);
    X(i)=A1(i);
    SumaX=SumaX+X(i);
    MatrizXY(i,1)=X(i);
    M(1,i)=X(i);
end

PromedioX=SumaX/n;
PromedioY=SumaY/n;

%Calculo Correlaciones y Errores

SumaX2=0;
SumaY2=0;
SumaXY=0;
for i=1:n
    SumaX2=SumaX2+MatrizXY(i,1)^2;
    SumaY2=SumaY2+MatrizXY(i,2)^2;
    SumaXY=SumaXY+MatrizXY(i,1)^2*MatrizXY(i,2)^2;
end
SSxx=SumaX2-(n*PromedioX^2);

```

```

SSyy=SumaY2-(n*PromedioY^2);
SSxy=SumaXY-(n*PromedioX*PromedioY);
b=SSxy/SSxx;
a=PromedioY-b*PromedioX;
correlacion=(SSxy^2)/(SSxx*SSyy);
s=((SSyy-(SSxy^2/SSxx))/(n-2))^0.5;
SEa=s*((1/n)+(PromedioX^2/SSxx))^0.5;
SEb=s/(SSxx^0.5);
fprintf(' r^2=%f\n',correlacion);
fprintf(' b=%f\n',b);
fprintf(' a=%f\n',a);
disp(' en donde: Y=b*X+a; Yi=ln(ln(1/Ri)); Xi=(Ti)')
disp('')

%Cálculo de Parametros de la Recta
C=(inv(M*M'))*(M*Y');
disp(' Calculo estimadores alfa y beta de Gumbel por Metodo de los Minimos Cuadrados : ')
alfag=C(1);
ug=-C(2)/C(1);
disp('')

```

1.5 Cálculo método de Stepp y metodo de ventanas moviles desde el catálogo

```

clear all;
close all;

% %Leyendo desde archivo de entrada:
[Ano mes dia lat long prof MdPromedio hora minuto segundo] = ...
    textread('NEIC73-08cortical.txt',...
    '%f %f %f %f %f %f %f %f %f %f');

%Asignando magnitudes a una matriz A de Nsismos x n
A=[Ano mes dia lat long prof MdPromedio hora minuto segundo];

[Nsismos,n]=size(A);

%Seleccion de datos en ventana espacial, menor(inicial) a mayor(final)
%IDENTIFICAR LA MAGNITUD MAXIMA (Mmax) para la seleccion de datos
Mmax=6.0;
lati=-34.5;
latf=-33;
loni=-71;
lonf=-69.5;
Agnomin=1973;%año minimo del catalogo
Agnomax=2008;%año maximo del catalogo
profmin1=0;
profmax1=35;
profmin2=35;
profmax2=195;
grafi=input(' Elija graficar el tipo de metodo, 0 si es Stepp, 1 si es Ventana Móvil : ');

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

```

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
```

```
%Rango de Años
pasoagnos=5;%paso entre años
ventanatot=Agnomax-Agnomin;
numagnos=ventanatot/pasoagnos;

numventst=round(ventanatot/pasoagnos);

for j=1:numagnos
    ragno(j)=Agnomin+pasoagnos*(j-1);
end
ragno(size(ragno,2)+1)=max(ragno)+pasoagnos;

%Contando la cantidad de eventos para la seleccion y dimensionar la matriz
%de eventos seleccionados.Filtrar por geografia y magnitud maxima
for ra=1:size(ragno,2)-1
    Nseleccion=0;
    for i=1:1:Nsismos
        if (A(i,4)<=latf && A(i,4)>=lati && A(i,5)<=lonf && A(i,5)>=loni &&
        ...
            round(A(i,7)*100) <= round(Mmax*100) && A(i,1)>=ragno(ra) &&
A(i,1)<=Agnomax) %Rango de magnitud maxima
                Nseleccion=Nseleccion+1;
                Mst(Nseleccion,1,ra)=A(i,1);

Mst(Nseleccion,2,ra)=A(i,2);Mst(Nseleccion,3,ra)=A(i,3);Mst(Nseleccion,4,ra)=A
(i,4);

Mst(Nseleccion,5,ra)=A(i,5);Mst(Nseleccion,6,ra)=A(i,6);Mst(Nseleccion,7,ra)=A
(i,7);
            end
        end
        Mst(:, :, ra)=sortrows(Mst(:, :, ra),7);
        Mst(:, 7, ra)=round(10*Mst(:, 7, ra))/10;
    end
end

% %Contador de cantidades de sismos en determinados rangos de magnitudes
en todos los rangos de años

mgmin=3.5;
mgmax=6.0;
pasomag=0.5;

nummag=(mgmax-mgmin)/pasomag;

for i=1:nummag
    magni(i)=mgmin+(i-1)*pasomag;
end
magni(nummag+1)=magni(nummag)+pasomag;

for ra=1:numventst
    count1(ra)=0;
    count2(ra)=0;
    count3(ra)=0;
    count4(ra)=0;
    count5(ra)=0;
    for j=1:size(Mst,1)
```

```

        if 3.5<=Mst(j,7,ra) && Mst(j,7,ra)<=4.0
            count1(ra)=count1(ra)+1;
        end
        if 4.0<Mst(j,7,ra)&& Mst(j,7,ra)<=4.5
            count2(ra)=count2(ra)+1;
        end
        if 4.5<Mst(j,7,ra)&& Mst(j,7,ra)<=5.0
            count3(ra)=count3(ra)+1;
        end
        if 5.0<Mst(j,7,ra)&& Mst(j,7,ra)<=5.5
            count4(ra)=count4(ra)+1;
        end
        if 5.5<Mst(j,7,ra)&& Mst(j,7,ra)<=6.0
            count5(ra)=count5(ra)+1;
        end
    end
end

for ra=1:numventst
    countst(ra,1)=count1(ra);
    countst(ra,2)=count2(ra);
    countst(ra,3)=count3(ra);
    countst(ra,4)=count4(ra);
    countst(ra,5)=count5(ra);
end

for ra=1:size(ragno,2)-1
    ventana(ra)=ragno(8)-ragno(ra);
end

for ra=1:numventst
    for j=1:size(magni,2)-1
        M4(j,1,ra)=ragno(ra);
        M4(j,2,ra)=max(ragno);
        M4(j,3,ra)=magni(j);
        M4(j,4,ra)=magni(j+1);
        M4(j,5,ra)=countst(ra,j)/ventana(ra); % frecuencia anual para cada una
de las magnitudes
        M4(j,6,ra)=M4(j,5,ra)/ventana(ra); %varianza de esta frecuencia anual
        M4(j,7,ra)=sqrt(M4(j,6,ra)); %desviacion standard para la frecuencia
anual
    end
end

%%%%%% Copiar datos filtrado en un archivo
contar2=0;

for ra=1:size(ragno,2)-1
    for j=1:size(M4,1)
        contar2=contar2+1;
        archStepp(1,j,ra)=M4(j,1,ra);
        archStepp(2,j,ra)=M4(j,2,ra);
        archStepp(3,j,ra)=M4(j,3,ra);
        archStepp(4,j,ra)=M4(j,4,ra);
        archStepp(5,j,ra)=M4(j,5,ra);
        archStepp(6,j,ra)=M4(j,6,ra);
        archStepp(7,j,ra)=M4(j,7,ra);
    end
end

```

```

end

fid = fopen('archStepp.txt', 'wt'); %%% poner en archivo metodo Stepp
fprintf(fid, '%6.2f %6.2f %6.2f %6.2f %6.2f %6.2f %6.2f\n', archStepp);
fclose(fid);

for ra=1:size(ragno,2)-1
for rmag=1:size(magni,2)-1
plotM4(ra,1,rmag)=M4(rmag,7,ra);
end
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%% Ploteando los puntos en el metodo de Stepp
if grafi==0
loglog(ventana',plotM4(:,1,1),'ro');
hold on;
loglog(ventana',plotM4(:,1,2),'v');
hold on;
loglog(ventana',plotM4(:,1,3),'kd');
hold on;
loglog(ventana',plotM4(:,1,4),'s');
hold on;
loglog(ventana',plotM4(:,1,5),'r+');
hold on;
axis([ventana(7),100,0,5]);
grid on;
title('Método de Stepp');
ylabel(' Desviación Standard ');
xlabel(' Intervalo de Tiempo considerado del catálogo sísmico ');
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
tempmin=ventana(7);
tempmax=100;
conta=0;
for t=2:0.2:tempmax;
conta=conta+1;
L(conta)=1/sqrt(t);
end
t=2:0.2:tempmax;
hold on,loglog(t,L,'k-.'), axis([tempmin,tempmax,0,5]);
print -dps Stepp.ps

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%% Método Ventana Móvil (Pardo)%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

ventmov=5; %% eleccion de la ventana movil
numvent=round(ventanatot/ventmov);

afvent(1)=Agnomax;
for j=2:numvent
afvent(j)=afvent(j-1)-ventmov;
aivent(j-1)=afvent(j);
end
aivent(numvent)=Agnomin;

```

```

magmax=6.0;
magmin=2.0;
ventmov=0.2;

cont=0;
for i=1:numvent
    for j=1:Nsisimos
        if (A(j,1) >= aivent(i) && A(j,1) <= afvent(i))
            cont=cont+1;
            Mvent(cont,1,i)=A(j,1);

Mvent(cont,2,i)=A(j,2);Mvent(cont,3,i)=A(j,3);Mvent(cont,4,i)=A(j,4);

Mvent(cont,5,i)=A(j,5);Mvent(cont,6,i)=A(j,6);Mvent(cont,7,i)=A(j,7);
            end
        end
        cont=0;
        Mvent(:, :, i)=sortrows(Mvent(:, :, i),1);
    end

%%%Contador de cantidades de sismos en determinados rangos de magnitudes en
cada una de las ventanas moviles
mgmin=3.5;
mgmax=6.0;
pasomag=0.5;

nummag=(mgmax-mgmin)/0.5;

for i=1:nummag
    mags(i)=mgmin+(i-1)*pasomag;
end
mags(nummag+1)=mags(nummag)+pasomag;

for ra=1:numvent
    for mg=1:size(mags,2)-1
        countv(ra,mg)=0;
        for j=1:size(Mvent,1)-1
            if mags(mg)<=Mvent(j,7,ra) && Mvent(j,7,ra)<=mags(mg+1)
                countv(ra,mg)=countv(ra,mg)+1;
            end
        end
    end
end

for ra=1:numvent
for j=1:size(mags,2)-1
    Mvm(j,1,ra)=aivent(ra);
    Mvm(j,2,ra)=afvent(ra);
    Mvm(j,3,ra)=mags(j);
    Mvm(j,4,ra)=mags(j+1);
    Mvm(j,5,ra)=countv(ra,j);
end
end
%%%%%% Copiar datos filtrado en un archivo
contar2=0;

for ra=1:size(ragno,2)-1

```

```

for j=1:size(Mvm,1)
    contar2=contar2+1;
    archVM(1,j,ra)=Mvm(j,1,ra);
    archVM(2,j,ra)=Mvm(j,2,ra);
    archVM(3,j,ra)=Mvm(j,3,ra);
    archVM(4,j,ra)=Mvm(j,4,ra);
    archVM(5,j,ra)=Mvm(j,5,ra);
end
end

fid = fopen('archVM.txt', 'wt'); %% poner en archivo metodo Stepp
fprintf(fid, '%6.2f %6.2f %6.2f %6.2f %6.2f %6.2f %6.2f\n', archVM);
fclose(fid);

for ra=1:size(ragno,2)-1
for rmag=1:size(mags,2)-1
plotMvm(ra,1,rmag)=Mvm(rmag,5,ra);
end
end

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%% Ploteando los puntos en el metodo de ventana movil
if grafi==1

for rangoagno=1:1:7
    conta=0;
    for t=Mvm(1,1,rangoagno):0.2:Mvm(1,2,rangoagno);
        conta=conta+1;
        for rangomag=1:5
            L1(conta,rangoagno,rangomag)=Mvm(rangomag,5,rangoagno);
        end
    end
end
t1=Mvm(1,1,1):0.2:Mvm(1,2,1);
t2=Mvm(1,1,2):0.2:Mvm(1,2,2);
t3=Mvm(1,1,3):0.2:Mvm(1,2,3);
t4=Mvm(1,1,4):0.2:Mvm(1,2,4);
t5=Mvm(1,1,5):0.2:Mvm(1,2,5);
t6=Mvm(1,1,6):0.2:Mvm(1,2,6);
t7=Mvm(1,1,7):0.2:Mvm(1,2,7);

elecrangmag=input(' Elija que rango de magnitudes quiere ver del 1 al 5 :
');

if elecrangmag==1
%% Rango de magnitudes 3,5 a 4,0
plot(t1,L1(:,1,1),'k-.');
hold on;
plot(t2,L1(:,2,1),'k-.');
hold on;
plot(t3,L1(:,3,1),'k-.');
hold on;
plot(t4,L1(:,4,1),'k-.');
hold on;
plot(t5,L1(:,5,1),'k-.');
hold on;
plot(t6,L1(:,6,1),'k-.');
hold on;

```

```

plot(t7,L1(:,7,1),'k-.');
hold on;
rangomagni=[' Rango de magnitudes entre 3,5 a 4,0 '];
end
if elecrangmag==2
    %% Rango de magnitudes de 4,0 a 4,5
    plot(t1,L1(:,1,2),'k-.');
    hold on;
    plot(t2,L1(:,2,2),'k-.');
    hold on;
    plot(t3,L1(:,3,2),'k-.');
    hold on;
    plot(t4,L1(:,4,2),'k-.');
    hold on;
    plot(t5,L1(:,5,2),'k-.');
    hold on;
    plot(t6,L1(:,6,2),'k-.');
    hold on;
    plot(t7,L1(:,7,2),'k-.');
    hold on;
    rangomagni=[' Rango de magnitudes entre 4,0 a 4,5 '];
end
if elecrangmag==3
    %% Rango de magnitudes de 4,5 a 5,0
    plot(t1,L1(:,1,3),'k-.');
    hold on;
    plot(t2,L1(:,2,3),'k-.');
    hold on;
    plot(t3,L1(:,3,3),'k-.');
    hold on;
    plot(t4,L1(:,4,3),'k-.');
    hold on;
    plot(t5,L1(:,5,3),'k-.');
    hold on;
    plot(t6,L1(:,6,3),'k-.');
    hold on;
    plot(t7,L1(:,7,3),'k-.');
    hold on;
    rangomagni=[' Rango de magnitudes entre 4,5 a 5,0 '];
end
if elecrangmag==4
    %% Rango de magnitudes de 5 a 5,5
    plot(t1,L1(:,1,4),'k-.');
    hold on;
    plot(t2,L1(:,2,4),'k-.');
    hold on;
    plot(t3,L1(:,3,4),'k-.');
    hold on;
    plot(t4,L1(:,4,4),'k-.');
    hold on;
    plot(t5,L1(:,5,4),'k-.');
    hold on;
    plot(t6,L1(:,6,4),'k-.');
    hold on;
    plot(t7,L1(:,7,4),'k-.');
    hold on;
    rangomagni=[' Rango de magnitudes entre 5,0 a 5,5 '];
end
if elecrangmag==5

```

```

%% Rango de magnitudes de 5,5 a 6
plot(t1,L1(:,1,5),'k-.');
hold on;
plot(t2,L1(:,2,5),'k-.');
hold on;
plot(t3,L1(:,3,5),'k-.');
hold on;
plot(t4,L1(:,4,5),'k-.');
hold on;
plot(t5,L1(:,5,5),'k-.');
hold on;
plot(t6,L1(:,6,5),'k-.');
hold on;
plot(t7,L1(:,7,5),'k-.');
hold on;
rangomagni=[' Rango de magnitudes entre 5,5 a 6,0 '];
end

%%

axis([Agnomin,Agnomax,0, max(max(Mvm(:,5,:)))+50]);
title('Método de Ventana Movil');
ylabel(' Numero de sismos ');
xlabel(' Intervalo de Tiempo considerado del catálogo sísmico ');
text(1975,220,rangomagni);
print -dps Ventana_Movil.ps
end

```