



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

CORRELACIÓN ENTRE VARIACIONES GEOMAGNÉTICAS Y SISMICIDAD  
MEDIDA DENTRO DEL ÁREA DE DOBROVOLSKY PARA LOS EVENTOS  
SÍSMICOS DE MAULE 2010, IQUIQUE 2014 E ILLAPEL 2015

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

PATRICIO ALEJANDRO VENEGAS ARAVENA

PROFESOR GUÍA:  
EMILIO VERA SOMMER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
ENRIQUE CORDARO CÁRDENAS  
DANIEL DÍAZ ALVARADO  
SERGIO RUIZ TAPIA

SANTIAGO DE CHILE  
2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA  
POR: PATRICIO ALEJANDRO VENEGAS ARAVENA  
FECHA: 2019  
PROF. GUÍA: EMILIO VERA SOMMER

CORRELACIÓN ENTRE VARIACIONES GEOMAGNÉTICAS Y SISMICIDAD  
MEDIDA DENTRO DEL ÁREA DE DOBROVOLSKY PARA LOS EVENTOS  
SÍSMICOS DE MAULE 2010, IQUIQUE 2014 E ILLAPEL 2015

Los últimos experimentos realizados en laboratorios han mostrado que las rocas bajo estrés crítico uniaxial son capaces de generar corrientes transientes previo a la ruptura o falla total de los materiales, es decir, que estas corrientes son creadas sólo en la zona plástica de las rocas. Debido a que las etapas finales en la preparación de terremotos se puede considerar a la litosfera como una roca siendo estresada uniaxialmente antes de la ruptura, han surgido un gran número de investigaciones que tratan de encontrar estas corrientes a escala geodinámica mediante mediciones del campo magnético terrestre (usando satélites), y así poder vincularlos con terremotos. Por lo tanto, el objetivo principal de esta tesis es poder encontrar señales magnéticas que puedan estar correlacionadas con la sismicidad previa y posterior de los últimos tres sismos más significativos del margen Chileno. Estos son los terremotos de Maule 2010 Mw8.8, Iquique 2014 Mw8.2 e Illapel 2015 Mw8.3. Para encontrar las correlaciones, se tomó como referencia el trabajo realizado por De Santis et al. (2017) para el terremoto de Nepal 2015 Mw7.8 y Marchetti and Akhoondzadeh (2018) para el terremoto de México Mw8.2, donde además también se realizaron estudios de frecuencias mediante el método de espectrogramas. Mientras que recientemente, De Santis et al., (2019) también encontró un aumentos similares en la cantidad de anomalías para doce terremotos mayores a Mw6.7 durante el período 2014-2016, pero no tan claros como el de México. En la tesis se utilizaron registros por componentes del campo geomagnético de magnetómetros ubicados a nivel de suelo en las distintas estaciones. Donde todas estas estaciones se encuentran ubicadas dentro del llamado *área de Dobrovolsky*, la cual se refiere a un área circular cuyo centro en el epicentro del terremoto y donde existe el cambio de estrés esperado para generar un terremoto. El método consistió en filtrar todo tipo de perturbaciones externas a la serie de tiempo magnética original mediante el llamado *Dst-index* para así obtener las variaciones magnéticas que pudieran estar generadas principalmente en la litósfera. Las variaciones que se alejan mucho del valor promedio móvil se consideraron como anomalías magnéticas. La evolución temporal de las anomalías en períodos de tiempo de meses o años se realiza mediante la suma de los valores acumulados diarios. En ellos se muestra que las componentes más confiables (significancia estadística) para analizar son las verticales de la estación de OSO (Maule) y PIL (Iquique e Illapel). En los tres registros se muestra un aumento en la cantidad de anomalías previo a la ocurrencia de los respectivos terremotos. Posteriormente se propone un mecanismo que permita explicar las anomalías basado en experimentos de laboratorios. Se obtiene que la fuente de las anomalías no puede tener un origen cercano (o al interior) de las zonas de falla donde ocurren los terremotos. Esto implica que se descartaría la posibilidad que las anomalías magnéticas tengan una relación directa con el proceso de ruptura. Aunque si se propone que estas anomalías sean una expresión de los cambios de esfuerzos que pueda sufrir la litósfera, implicando que los comportamientos anómalos registrados no necesariamente conducen a la ocurrencia de terremotos futuros.



*Por su apoyo, cariño y esfuerzo incondicional, dedico esta tesis a mi familia.  
Y con todo corazón a mis padres y hermana:  
Patricia Aravena Lara, Alejandro Venegas Bizama  
y Patricia Venegas Aravena*



*El amor al talento a nadie hizo rico.*  
Atribuido a: *Gaius Petronius Arbiter*  
Escritor y político Romano  
(27-66 Anno Dómini )



# Agradecimientos

Un especial agradecimiento a todos los miembros de mi familia Alejandro, Patricia, Pachi, Richard, Vale y amigos quienes siempre han estado presentes y preocupados de mi bienestar en todo momento y bajo toda circunstancia. Un agradecimiento especial y sincero para el *Dottore* Cordaro, quien me ha motivado e inculcado el gusto por la investigación a estándares internacionales desde el primer momento en que lo conocí. También un agradecimiento para el Prof. Emilio Vera, por haber confiado y creído en esta tesis. Gracias por darme la oportunidad de seguir creciendo como científico. Extiendo los agradecimientos al Prof. Jorge Crempien por motivarme y alentarme en terminar la tesis y continuar investigando temas relacionados con terremotos. Un saludo también para la Sr. Gladys Pedemonte y Ruben Barrera por acogerme en su hogar todo este tiempo. Por último, un saludo especial para cada una de las personas que me he encontrado en la vida y me han hecho ser lo que soy (sea lo que sea que eso signifique).





# Tabla de Contenido

<b>Introducción</b>	<b>1</b>
<b>Objetivos</b>	<b>4</b>
0.1. Objetivo General . . . . .	4
0.2. Objetivos Específicos . . . . .	4
<b>1. Datos y Perturbaciones externas</b>	<b>5</b>
1.1. Estaciones y datos . . . . .	5
1.2. Proceso de filtrado de registros magnéticos . . . . .	6
1.2.1. Medio Espacial: Variación Diurna . . . . .	7
1.2.2. Medio Espacial: Dst index . . . . .	8
1.2.3. Medio Espacial: Pulsos Geomagnéticos . . . . .	11
1.2.4. Otras perturbaciones magnéticas . . . . .	11
1.2.5. Mediciones esperadas . . . . .	12
<b>2. Metodología para definir e identificar Anomalías magnéticas</b>	<b>13</b>
2.0.1. Promedio móvil ponderado . . . . .	14
2.0.2. Propagación de errores . . . . .	16
2.0.3. Residual . . . . .	17
2.0.4. Determinación de parámetro $\delta$ y umbral de anomalías $u$ . . . . .	18
2.0.5. Recurrencia de residuales anómalos . . . . .	20
2.0.6. Significación estadística . . . . .	21
<b>3. Resultados y Análisis</b>	<b>23</b>
3.1. Caso de Maule $Mw8.8$ . . . . .	24
3.2. Caso de Iquique $Mw8.2$ . . . . .	30
3.3. Caso de Illapel $Mw8.3$ . . . . .	33
3.3.1. Caso de Illapel $Mw8.3$ con $ dst  \leq 10$ nT. . . . .	37
3.4. Comportamientos anómalos similares . . . . .	38
<b>4. Interpretación y Discusión</b>	<b>51</b>
4.1. Comparación entre métodos . . . . .	51
4.2. Antecedentes de corrientes en rocas: Modelo MCD . . . . .	54
4.3. Campo magnético y localización de anomalías . . . . .	58
4.3.1. Modelo magnético . . . . .	59
4.3.2. Análisis de modelo magnético . . . . .	61

<b>Resumen y Conclusiones</b>	<b>67</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>69</b>
<b>A. Campo magnético de una esfera embutida en un medio menos conductor</b>	<b>74</b>
<b>B. Calculo de volumen fractal</b>	<b>77</b>

# Introducción

El objetivo de la presente tesis es estudiar el comportamiento del campo magnético previo y posterior a los terremotos de Maule 2010 Mw8.8, Iquique 2014 Mw8.2 e Illapel 2015 Mw8.3. Para esto, es necesario considerar que los estudios previos sobre precursores sísmicos han estado asociados principalmente a mediciones ionosféricas o atmosféricas que aparentemente poco y nada tienen que ver con la sismicidad de un lugar dado (Masci and Thomas, 2015). A pesar que se han podido encontrar algunas correlaciones estadísticas relativamente sofisticadas que permiten relacionar ciertas mediciones físicas a la ocurrencia de pocos sismos en las últimas décadas, y además de la evidencia sólida de generación de magnetismo por fricción en la etapa co-sísmica (Johnston et al., 2006; Utada et al., 2011; Astafyeva et al., 2013), no se ha especificado un mecanismo causal entre magnetismo y terremotos que justifique aquellas observaciones. Esta falta de claridad acerca de “que es lo que se está midiendo realmente” ha hecho imposible el sustento científico de estas ideas. Por lo tanto, para poder relacionar la sismicidad a otros tipos de fenómenos físicos que podrían estar involucrados en la generación misma de terremotos, la presente tesis parte estudiando en detalle el comportamiento de la roca cuando sufre cambios de esfuerzo previo a su ruptura, pues se considera que este es el punto clave que permitiría un punto de unión entre la ocurrencia de terremotos y cambios medibles de campo magnético terrestre.

Dentro de los fenómenos físicos más conocidos que podrían ocurrir durante la génesis de un evento sísmico, están aquellos que generan corrientes transientes en las rocas debido a cambios de esfuerzo llamadas *Pressure Stimulated Currents* (PSC). Cuya ocurrencia normalmente se ha ligado a fenómenos tales como el *Efecto Piezoeléctrico* y el *Efecto Electrokinético*.

La producción de corrientes en el efecto piezoeléctrico aparece cuando existen desplazamientos relativos entre los aniones que componen los materiales, los cuales ocurren en una familia de materiales llamados *materiales piezoeléctricos* (Tuck et al., 1977). Por otro lado, el efecto electrokinético proviene por migraciones de agua o fluidos presentes en rocas permeables, donde estos desplazamientos son producto de cambios de esfuerzo o simplemente debido a la gravedad que los empuja hacia abajo (Morgan et al., 1989). Sin embargo, durante las últimas décadas se ha descubierto que la generación de corrientes transientes aparece en rocas que no tienen presencia de agua o líquidos (Yoshida et al., 1998), en materiales no-piezoeléctricos (por ejemplo: Freund and Borucki, 1999), y también en materiales que se encuentran en un régimen no-elástico (Triantis et al., 2012). Además, las últimas investigaciones han mostrado que la generación de PSCs pareciera estar acompañada de emisión de ondas elásticas llamadas *Acoustic Emission (AE)* (Pasiou and Triantis, 2017), por lo tanto, un mecanismo que genere tanto AE como PSCs al mismo tiempo debe estar dentro del área de la *Física del Estado*

*Sólido* pues considera la presencia de cargas dentro de un sólido, además que ni el efecto piezoeléctrico ni el electrokinético dan cuenta de ondas AE.

Actualmente, el modelo físico más aceptado que permite la generación de PSCs bajo las condiciones anteriores corresponde al *Motion of Charged edge Dislocations* (MCD) o bordes de dislocaciones cargados en movimiento. Estas corresponden a la rotura de enlaces iónicos en rocas durante la transición semi frágil-dúctil debido al cambio de esfuerzo ( $\sim 0.1 \text{ MPa/s}$ , ó equivalentemente  $\sim 1 \text{ bar/s}$ ), lo que termina generando dislocaciones y micro fracturas que se propagan a través de las rocas, lo cual no necesariamente vienen acompañados de deformaciones apreciables o proporcionales al esfuerzo (e.g. Stavrakas et al., 2004; Nevitt et al., 2017, y referencias en los mismos). Es ahí donde la separación y re unificación de cargas crea cambios de polaridad eléctrica dentro de la roca, la cual permite la generación de pequeñas corrientes a través de las micro fracturas (Vallianatos and Tzanis, 1998). De acuerdo a Varotsos et al. (2011) estas corrientes podrían generar pequeños campos magnéticos del orden de 1 nT a pocos kilómetros de un terremoto grado 6 o superior.

Las señales producidas en rocas de laboratorio son claras por lo que se necesita realizar esfuerzos para encontrar estas señales a escala geodinámica (p. e. Triantis et al. 2012 y referencias ahí). Los esfuerzos se han centrado en la recepción y análisis de señales magnéticas que tengan una frecuencia de oscilación menores a 1 Hertz ya que las perturbaciones del medio espacial en general tienen frecuencias mayores. Por lo tanto ha sido importante el intentar no mezclar fuentes externas a estos análisis. Este rango de frecuencias menores a 1 Hertz se conoce como *Ultra Low Frequencies waves* (ULF) u ondas de ultra baja frecuencia. Sin embargo, ha sido difícil encontrar estas señales previo a terremotos ya que en la mayoría de las investigaciones utilizan datos magnéticos sin procesar. Esto implica que cualquier señal proveniente de la litósfera sea difícil de distinguir de otros fenómenos magnetosféricos, ya que se pueden mezclar con actividad humana, el ruido u otros fenómenos presentes. A pesar de la no filtración de los datos, muchos han mostrado resultados interesantes, por ejemplo Contoyiannis et al. (2016) mostraron evidencia de ULF en el campo magnético total pocos días antes del terremoto de Tohoku 2011 Mw9.0. Cordaro et al. (2018) sugirió que podría haber una influencia del terremoto de Maule 2010 8.8Mw en el rango de los microHz del campo magnético. Otros trabajos en los que si se han filtrado los datos, han mostrado correlaciones bastante favorables entre sismicidad y magnetismo. Por ejemplo, De Santis et al. (2017) mostró la existencia de ULF previo al terremoto de Nepal 2015 Mw7.8 usando datos de noche y con poco ruido instrumental. Bajo estas condiciones definió variaciones magnéticas mayores a 0.15 nT como *anomalía magnética*. Contando estas anomalías magnéticas en el tiempo, encontró que tenían forma sigmoidal cercano al evento de Nepal 2015. Esto quiere decir que a medida que se acercaba la fecha del evento, fue posible registrar más anomalías magnéticas en los registros. Otro ejemplo proviene de Marchetti and Akhoondzadeh (2018) quienes utilizando los mismos criterios de De Santis et al. (2017) encontraron una comportamiento similar de las anomalías magnéticas previo al terremoto de México Mw8.2 (8 de Septiembre 2017). Además de otros 12 terremotos mayores a Mw6.7 en el mundo con resultados menos claros (De Santis et al., 2019) (siempre utilizando satélites).

Si bien los experimentos en rocas de laboratorio muestran la generación de corrientes producto de cambios de esfuerzo, es posible que estos efectos puedan estar ocurriendo a escala geodinámica ya que la litósfera puede sufrir cambios de esfuerzos uniaxialmente (Fleitout

and Froidevaux, 1983). A nivel geodinámico se puede utilizar como referencia un área donde ocurran cambios de esfuerzos mayores al los producidos por las mareas al rededor de los hipocentros de terremotos futuros. Es decir, cambios de esfuerzo mayores a  $\sim 10^{-9}$  MPa/s (Heaton, 1975). Esta área definida se conoce como *área de Dobrovolsky* (Dobrovolsky et al., 1979) y puede llegar a ser de algunos miles de kilómetros de radio. Con esto, es conveniente utilizar estaciones magnéticas que estén localizadas en zonas cercanas a margenes convergentes donde existen estas grandes deformaciones y alzamientos litosféricos.

Por otro lado, sólo se pudo conseguir datos magnéticos con un muestreo cada un minuto ( $\Delta t = 1min$ ), donde su frecuencia de Nyquist  $f_{NYQ} \sim 0.01Hz$ . Debido a la contaminación usual de los registros, y para poder tener mediciones potencialmente representativas de la litósfera, en esta tesis se ha puesto especial énfasis al proceso de selección y filtrado de datos. Para eliminar las fuentes de magnetismo externas a la tierra, se identificó los períodos de tiempo en los que la actividad solar fuese baja. Esto se logra mediante el *índice dst* el cual mide la actividad magnética ajena a la tierra. Además, se tomaron en consideración sólo valores magnéticos nocturnos, es decir, entre 16:00 y 05:00 hora local, para evitar la contaminación directa del viento solar (Hitchmn et al., 1998). Finalmente, para poder resaltar variaciones magnéticas dentro del periodo seleccionado, se utiliza el residual o diferencia entre los datos magnéticos y promedios ponderados móviles de estos.

En el capítulo uno se presentan las estaciones terrestres, terremotos y datos geomagnético utilizados. Además, se muestran las posibles fuentes de perturbaciones externas que podrían alterar las mediciones y los periodos de tiempo en que ocurren para no considerarlos. El capítulo dos muestra el proceso de filtrado de datos, la utilización de promedios ponderados móviles y un criterio para poder establecer cuales son datos magnéticos anómalos. Además se realiza un análisis de probabilidad para establecer cuando un conjunto de datos anómalos son producto del azar y cuando no. En el capítulo tres se presentan los resultados de realizar la metodología del capítulo dos. En el capítulo cuatro se presenta la discusión e interpretación de los resultados, además se propone un mecanismo que permita generar corrientes en la litósfera utilizando experimentos en rocas.

# Objetivos

## 0.1. Objetivo General

- Determinar si las variaciones anómalas del campo magnético pueden dar información indirecta acerca de la ocurrencia de los terremotos de Maule 2010, Iquique 2014 e Illapel 2015.

## 0.2. Objetivos Específicos

- Desestimar los periodos de tiempo en que exista presencia de perturbaciones magnéticas no atribuibles a condiciones litosféricas.
- Establecer un criterio para definir cuando una variación del campo magnético se puede considerar anómala.
- Determinar si el comportamiento del valor acumulado diario de anomalías magnéticas encontrado para los terremotos de Nepal 2015 Mw7.8 y México Mw8.2 también se registra para los eventos de Maule 2010, Iquique 2014 e Illapel 2015.
- Definir el tiempo previo en el cual la posible correlación se comienza a manifestar antes del evento sísmico principal.
- Proponer un posible mecanismo que explique las anomalías magnéticas registradas.

# Capítulo 1

## Datos y Perturbaciones externas

En este capítulo se presentan la fuente de los datos recopilados y las características relevantes de las estaciones magnéticas para esta tesis, como lo son la ubicación o distancia epicentral, donde se consideran los registros magnéticos y sísmicos cercanos a los terremotos de Maule 2010, Iquique 2014 e Illapel 2015. Debido a que las variaciones del campo magnético son considerablemente pequeñas pueden ser fácilmente confundidos o atribuidos a otros fenómenos más dominantes que puedan estar ocurriendo en otros lugares y que no tengan relación con la litósfera. Es por ello que se debe identificar aquellas variaciones magnéticas (del orden de mHz) que realmente puedan estar relacionadas a procesos litosféricos y no a eventos espaciales o actividad humana. Este capítulo entonces también describe brevemente las formas en las cuales se pueden mejorar la confiabilidad de los datos magnéticos considerando extraer variaciones espaciales, perturbaciones humanas y ruidos propios de los registros. Esta identificación de procesos magnéticos permite establecer períodos de tiempo donde es más probable que existan variaciones de origen terrestre en el campo magnético registrado.

### 1.1. Estaciones y datos

Los datos magnéticos considerados provienen de magnetómetros que se encuentran dentro del *área de Dobrovolsky* el cual indica el área alrededor del epicentro que fue afectada por la acumulación de esfuerzos necesaria para gatillar dicho terremoto y se define como  $R_D = 10^{0.43M}$ , donde  $R$  es el radio en kilómetros de dicha área y  $M$  la magnitud del terremoto (Dobrovolsky et al., 1979). Específicamente se utiliza la red global de magnetómetros *SUPERMAG* (<http://supermag.jhuapl.edu/>), cuyos datos corresponden a una serie de tiempo de las tres componentes (*Fluxgate magnetometers*): Norte, Este y Radial [ $X, Y, Z$ ] y tienen un error de  $\pm 0.1$  nT. Las características de las estaciones magnéticas que cumplen la condición de Dobrovolsky, y que además tienen registros un año antes y un año después de los terremotos de Maule 2010, Iquique 2014 e Illapel 2015 se encuentran resumidos en las Tablas 1.1, 1.2 y 1.3 respectivamente. Además en la Figura 1.1 se muestran las localizaciones de los terremotos y las estaciones utilizadas. Si bien existen muchas estaciones en la red *SUPERMAG* para esta zona, son sólo cuatro estaciones las que tienen periodos de tiempo de dos años continuos para



Tabla 1.1: Estaciones Magnéticas utilizadas en el Terremoto de Maule 2010 (27 Febrero 2009-27 Febrero 2011)

<b>Maule 2010</b> <b>Mw8.8</b>		<b>Radio de Dobrovolsky <math>R_D = 10^{0.43M}</math> km</b> <b><math>R_D \approx 6081</math> km</b>		<b>27 Febrero 2010, 06:34 UTC</b> <b>36°17'24.0"S 73°14'20.4"W</b>
<b>Estación (IAGA Code)</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Distancia epicentral [km]</b>	<b>Red</b>	
Osorno-Chile (OSO)	40°20'24"S 73°05'24.0"W	~ 451	SAMBA, SUPERMAG	
Trelew-Argentina (TRW)	43°16'01"S 65°22'09"W	~ 1015	SUPERMAG	

Tabla 1.2: Estaciones Magnéticas utilizadas en el Terremoto de Iquique 2014 (1 abril 2013-1 abril 2015)

<b>Iquique 2014</b> <b>Mw8.2</b>		<b>Radio de Dobrovolsky <math>R_D = 10^{0.43M}</math> km</b> <b><math>R_D \approx 3357</math> km</b>		<b>1 abril 2014, 23:46 UTC</b> <b>19°38'31"S, 70°49'01"W</b>
<b>Estación (IAGA Code)</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Distancia epicentral [km]</b>	<b>Red</b>	
Huancayo-Perú (HUA)	12°03'00.0"S 75°19'48.0"W	~ 1050	INTERMAGNET, SUPERMAG	
Pilar-Argentina (PIL)	31°40'00.0"S 63°53'00.0"W	~ 1420	Servicio Meteorológico Nacional, WDC British Geological Survey, SUPERMAG	

algún terremoto. Por ejemplo, OSO y TRW no tienen datos para los terremotos de Iquique e Illapel. Al contrario, HUA y PIL tampoco tenían datos en la época del 2010. También será interesante agregar otras estaciones o redes que pudieran estar disponibles para investigación para analizar estos futuros o futuros(p.e. red ipoc).

## 1.2. Proceso de filtrado de registros magnéticos

El proceso de filtrado consta de la identificación e intento de eliminación de las fuentes ajenas al magnetismo litosférico. La primera fuente externa corresponde a las perturbaciones del medio espacial, las cuales son las más predominantes de los registros, estas consisten en cualquier evento solar que ocurra y pueda perturbar al campo magnético, pudiendo ser el *Viento Solar*, *Eyecciones de Masa Coronal*, *Llamaradas solares*, *Tormentas Magnéticas*, *Efectos corrotacionales*, etc.... La segunda clase de perturbaciones corresponde a la activi-

Tabla 1.3: Estaciones Magnéticas utilizadas en el Terremoto de Illapel 2015 (16 Sept 2014-16 Sept 2016)

<b>Illapel 2015</b> <b>Mw8.3</b>		<b>Radio de Dobrovolsky <math>R_D = 10^{0.43M}</math> km</b> <b><math>R_D \approx 3706</math> km</b>		<b>16 Septiembre 2015 , 22:54 UTC</b> <b>31°38'13"S,71°44'28"W</b>
<b>Estación (IAGA Code)</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Distancia epicentral [km]</b>	<b>Red</b>	
Huancayo-Perú (HUA)	12°03'00.0"S 75°19'48.0"W	~ 2210	INTERMAGNET, SUPERMAG	
Pilar-Argentina (PIL)	31°40'00.0"S 63°53'00.0"W	~ 745	Servicio Meteorológico Nacional, WDC British Geological Survey, SUPERMAG	

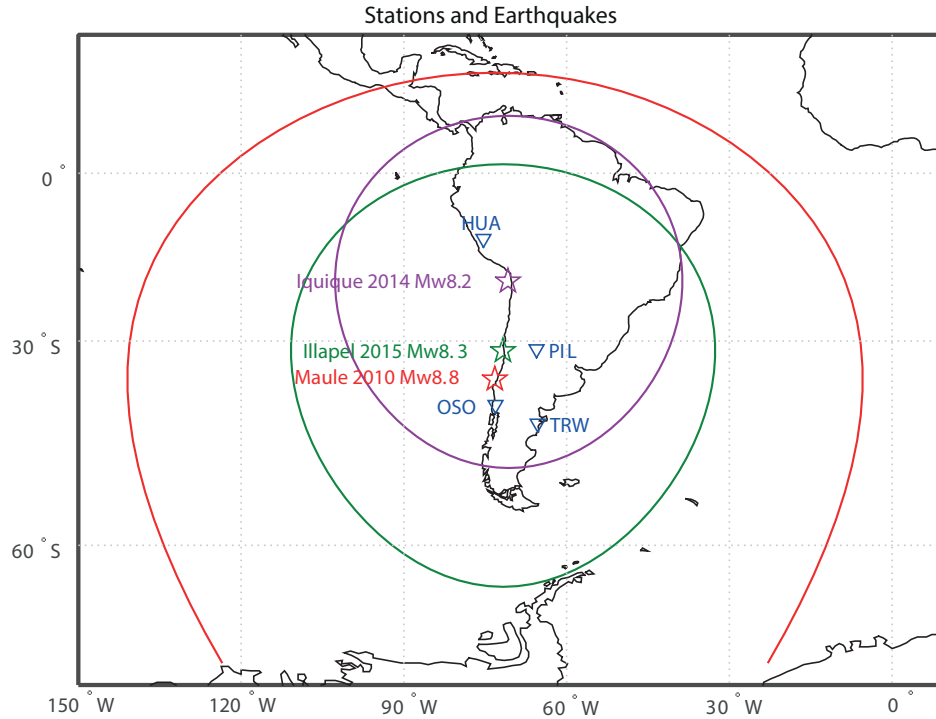


Figura 1.1: Los triangulos azules muestran la ubicación de las estaciones magnéticas HUA ( $12^{\circ}03'00.0''\text{S}$ ,  $75^{\circ}19'48.0''\text{W}$ ), PIL ( $31^{\circ}40'00.0''\text{S}$ ,  $63^{\circ}53'00.0''\text{W}$ ), TRW ( $43^{\circ}16'01''\text{S}$ ,  $65^{\circ}22'09''\text{W}$ ) y OSO ( $40^{\circ}20'24''\text{S}$ ,  $73^{\circ}05'24.0''\text{W}$ ). También se muestran los terremotos de Maule 2010 (Estrella Roja), Iquique 2014 (Estrella Morada) e Illapel 2015 (Estrella Verde) con sus respectivos radios de Dobrovolsky (Rojo, Morado y verde respectivamente).

dad humana mediante el uso de ondas electromagnéticas de celulares, líneas de transmisión eléctrica, radio, wifi, tv, etc... También hay que tener en consideración el error de medición de los instrumentos y también conocer como se propagan los errores al trabajar los datos para poder tener registros que puedan ser considerados un buen candidato del *magnetismo litosférico*. Este ultimo punto será tratado en el capítulo siguiente.

Las perturbaciones de origen humano y sus frecuencias asociadas a telecomunicaciones pueden ser de varios Hertz, kilo Hertz o más. Registros cada un minuto tienen una frecuencia máxima del orden de mili Hertz. Estos son al menos tres ordenes de magnitud diferencia entre los datos y las perturbaciones humanas. Como en esta tesis se consideraron datos por minutos, además que las estaciones se encuentran alejadas de grandes núcleos urbanos, el problema de las perturbaciones de origen humano no debieran ser considerables.

### 1.2.1. Medio Espacial: Variación Diurna

El primer proceso de filtrado aparece al reconocer los periodos de tiempo donde la actividad solar es predominante y puede alterar las mediciones magnéticas. Uno de ellos corresponde a

la emisión de una gran cantidad de plasma altamente conductor al medio interplanetario que es conocido como *viento solar*. El viento solar arrastra las líneas de campo magnético interplanetario hacia fuera del sol permitiéndole interactuar con obstáculos como la magnetósfera terrestre. Esta interacción comprime y perturba el campo magnético de la tierra durante algunas horas del día debido a que el viento solar no puede penetrar fácilmente el campo magnético terrestre (Baumjohann and Nakamura, 2015). Si no existen otros fenómenos perturbativos un flujo regular de partículas cargadas entran en la ionosfera terrestre desde el Este hacia el Oeste generando la variación diurna que se detecta en tierra (Hitchmn et al., 1998). Durante algunas horas de la noche el viento solar descomprime la magnetósfera y no ingresan más partículas cargadas en la ionosfera por lo que el campo magnético vuelve a su estado natural. Este cambio de intensidad del campo geomagnético  $B$  debido al viento solar se conoce como *variación diurna* y genera máximos de  $B$  durante el día y mínimos durante la noche (ver ejemplo en panel superior de la Figura 1.2).

Estas variaciones diurnas pueden alcanzar entre algunos nano Teslas hasta cientos nano Teslas dependiendo de la latitud a la cual se realicen las mediciones, por lo que no es una variación menor. Para disminuir el efecto de la variación diurna es necesario considerar registros que sean relativamente estables, los cuales se encuentran aproximadamente entre las 16:00 y 05:00 hora local (Hitchmn et al., 1998). Para estaciones en Chile (-4 UTC) el período nocturno entre 20:00-09:00 UTC, para Argentina (-3 UTC) entre 19:00-08:00 UTC y para Perú (-5 UTC) entre 21:00-10:00 UTC. Un ejemplo de considerar solo datos nocturnos se puede ver en el panel central de la Figura 1.2.

### 1.2.2. Medio Espacial: Dst index

Anteriormente se señaló al viento solar como un fenómeno perturbativo, pero hay ocasiones en las que el sol tiene un comportamiento mucho más activo que el viento solar usual. Estos se producen cuando el sol emite cantidades de radiación y partículas excepcionalmente intensas que pueden alcanzar la tierra alterando el campo magnético durante algunas horas o durante varios días, e incluso durante la noche. Estas partículas se aloja en los anillos o *Cinturones de Corriente* presentes al interior de la magnetósfera (Figura 1.4), donde al estar en movimiento (alrededor de la tierra) generan su propio campo magnético, contribuyendo a las mediciones magnéticas. De acuerdo a la cantidad de partículas atrapadas en los anillos es posible determinar cuando el campo magnético está perturbado (activo) y cuando no (quieto). Mientras más activo sea el sol, más partículas quedarán atrapadas en el anillo de corrientes, por lo que la perturbación del campo magnético será proporcional a la cantidad de energía del anillo de corriente mediante la relación de *Dessler-Sckopke-Parker*:

$$\Delta B = -\frac{\mu_0}{2\pi} \frac{U_R}{B_E R_E^3} \quad (1.1)$$

Donde  $U_R$  es la energía del anillo de corriente,  $\mu_0$  la permeabilidad magnética del vacío,  $B_E$  y  $R_E$  el campo magnético terrestre (ecuador) y el radio terrestre (ecuador) respectivamente. El campo magnético utilizado en 1.1 es el de estaciones cerca del ecuador, mientras que  $\Delta B$  es conocido como el *Dst Index*, el cual es un valor representativo por hora donde los

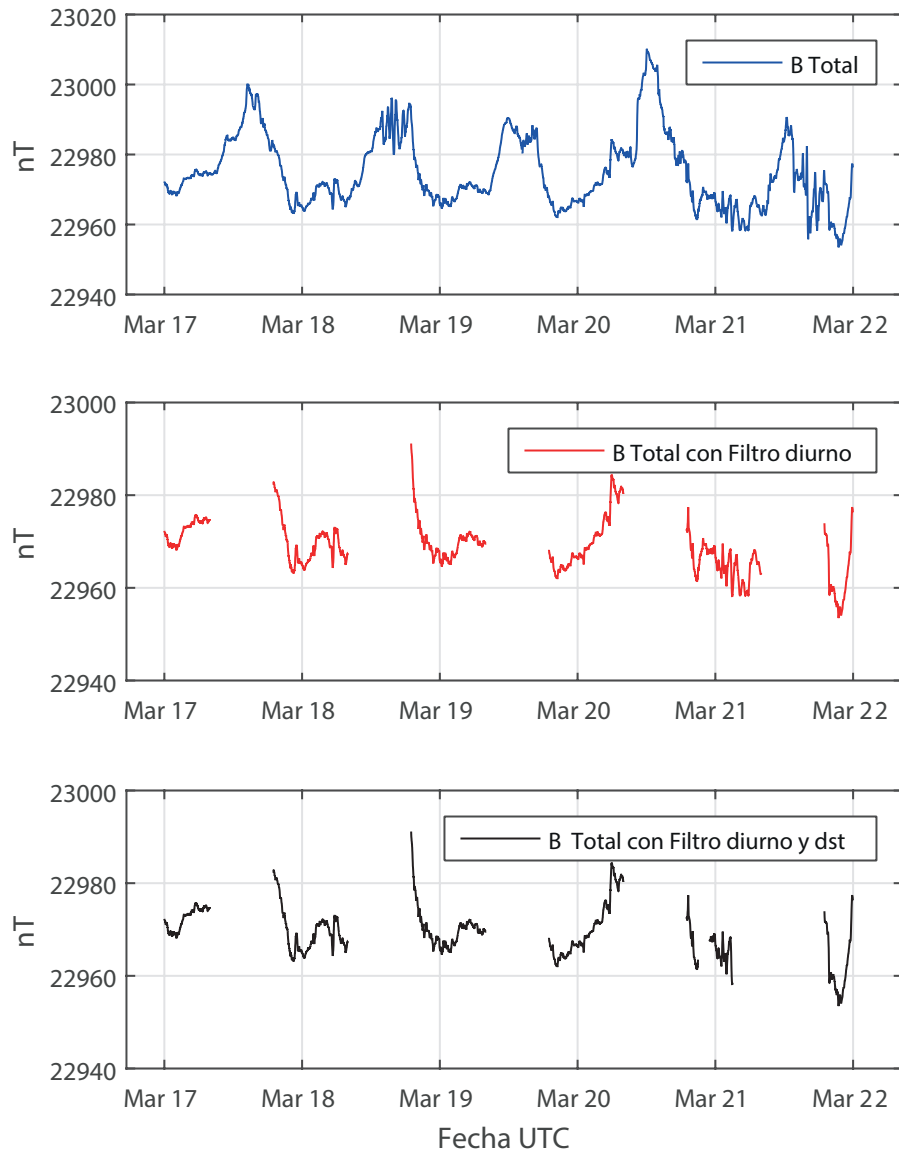


Figura 1.2: Ejemplo del proceso de filtrado para datos de la estación HUA durante algunos días de Marzo 2014. Se muestran los datos que pueden ser usados después de aplicar filtros diarios (Hora Local) y Dst (Figura inferior).

valores negativos implica la compresión de las líneas de campo (en tiempos de tormentas solares puede llegar a cientos o miles de  $nT$ ). Los momentos en los que existe un efecto bajo del medio espacial, el valor de Dst tiene valores cercanos a cero, por lo que registros magnéticos que no son influenciados por la actividad solar (tiempos quietos) son aquellos donde el Dst tiene valores entre  $\pm 10 nT$ . Los datos del índice Dst para el período 1957-2014 son definitivos y tienen pocos errores por lo que son buenos representantes de las variaciones del campo magnético producido fuera de la tierra. Los datos de este período se pueden descargar desde: [http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst\\_final/index.html](http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/index.html). El índice Dst

para períodos posteriores (2015-2018) no son definitivos por lo que pueden ser más imprecisos, especialmente aquellos entre 2017-2018. Los datos para 2015-2016 se pueden descargar de: [http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst\\_provisional/index.html](http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_provisional/index.html), mientras que para 2017-2018 de: [http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst\\_realtime/index.html](http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/index.html).

Una muestra de los valores Dst se encuentra en la Figura 1.3 donde se muestra en la sección verde los períodos de tiempo que corresponden a tiempos quietos o no perturbados por el medio espacial, mientras que la secciones rojas muestran los períodos más perturbados. Una vez identificados los períodos quietos y perturbados se remueven aquellos datos perturbados más los datos registrados de día ( hora local), el resultado se muestra en el panel inferior de la Figura 1.2, donde se muestra que la cantidad de datos no perturbados por el medio espacial es pequeña comparado con los datos originales (panel inferior vs superior en Figura 1.2).

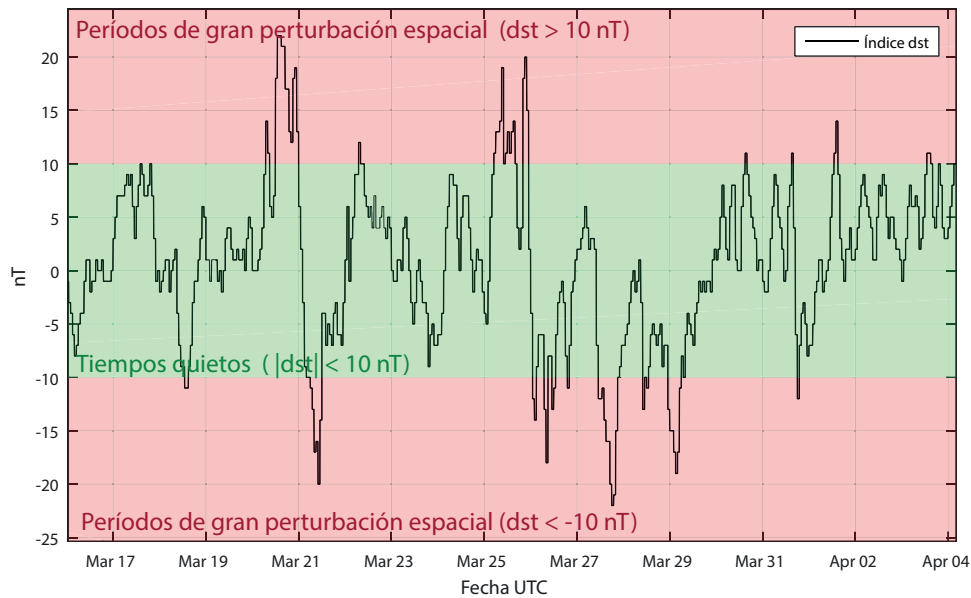


Figura 1.3: Ejemplo del índice dst durante algunos días de marzo y abril de 2014.

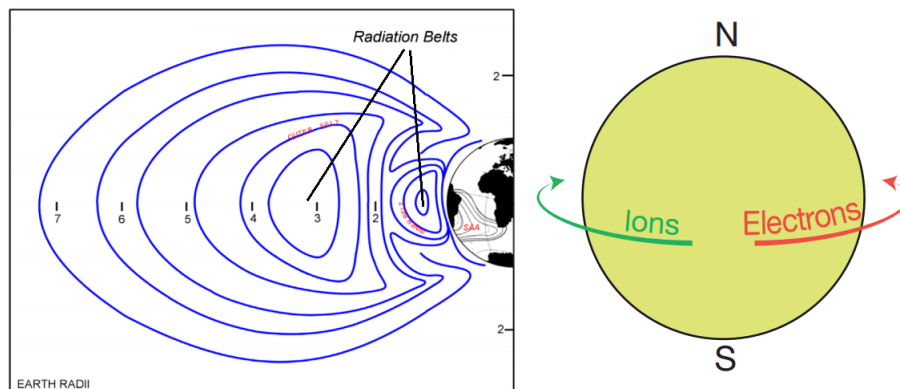


Figura 1.4: Esquema del anillo de corriente ecuatorial o *Cinturón de Van Allen* (Figura modificada de Cordaro et al., 2016 (izquierda) y Baumjohann and Nakamura, 2015 (derecha))

### 1.2.3. Medio Espacial: Pulsos Geomagnéticos

Los pulsos geomagnéticos son oscilaciones o efectos resonantes de la magnetósfera, los cuales son excitadas por el contacto con el viento solar donde las ondas generadas se propagan a la *velocidad de Alfvén* ( $\sim 1000 \text{ km/s}$ ), que corresponde a la “velocidad del sonido” dentro de un plasma. Estas pulsaciones tienen un amplio espectro de frecuencias que van desde los  $\sim 2 \text{ mHz}$  hasta varios Hz, y son catalogadas en 5 grupos de pulsaciones continuas y suaves  $Pc1-5$  y también en 2 grupos discontinuas (intermitentes)  $Pi1-2$ . Las pulsaciones del orden de los mHz son las  $Pc5$  y los  $Pi2$ , sin embargo las pulsaciones aparecen en estaciones de alta latitud, cuando hay actividad solar que perturba el campo magnético teniendo amplitudes de decenas de nT o durante algunos periodos del día, por lo que el filtro diurno (registro sólo entre las 16:00 y 05:00 hora local) más de dst index bajo y datos por minuto baja considerablemente la posibilidad de encontrar estas pulsaciones geomagnéticas de origen externo en los registros de magnetómetros (Campbell, 2001).

Si bien los efectos de pulsos geomagnéticos de origen externo pueden ser filtrados mediante las consideraciones de las subsecciones anteriores, vale la pena hacer notar su existencia ya que estas variaciones podrían confundirse fácilmente con las variaciones esperadas de la litósfera.

### 1.2.4. Otras perturbaciones magnéticas

Si bien en esta sección se ha intentado disminuir efectos magnéticos externo conocidos, también pueden existir otras perturbaciones con origen al interior de la tierra. Por ejemplo, otro fenómeno que puede afectar las mediciones magnéticas pueden provenir de las mismas ondas sísmicas, el desplazamiento del agua producto de un Tsunami o efectos magnéticos producidos por volcanes.

Las ondas sísmicas superficiales como las ondas de Rayleigh pueden generar la inducción de corrientes en la superficie de la litósfera que desemboquen en cambios de 0.01 nT en las componentes del campo magnético (Yamazaki, 2012). Además se han reportado variaciones magnéticas tele sísmicas hasta cerca de 4000 kilómetros de la fuente sísmica y donde el mecanismo que las genera actualmente se le atribuye a la respuesta de la atmósfera al desplazamiento vertical que generan las ondas de Rayleigh (Hao et al., 2013). Sin embargo, estos efectos son de corta duración, es decir menor a una hora por lo que no tendrían mayor influencia en los registros de dos años.

Por otro lado, las ondas sísmicas también pueden desplazar o dañar los magnetómetros debido a los fuertes movimientos producto del terremoto, por lo que las estaciones más cercanas a los epicentros no pueden ser consideradas. Según Utada et al., 2011, estaciones menores a 100km de distancia epicentral son inutilizables para realizar mediciones a no ser que existan métodos para describir y filtrar estos efectos. Ninguna de las estaciones utilizadas están a menos de 500 km de los epicentros por lo que no se esperaría observar efectos que hayan desplazado los instrumentos o dejarlos inutilizables.

Otro efecto co-sísmico proviene del desplazamiento propio los Tsunamis. Estos efectos son post-sísmicos pero que también no afectarían a las mediciones durante dos años continuos

(Galvan et al., 2011). Un ultimo efecto a considerar podría provenir del proceso de erupciones volcánicas. El movimiento rápido de gases o fluidos pueden transportar calor en regiones poco profundas en zonas volcánicas. Por lo tanto, el cambio en la temperatura de las rocas (principalmente cerca de la temperatura de Curie a  $\approx 580\text{C}$ ) puede crear zonas anómalas de magnetización y demagnetización (p.e. Johnston, 1997 y referencias ahí).

### 1.2.5. Mediciones esperadas

En este capítulo se consideraron los efectos físicos conocidos que pueden generar perturbaciones magnéticas. Se incluyen principalmente fenómenos espaciales como eventos solares y también efectos propios de la rotación terrestre. Además se discute el tema de las perturbaciones que pueden ser producidas por tsunamis, volcanes o por el mismo terremoto. Sin embargo, dada el periodo de tiempo de ocurrencia de alguno de estos fenómenos o al ubicación de las estaciones, tampoco podría existir mayores influencias a los datos. Finalmente, se esperaría que los datos estuvieran libres de perturbaciones o mecanismos físicos externos. Sin embargo, aún existen efectos de naturaleza estocástica en la atmósfera, ionosfera o ruido que se debe considerar y por lo tanto, tratar de eliminar. Esta clase especial de perturbaciones también serán catalogadas como *externas* en esta tesis y serán tratados en la siguiente sección.

## Capítulo 2

# Metodología para definir e identificar Anomalías magnéticas

Después que se han identificados aquellos registros magnéticos, en los que hay menos perturbaciones externas a la tierra, se esperaría que algunas variaciones dentro de los registros restantes puedan ser de origen litosférico. Sin embargo, el campo magnético terrestre debiera ser casi constante en la superficie si no se considera ningún tipo de perturbaciones, lo cual no ocurre. Esto indica que aún deben existir variaciones externas, estocásticas o ruido presente en los registros. Una forma para no considerar esta clase de variaciones externas consiste en suavizar/filtrar los datos con promedios móviles para luego calcular el residual entre los datos reales y los suavizados (o referenciales). Este procedimiento será clave en esta tesis y será explicado en este capítulo.

Por otro lado, el uso de promedios móviles no sólo puede justificarse en términos de filtrado de variaciones magnéticas no deseadas, sino que también permite encontrar y definir cuando un valor magnético es *anómalo* en forma estadística. Por ejemplo, los datos de *referencia* permiten representar a una gran parte de un conjunto de datos dados, por lo que mediciones no representadas serían extrañas en estas condiciones. En términos estadísticos quiere decir que un valor atípico o anómalo es aquel que se aleja bastante del valor de referencia (promedio en este caso) de una muestra. Es por esta razón que es necesario comparar los valores reales de  $B$  con valores mas representativos de la misma muestra como por ejemplo su promedio móvil  $\bar{B}$ . En otras palabras, es necesario comparar que tan lejos se encuentran algunos datos con respecto a su valor promedio. Esto puede realizarse mediante la diferencia entre  $B_i$  y  $\bar{B}_i$ , lo cual llamaremos *Residual* ( $\Delta B$ ). Por lo tanto, los valores residuales corresponderán a todas las variaciones magnéticas existentes luego del proceso de filtrado, donde diremos que una variación anómala será aquel residual  $\Delta B$  mayor a cierto umbral  $u$ . Donde además, este umbral debe definirse a partir de algún criterio.

Finalmente, este capítulo también tratará el grado de confianza entre los resultados obtenidos en función de la desviación estandar  $\sigma$  y el umbral  $u$  que define las anomalías.



## 2.0.1. Promedio móvil ponderado

El objetivo de tener un promedio móvil de una muestra magnética es poder tener una versión suavizada de la muestra que permita eliminar las variaciones más rápidas, es decir, aquellas que sean cercanas o superiores a la *frecuencia de Nyquist*  $f_{Ny}$ . Esta frecuencia indica que para un valor inferior a  $f_{Ny}$  se tiene una componente del espectro bien muestreada. La frecuencia de Nyquist se define como:

$$f_{Ny} = \frac{1}{2\Delta t} \quad (2.1)$$

Donde  $\Delta t$  es el intervalo de muestreo. Para el caso de esta tesis se tiene un dato cada 60 segundos, es decir,  $\Delta t = 60$  s. Equivalentemente, una tasa de muestreo  $f_s = 1/60$  s<sup>-1</sup>, por lo que  $f_{Ny} = 8.3$  mHz.

Por otro lado, las corrientes eléctricas generados por presión pueden durar entre 10 a 100 segundos de acuerdo a experimentos en rocas como mármol, anfíbolita u otros materiales basados en cementos (p. e. Triantis et al., 2012 y referencias ahí). Por lo tanto, no se esperaría encontrar oscilaciones de interés con periodos mayores a dos o tres minutos. Esto implica que el residual debe filtrar todos los periodos mayores a 2-3 minutos. En términos de frecuencia esto es  $\sim 6$  mHz ( $\sim 0.8$  veces  $f_{Ny}$ ), lo cual está cerca de la frecuencia de Nyquist (8.3 mHz). Para realizar esto, la curva suavizada o de referencia es la que debe eliminar las frecuencias cercanas a Nyquist para que el residual permita dar cuenta de las posibles corrientes presentes en la litósfera.

Para el caso de un promedio móvil, este corresponde a un filtro *pasa-bajo*. Sin embargo, dependiendo de la ponderación dentro de este promedio es posible eliminar o no las frecuencias cercanas a Nyquist en el resultado final. Por lo tanto es necesario crear un filtro que cumpla con dos condiciones: una que permita pasar bajas frecuencias y otra que elimine los periodos del promedio móvil final. Una opción es considerar un promedio móvil de cinco puntos ponderado por las constantes  $a, b$  y  $c$  normalizadas ( $2a + 2b + c = 1$ ) como se muestra en:

$$\bar{B}_i = aB_{i-2} + bB_{i-1} + cB_i + bB_{i+1} + aB_{i+2} \quad (2.2)$$

Donde un conjunto de cinco datos consecutivos ( $B_{i-2}, B_{i-1}, B_i, B_{i+1}, B_{i+2}$ ) define el  $i$ -ésimo valor promedio central  $\bar{B}_i$ . Esta simetría en el promedio móvil (constantes  $a, b$  y centrado en  $c$ ) permite tener curvas suavizadas centradas en  $i$ . Esto significa que si se obtuvieran 5 constantes independientes se podrían tener curvas suaves desfasadas hacia la izquierda o derecha, lo cual añadiría error al residual. Para encontrar las constantes escribiremos la ecuación 2.2 en el dominio de Fourier :

$$\begin{aligned} F[\bar{B}_i] &= B(\omega)[2a \cos(2\omega\pi) + 2b \cos \omega\pi + c] \\ F[\bar{B}_i] &= B(\omega)F(\omega) \end{aligned} \quad (2.3)$$

Donde  $\omega = f/f_{Ny}$  y  $F(\omega)$  es un filtro en el dominio de Fourier que depende de  $a, b$  y  $c$ . Al imponer que  $F(\omega = 0) = 1$  y  $F(\omega = 1) = 0$  tendremos que las ponderaciones son:  $b = 0.25$

y  $c = 0.5 - 2a$ . Esto implica que se puede diseñar un filtro que queda determinado por la elección del valor  $a$ . Luego, la respuesta en frecuencia  $F(f)$  del promedio móvil ponderado es:

$$F(f) = \left(\frac{1}{2} - 2a\right) + \frac{1}{2} \cos\left(\pi \frac{f}{f_{Ny}}\right) + 2a \cos\left(2\pi \frac{f}{f_{Ny}}\right) \quad (2.4)$$

En la figura 2.1 se muestra la respuesta en frecuencia  $F(f)$  de alguno de los diferentes tipos de filtros que se pueden formar al escoger diferentes valores de  $a$ . Para valores cercanos a cero es posible encontrar un filtro que elimina las frecuencias cercanas a la frecuencia de Nyquist (curva azul), mientras que para valores alejados, tanto positivos como negativos, se ve que el filtro también deja pasar frecuencias muy cercanas a la frecuencia de Nyquist (curva morada y roja).

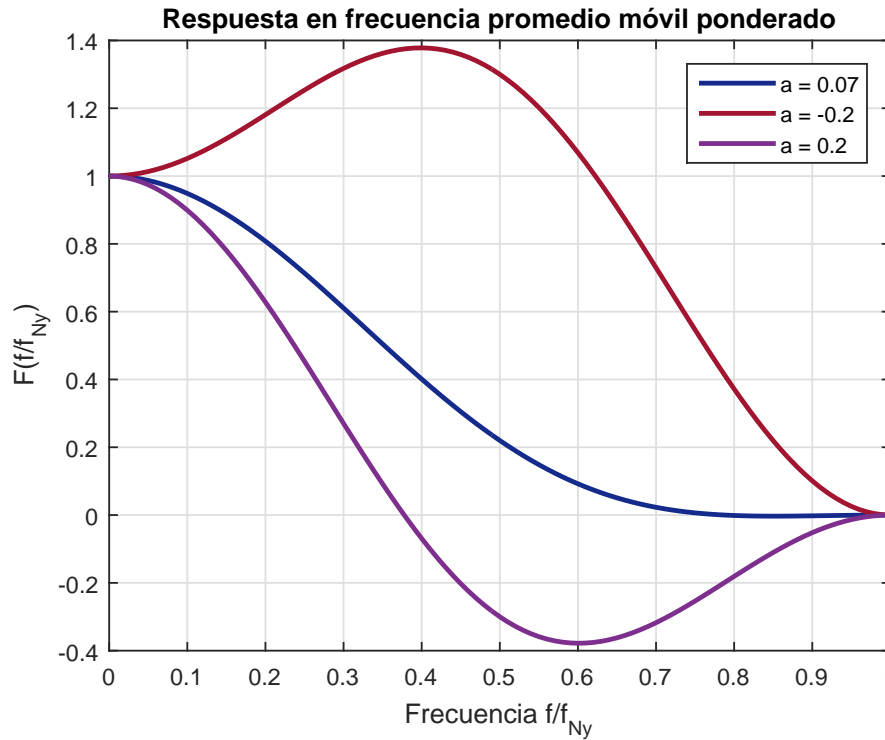


Figura 2.1: Respuesta en frecuencia del promedio móvil ponderado de 5 puntos para diferentes valores de  $a$ . Para  $a = 0.07$  se eliminan frecuencias cercanas a Nyquist.

Para cumplir la condición de filtrar  $0.8 \times f_{Ny}$  debemos tener un  $a = 0.07$  (curva azul de la figura 2.1). Un ejemplo del resultado de aplicar este promedio móvil ponderado con un  $a = 0.07$  se muestra en la Figura 2.2 en color rojo, también se muestran los datos magnéticos originales (curva azul). En la Figura 2.2 se puede ver que la curva promediada (roja) es mucho más suave que la curva azul, lo cual corrobora que las oscilaciones de mayor frecuencia fueron eliminadas al realizar el promedio móvil ponderado, por lo tanto de ahora en adelante se utilizará el valor  $a = 0.07$  para todos los análisis.

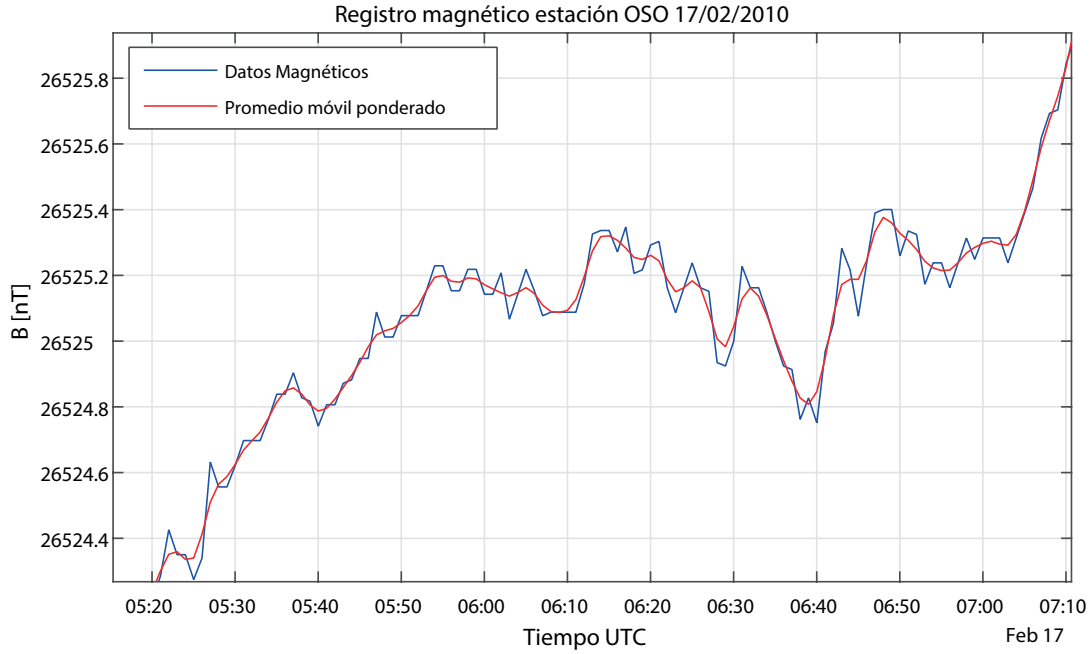


Figura 2.2: Resultado de aplicar un promedio móvil ponderado con  $a = 0.07$ . La curva filtrada (roja) es la variación originada por fuentes externas que no pueden ser extraídas por  $dst$  y horario.

### 2.0.2. Propagación de errores

Un punto importante para poder encontrar resultados confiables es conocer el error o incertidumbre de medición de los instrumentos utilizados así como también la propagación de los errores a medida que se opera con los datos. La incertidumbre por componentes de los magnetómetros Flux-gate es la misma para todas las estaciones y redes dentro de *Supermag* es de  $\delta B = \pm 0.1$  nT (por ejemplo intermagnet <http://www.intermagnet.org/imos/magobs-eng.php>). Con esto se puede calcular la propagación del error para los datos promediados ( $\delta \bar{B}$ ).

Un punto sumamente relevante acerca para los magnetómetros es que el error no es constante en el tiempo ya que el error o incertidumbre depende casi exclusivamente del medio espacial y la latitud (e.j. Gjerloev 2012). Esto sucede porque la radiación espacial puede interactuar con los circuitos del magnetómetro alterando su funcionamiento. Por ejemplo para el caso de índices  $|Dst| < 10$  nT, el medio espacial casi no influye en los magnetómetros por lo que la incertidumbre será la del instrumento (0.1 nT). Sin embargo, para casos donde el medio espacial está activo ( $|Dst| \sim 100$  nT) se tendrá un error cercano a 2 nT, mientras que para tormentas espaciales severas ( $|Dst| \sim 1000$  nT) se tendrá un error del orden de 8 o más nT. Esto implica que el error de medición puede llegar a ser dos ordenes de magnitud del instrumento. Por lo tanto, esta es otra razón para considerar sólo los periodos de tiempo espacial quietos. Como en esta tesis efectivamente se escogieron periodos de tiempos quietos, se puede decir con toda seguridad que 0.1 nT es el valor de la incertidumbre.

En la ecuación 2.2 se tiene la multiplicación de los datos por las constantes  $a$ ,  $b$  y  $c$  y también la suma de cinco datos ( $B_{i-2}, B_{i-1}, B_i, B_{i+1}, B_{i+2}$ ) con la misma incertidumbre de medición

$\delta B$ , por lo que  $\delta B_i = \delta B = 0.1 \text{ nT}$ . Multiplicar un dato  $B_i$  por una constante  $\alpha$  genera una incertidumbre igual a  $\alpha\delta B_i$ , mientras que la suma de  $n$  datos genera la suma de sus  $n$  incertidumbres ( $\delta B_1 + \delta B_2 + \dots + \delta B_n$ ). Por lo tanto, el error de realizar un promedio móvil ponderado normalizado es:

$$\delta \bar{B}_i = (2a + 2b + c)\delta B_i = \delta B_i = \pm 0.1 \text{ nT} \quad (2.5)$$

Como se quiere comparar los datos con su valor promedio se realiza una diferencia  $\Delta B_i = B_i - \bar{B}_i$ . Esta operación también genera la propagación de errores y corresponde a la suma de sus incertidumbres, es decir:  $B_i - \bar{B}_i \Rightarrow \delta B_i + \delta \bar{B}_i = \pm 0.2 \text{ nT}$ . por lo tanto la incertidumbre total del residual es:  $\Delta B_i \pm 0.2 \text{ nT}$ .

### 2.0.3. Residual

Anteriormente se ha definido como residual a la diferencia entre los datos originales y una curva filtrada (promedio móvil ponderado). Esto con el propósito de eliminar las variaciones externas que aún pudieran existir en los registros. Al realizar esto se esperaría que los residuales tuvieran un valor aproximadamente cero a lo largo de todo el registro. Sin embargo, esto no ocurre ya que existen algunos residuales que tienen valores que no son cercanos a cero, incluso son mayores que la incertidumbre ( $\pm 0.2 \text{ nT}$ ). En la Figura 2.3 se puede observar un ejemplo de realizar un residual para la componente total en la estación de Osorno durante un poco más de cinco horas (01:30-06:40 UTC, 21:30-02:40 Hora local) de la noche del 24 de febrero de 2010. El eje  $y$  muestra la cantidad de  $nT$  que se encuentra alejado un dato con respecto al valor promedio móvil ponderado. La mayoría de los residuales (línea azul oscura) se encuentran en torno al valor  $0 \text{ nT}$ , mientras que la incertidumbre se muestra como un área azulada. La Figura 2.3 muestra también que pueden existir valores residuales mayores al resto durante cortos períodos de tiempo. Por ejemplo, entre 03:00-03:30 UTC se obtienen un par de datos cercanos a  $0.4 \text{ nT}$ . Otros valores cercanos a  $0.4 \text{ nT}$  también se detectan entre 04:30-05:00 UTC.

Valores residuales cercanos a  $0.4 \text{ nT}$  pueden decirse anómalos ya que son extraños en los datos. Sin embargo, no se tiene certeza sobre cual podría ser el umbral mínimo para definir un residual como anómalo. En Figura 2.4 se muestra un esquema que permite identificar una condición para no confundir datos típicos con datos anómalos a través de un umbral  $u$ . En el caso a), el residual (cuadrado azul) es un valor esperado y típico. En el caso b), el residual se encuentra cerca  $0.2 \text{ nT}$ . Sin embargo, la incertidumbre también tiene ese valor (barra de error roja es de  $\pm 0.2 \text{ nT}$ ). Esto quiere decir que residuales cercanos a  $0.2 \text{ nT}$  podrían confundirse con valores normales. Por lo tanto no puede calificarse como un residual anómalo. Por otro lado, los residuales pueden definirse como anómalos si se define un umbral  $u$  (línea verde segmentada en Figura 2.4) lo suficientemente mayor a la incertidumbre ( $|u| \geq 0.2 \text{ nT}$ ). Esta condición corresponde al caso c) de la Figura 2.4 donde efectivamente todos los residuales no pueden ser confundidos con valores normales.

Por otro lado, un residual es anómalo si el umbral escogido es mayor a la incertidumbre. Sin embargo, aún es necesario definir *que tan mayor* debe ser un umbral sobre este. De acuerdo

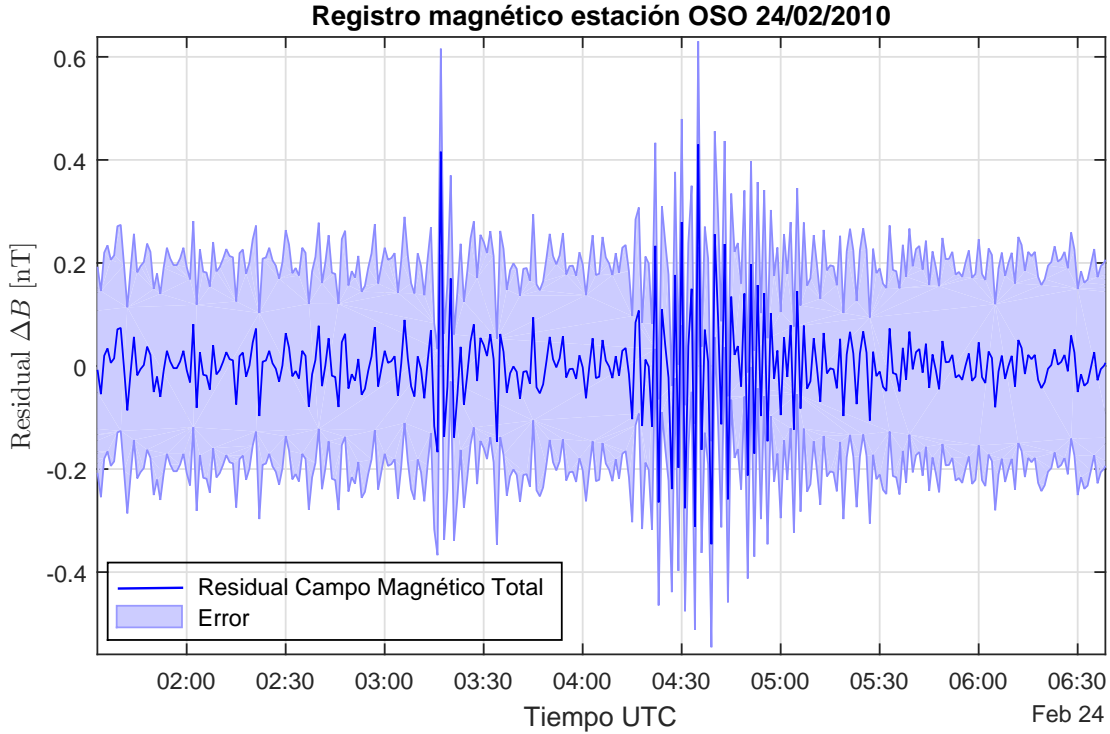


Figura 2.3: Ejemplo de residual magnético de la componente norte durante algunas horas del día 24 de Febrero de 2010 en la estación de OSO. La línea azul oscuro muestra el residual  $\Delta B$  a lo largo del tiempo. El área azulada indica la incertidumbre de los residuales. Se observa que la mayoría de los datos se encuentran cerca del valor  $0 \text{ nT}$ , mientras que muy pocos datos tienen valores superiores a la incertidumbre ( $|\pm 0.2| \text{ nT}$ ).

al caso c) de la Figura 2.4, un umbral puede definirse como:

$$|\Delta B| \geq |u| = |\text{incertidumbre} + \delta| = |\pm (0.2 + \delta)| \text{ nT} \quad (2.6)$$

Donde  $\delta$  será el parámetro que permitirá definir *que tan mayor* será el umbral sobre la incertidumbre. Valores muy pequeños de  $\delta$  (cercano a  $0 \text{ nT}$ ) hará que los residuales anómalos se confundan con residuales normales. Mientras que valores muy grandes de  $\delta$  ( $\geq 1 \text{ nT}$ ) impondría condiciones de umbral demasiado elevadas que ningún residual podría cumplir. Es decir, que no habría ningún residual tal que  $|\Delta B| \geq |u|$ . Es por esto que es necesario definir un criterio que permita definir el parámetro  $\delta$  en función de los mismos datos, como por ejemplo a través de su desviación estándar  $\sigma$  u otras propiedades estadísticas.

#### 2.0.4. Determinación de parámetro $\delta$ y umbral de anomalías $u$

La sub-sección anterior mostró que es necesario definir un parámetro  $\delta$  para identificar un residual como anómalo. Además se sugiere que  $\delta$  podría escribirse en función de propiedades estadísticas. Una forma de definir  $\delta$  es a través de la desviación estándar de los datos. Por

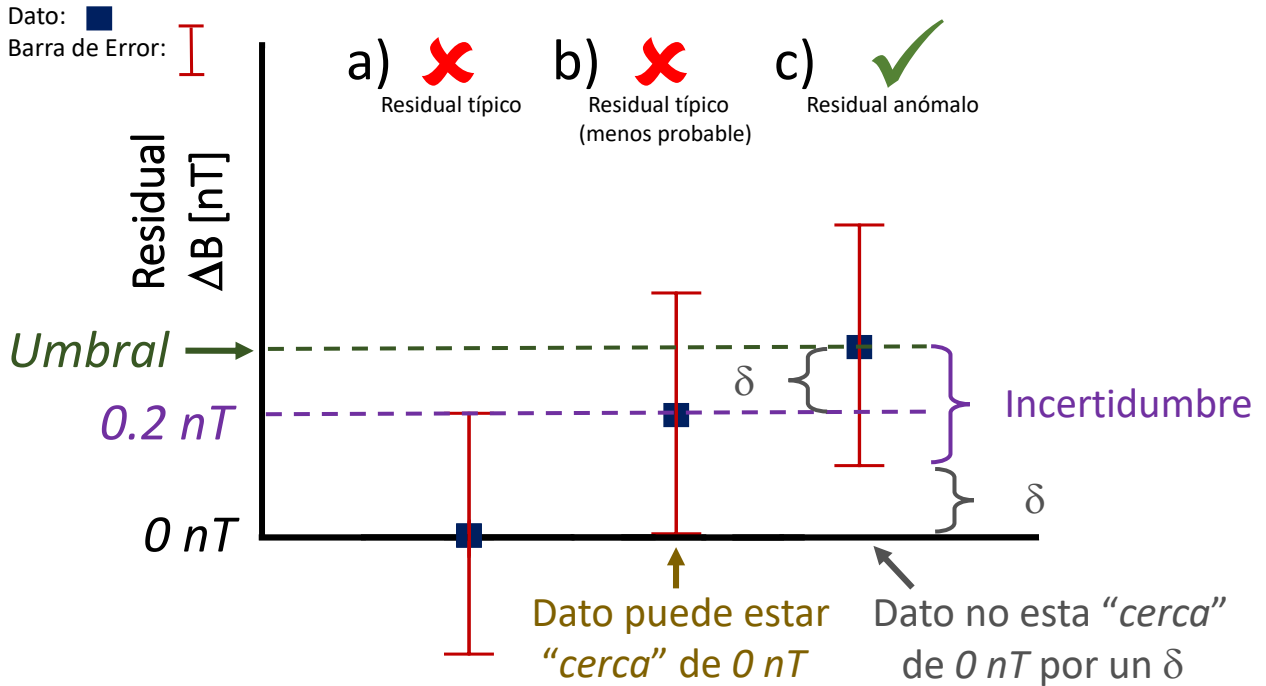


Figura 2.4: Esquema de distintos casos residuales  $\Delta B$ . Caso a: el residual es típico cuando está cerca de 0 nT ( $|\Delta B| \sim 0$  nT). Caso b: un residual cercano a 0.2 nT (línea morada segmentada) aún puede estar cercano a 0 nT dada su incertidumbre de  $\pm 0.2$  nT. Caso c: si un residual es mayor a cierto umbral  $u$  (línea verde segmentada) que a su vez sea mayor a la incertidumbre más cierto parámetro  $\delta$  se asegura que el dato no pueda encontrarse cerca de 0 nT. Por lo tanto ese residual es *anómalo*.

ejemplo, se puede establecer que  $\delta = n\sigma$ , siendo  $n$  una constante de proporcionalidad. Esta constante puede tener un significado estadístico si la distribución de los datos es aproximadamente gaussiana. Por ejemplo, la Figura 2.5 muestra la distribución para los residuales (componente Z) obtenidos en la estación de Osorno para el período de dos años (histograma o barras azules). El histograma se construyó considerando la cantidad de residuales que existían en un intervalo de 0.025 nT. Cabe recordar que sólo se trabaja con residuales pertenecientes a los períodos de tiempo nocturno junto con períodos de  $|Dst| < 10$  nT. La Figura 2.5 muestra que los datos tienen una distribución aproximadamente gaussiana con  $\sigma = 0.03661$  nT. Entonces el valor  $n$  de  $\delta = n\sigma$  puede interpretarse como el porcentaje de residuales más cercano a la media (en este caso es 0 nT). Por ejemplo, si  $n = 0.6745$  implica que existe la misma cantidad de datos residuales tanto mayores como menores que  $0.6745\sigma$  nT. Los residuales de la Figura 2.5 tienen un  $\sigma = 0.03661$  nT, por lo tanto, existen una misma cantidad de  $\Delta B$  mayores y menores que  $\delta = 0.6745\sigma = 0.02469$  nT.

Si se utiliza el criterio anterior para definir  $\delta$ , tenemos que el umbral es  $|\pm 0.22469|$  nT. Por lo tanto,  $\delta$  establece que el umbral es una cantidad 0.02469 nT mayor que la incertidumbre. Una vez definido este umbral en base a un criterio estadístico, se considerará anómala toda muestra cuyo residual  $\Delta B$  sea tal que:

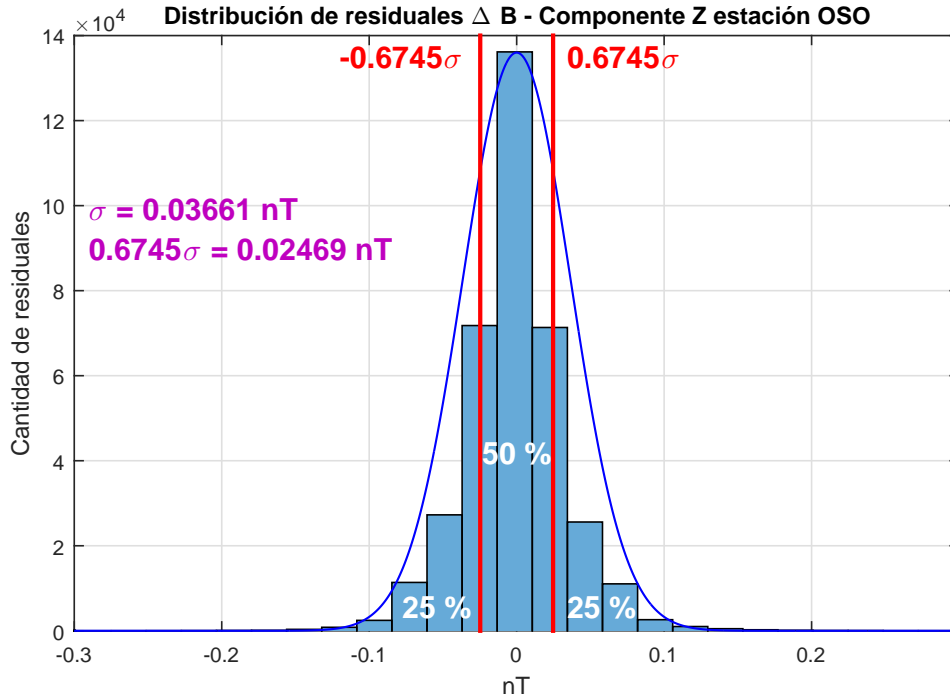


Figura 2.5: Ejemplo de Distribución residual magnético en la estación de OSO. El gráfico de espectrograma se encuentra normalizado, mientras que se gráfica una distribución normal en color azul.

$$|\Delta B| \geq (0.6745\sigma + 0.2) \text{ nT} \quad (2.7)$$

La ecuación 2.7 es el umbral que define residuales anómalos en función de la propia dispersión de los datos. Además, la ecuación 2.7 asegura que los residuales anómalos NO se encontrarán dentro del 50% de los datos más comunes de obtener. Si bien se pueden considerar criterios más estrictos, la ecuación 2.7 será utilizada para el resto de los análisis de esta tesis.

### 2.0.5. Recurrencia de residuales anómalos

Una vez obtenido un criterio basado en estadística (distribución normal), es posible estudiar la recurrencia de los residuales anómalos. Es decir, cada cuanto tiempo se espera que aparezca un valor anómalo en los datos. Una forma de realizar esto es expresando el umbral  $u$  en función de la desviación estándar  $\sigma$ . Por ejemplo, si el valor de un umbral fuera 3 veces su desviación estándar ( $u/\sigma = 3$ ), significa que se esperaría obtener 1 residual anómalo cada 740 datos. Como esta tesis se trabaja un dato por minuto y un día tiene 1440 minutos, se esperaría que durante un día fuera *normal* obtener aproximadamente 2 residuales anómalos (2 cada 1480 datos). En términos de probabilidad esto es  $P_{\text{día}} \approx 0.0014$ . En base a esto, sería útil realizar análisis contando la cantidad de anomalías diarias ya que se cuenta con un estimativo de una cantidad mínima que se podría esperar.

Por otro lado, si se cuenta la cantidad de anomalías diarias y durante un día se registraran mucho más que dos anomalías; por ejemplo 30 anomalías ( Figura 2.6 izquierda), la probabilidad que esto ocurra es de  $P = (P_{\text{día}})^{30} \approx 2.42014 \times 10^{-86}$ . La probabilidad anterior es prácticamente cero, esto implica que 30 residuales anómalos no son producto del azar y deben ser causados por un filtrado incompleto de fenómenos de corta duración como perturbaciones espaciales y no a la ocurrencia de sismicidad. Por lo tanto no pueden ser considerados y finalmente deben ser removidos ( Figura 2.6 derecha). Esto puede ser útil cuando el índice Dst no es tan preciso para filtrar todas las perturbaciones del medio espacial, sobre todo en los períodos de tiempo en los que el índice Dst no es definitivo (2015-2018).

Que exista un rango en el número diario de residuales anómalos  $N_a$  (entre 2 y 30) implica diferentes cantidades de residuales anómalos durante cada día. Esto permite estudiar el comportamiento de los residuales anómalos durante el tiempo. Además, el comportamiento de los residuales anómalos podrá ser comparado con residuales de otras componentes y estaciones, lo que facilitará los análisis y conclusiones posteriores.

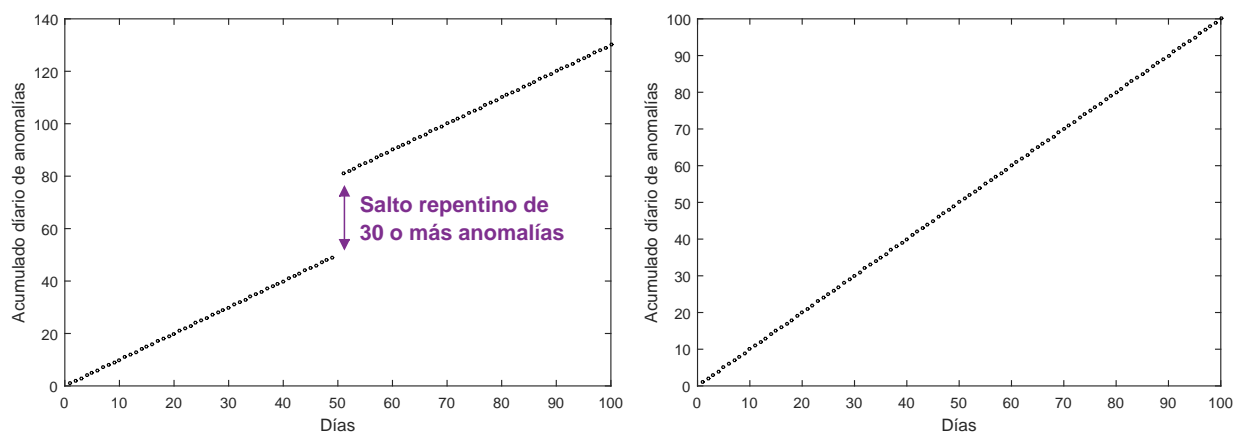


Figura 2.6: Ejemplo esquemático del filtrado de anomalías por criterio de probabilidad. Donde en cada gráfico se suma la cantidad de anomalías diarias ( $N_a$ ). Izquierda: Exceso de 30 anomalías entre un día y otro. Derecha: Resultado de remover el exceso.

## 2.0.6. Significación estadística

Un conjunto de datos puede registrar tanto eventos normales como también eventos raros en forma simultanea. Esto significa que es necesario establecer una manera de discriminar entre ambos tipos de eventos. Cuando es posible realizar esta distinción en forma certera se puede hablar que existe una *significación estadística* en los análisis. La definición estadística de la Significación estadística se puede escribir como: *la cantidad que un conjunto de eventos se aleja de la media*. Mientras que en términos de probabilidades se puede definir como: *el conjunto de eventos que tienen probabilidad de ocurrencia casi nula*.

Una forma de establecer la significación estadística utilizando las dos definiciones anteriores es a través de la desviación estándar  $\sigma$  de los mismos datos. Por ejemplo, en física es usual establecer la significación estadística con respecto al valor de referencia  $5\sigma$ . Esta cantidad



está lejos de la media (suponiendo que la media es cero sigma) pero no tanto como para que no existan datos que lleguen a ese valor. En términos de probabilidad significa que existe una probabilidad de ocurrencia de 1 en 3.5 millones o  $2.8 \times 10^{-7}$  la cual puede considerarse como *casi nula*. Con esto se puede decir que valores de significación cercanos a  $5\sigma$  permiten discriminar mejor entre datos típicos de los anómalos, por lo que tendrán mucha significación estadística. En contra parte, valores de significación estadística menores a  $5\sigma$  tendrán datos mezclados por lo que no serán útiles para realizar análisis. Por otro lado, una aplicación sobresaliente de este criterio fue el descubrimiento del Bosón de Higgs. Para más información dirigirse a: <http://cms.web.cern.ch/news/observation-new-particle-mass-125-gev>.

En el caso de esta tesis se utilizó el concepto de *umbral* para discriminar entre eventos normales de aquellos raros. Sin embargo, el umbral nace de imponer un criterio arbitrario: *Una anomalía pertenece al 50 % de los datos más alejados del promedio*. Esto quiere decir que la definición de *umbral* no establece la significación estadística en término de probabilidad de ocurrencia, por lo que no necesariamente diferencia bien entre eventos raros de los normales. Por lo tanto, este criterio debe ser validado o rechazado utilizando la significación estadística.

Para lograr esclarecer la significancia de un umbral, primero definiremos significación estadística  $SE$  como la razón entre el umbral y la desviación estándar:  $SE = \text{umbral}/\sigma$ . Notamos que todo valor anómalo es definido mayor al umbral por lo que estos datos tendrán una significancia mayor o igual a  $SE$ . Lo segundo es utilizar como referencia el valor  $5\sigma$ . Con esto tenemos que cuando la significancia sea cercana a 5 o mayor ( $SE \sim 5$ ,  $SE > 5$ ), tendremos un umbral que logró discriminar entre los datos normales de los anómalos por lo que se podrán seguir realizando análisis con estos datos. Para el caso contrario,  $SE \ll 5$ , implica que los datos no se pudieron separar por lo que se debe descartar su uso o interpretación. Esto quiere decir que los resultados obtenidos para un umbral con baja significación estadística no pueden ser considerados.

# Capítulo 3

## Resultados y Análisis

En el capítulo anterior se estableció un método para determinar cuando las variaciones magnéticas con respecto a un promedio móvil son catalogadas como anomalías. Por lo que en este capítulo se aplicará el método para encontrar anomalías en seis estaciones magnéticas para los terremotos de Maule  $Mw8.8$ , Iquique  $Mw8.2$  e Illapel  $Mw8.3$ . El periodo de tiempo utilizado es un año antes y un año después de cada terremoto y para las componentes del campo magnético Norte ( $N$ ), Este ( $E$ ) y radial hacia abajo ( $Z$ ). Sin embargo nos encontramos que existen pocas estaciones de magnetómetros en Sudamérica dentro de la red Supermag (sólo 15 para todo el sub continente) además que muchas estaciones no se encuentran operativas o simplemente tienen registros incompletos. Debido a este problema de escasez de estaciones definiremos una estación como cercana si se encuentra a menos de mil kilómetros del epicentro mientras que una lejana estará a una distancia mayor. Bajo este criterio consideraremos las dos estaciones más cercanas a cada terremoto que tengan dos años de datos continuos (ver Tablas 1.1, 1.2 y 1.3 respectivamente).

Por otro lado, para todas las estaciones se considerará la diferencia o residual entre los datos originales y un promedio móvil ponderado. El promedio móvil de todas las estaciones se obtuvo utilizando el filtro de la ecuación 2.4 y con un valor de  $a = 0.07$ ,  $b = 0.25$  y  $c = 0.5 - 2a$ . Estos valores de  $a$  y  $b$  generan una curva promedio con una menor influencia de la frecuencia de Nyquist, por lo tanto puede ser más representativa que un promedio móvil con pesos iguales, es decir:  $a = b = c$ .

Cabe recordar que en el análisis estadístico se utiliza la desviación estándar  $\sigma$  considerando solo los datos filtrados. La desviación estándar más otros valores encontrados como el cantidad total de residuales anómalos, el criterio de umbral (ecuación 2.7) y la razón umbral-Desviación estándar para todas las estaciones utilizadas se encuentran en las Tablas 3.1, 3.2, 3.3.

Adicionalmente se realizará el valor acumulado diario de las anomalías  $N_a$ , es decir, se contará la cantidad de anomalías registradas para un día y luego se sumará a la cantidad de anomalías encontradas en el día siguiente. Así sucesivamente hasta completar los 730 días (731 para años bisiestos). Con este procedimiento se espera visualizar el comportamiento temporal de las anomalías. Esto es útil si se espera encontrar algún patrón a lo largo de varios días o meses.

### 3.1. Caso de Maule $Mw8.8$

Para el terremoto de Maule se utilizan las estaciones de OSO (Chile) y TRW (Argentina) (Ver Tabla 1.1 para detalles de las estaciones). Para ambas estaciones se consideran solo datos entre 16:00 a 05:00 Hora Local y períodos de tiempo con un índice  $dst$  menor o igual  $10 \text{ nT}$ . La estación de OSO se encuentra a  $\approx 450 \text{ km}$  del epicentro del terremoto de Maule 2010 por lo que se considerará como estación cercana. La estación de TRW se encuentra a  $\approx 1015 \text{ km}$  por lo que será la estación lejana.

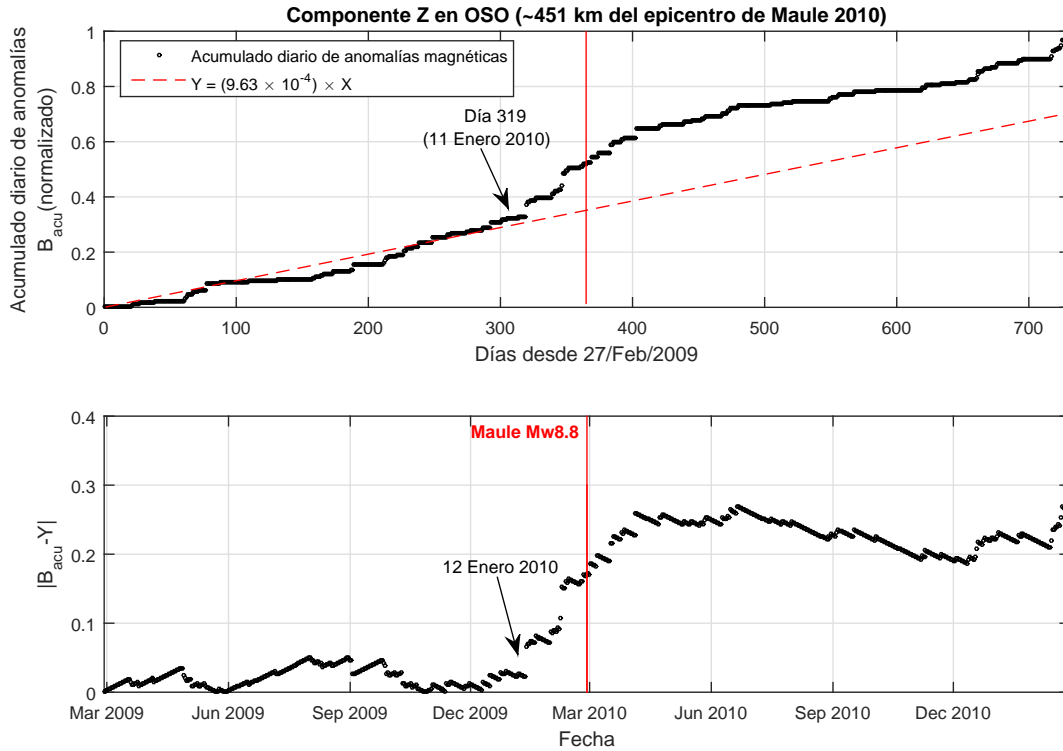


Figura 3.1: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas  $N_a$  normalizado durante dos años en la componente Z en la estación de Osorno. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010 (línea roja). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Maule 2010.

Partimos con la estación cercana OSO. El criterio para definir las anomalías viene dado por la ecuación 2.7, la cual se aplica a la componente Z de la estación de OSO. La desviación estándar encontrada es  $0.04020 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 0.20104 \text{ nT}$ ) por lo que el umbral es  $|\Delta B| \geq 0.22712 \text{ nT}$  (Tabla 3.1). Se encuentra un total de 229 anomalías para los dos años de registra. En Figura 3.1 arriba se muestran las anomalías magnéticas registradas en esa componente para los dos años, las cuales fueron normalizadas. Entre los días 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010 se registra un comportamiento lineal de las anomalías. Como se mostró en la sección anterior, por un tema estadístico se esperaría tener 2 ó 3 anomalías al día. Esto implica que el comportamiento normal esperado para un gráfico de valores acumulados diarios sería una recta. Además, si existiera otra fuente de anomalías, el valor acumulado diario debería diferir de esta recta.

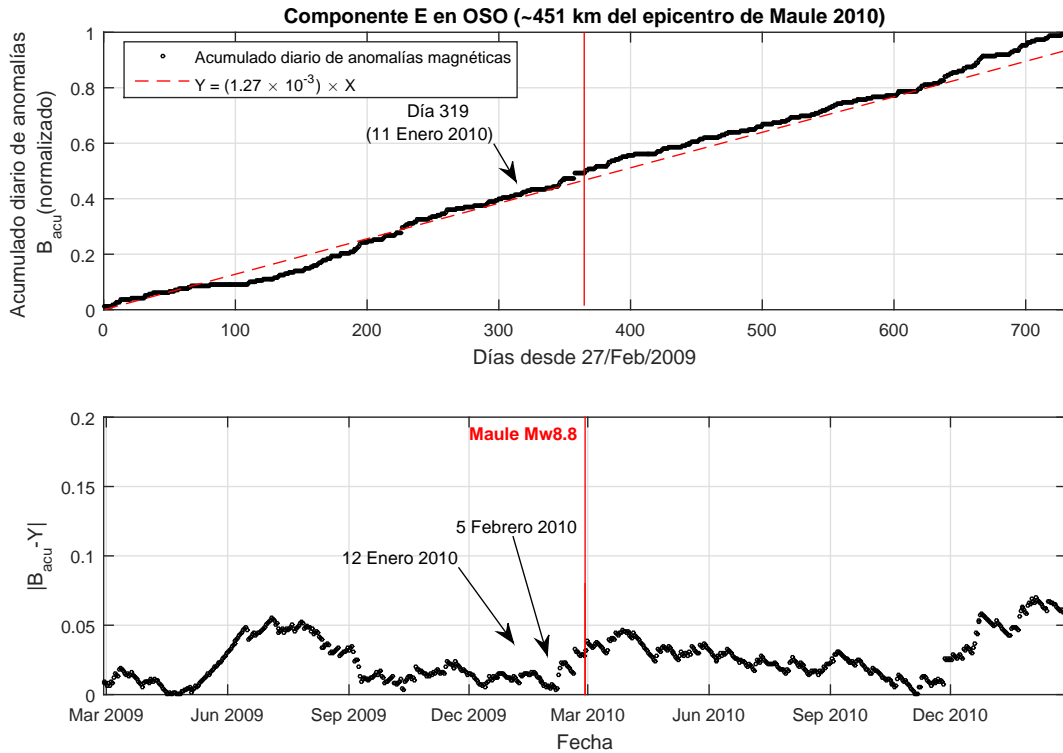


Figura 3.2: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente E en la estación de Osorno. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Maule 2010.

Con esto, para todas las componentes de las estaciones de OSO y TRW consideraremos que este comportamiento registrado para este periodo de tiempo podría ser el normal por lo que se realiza un ajuste lineal. Luego se interpola a lo largo de los dos años (línea roja). En la Figura 3.1 abajo se realiza la diferencia entre la anomalías y la línea recta que representa un comportamiento normal. En la Figura 3.1 abajo se muestra que a partir del día 12/Ene/2010 se registra un aumento progresivo en la cantidad de anomalías hasta aproximadamente el día 5/Abr/2010, es decir, cerca de 3 meses. Entre medio ocurre el terremoto de Maule 2010 el día 27/Feb/2010 (línea roja vertical en Figura 3.1). Luego se registra otro período lineal hasta el día 27/Nov/2010 (cerca de 8 meses). Finalmente se registra otro aumento en la cantidad de anomalías hasta el fin del período.

Las anomalías para la componente E de la estación de OSO se muestra en la Figura 3.2 arriba. La desviación estándar es  $0.08162 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 0.40814 \text{ nT}$ ) y el umbral es  $0.25505 \text{ nT}$ , con un total de 3957 anomalías (Tabla 3.1). Se realiza un ajuste lineal entre las fechas 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010, para luego interpolarla a todo el registro (Línea roja segmentada en Figura 3.2 arriba). La diferencia entre la interpolación y las anomalías se muestra en la Figura 3.2 abajo, donde no se aprecian mayores variaciones de las anomalías cerca de la fecha del terremoto del 27 de Febrero 2010.

Las anomalías para la componente N de la estación de OSO se muestra en la Figura 3.3

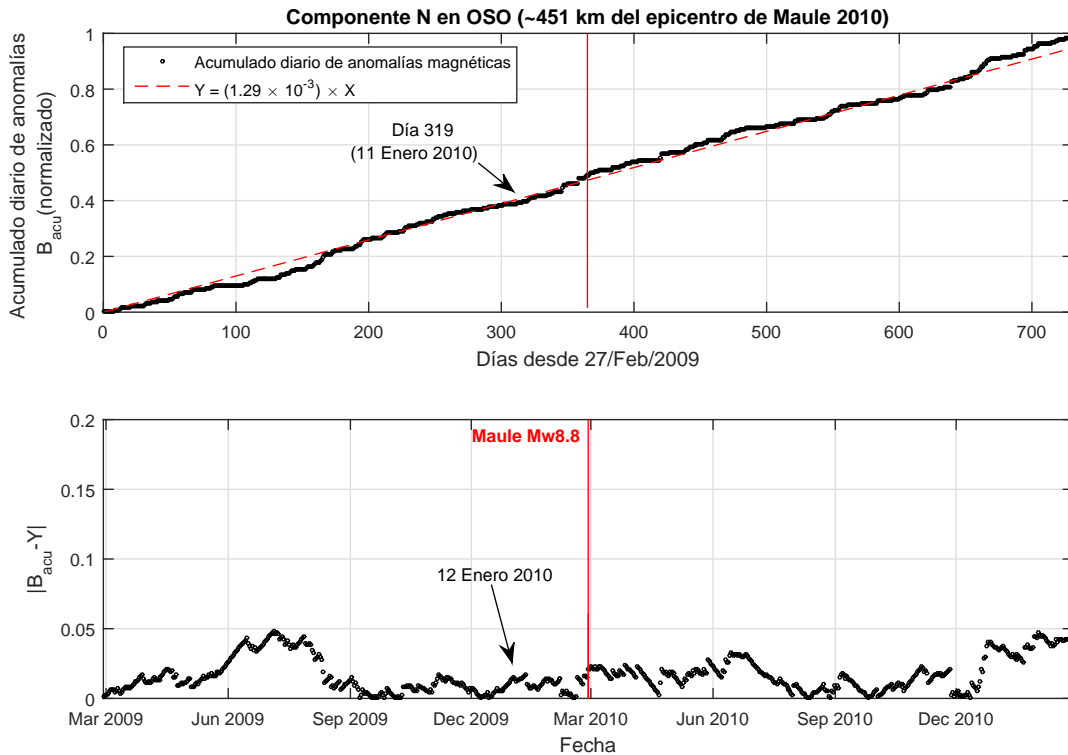


Figura 3.3: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente N en la estación de Osorno. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Maule 2010.

arriba. La desviación estándar es  $0.10997 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 0.54987 \text{ nT}$ ) y el umbral es  $0.27417 \text{ nT}$ , mientras que se registró un total de 7951 anomalías ((Tabla 3.1)). Se realiza el mismo ajuste lineal entre las fechas 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010, para luego interpolarla a todo el registro (Línea roja segmentada en Figura 3.3 arriba). La diferencia entre la interpolación y las anomalías se muestra en la Figura 3.3 abajo, donde al igual que la Figura 3.2 arriba, no se aprecian mayores variaciones de las anomalías cerca de la fecha del terremoto del 27 de Febrero 2010.

Cabe destacar que para las componentes horizontales de la estación de OSO no hubo mayor cambio en el comportamiento de las anomalías cerca de la fecha del terremoto de Maule 2010. Esto se condice con otras diferencias entre la componente Z y las componentes horizontales. Por ejemplo, hay un mayor número total de anomalías para las componentes E y N (3957 y 7951 respectivamente), mientras que sólo se registraron 229 para la componente Z. Por otro lado, solo para la componente Z se obtuvo un umbral mayor a 5 veces la desviación estándar ( $5.70 \text{ veces } \sigma$ ). Para las componentes horizontales el umbral fue menos a 5 desviaciones estándar:  $3.13 \text{ veces } \sigma$  para componente E y  $2.50 \text{ veces } \sigma$  para componente N. Por otro lado, en todas las componentes se registró un aumento en la cantidad de anomalías del 2 de Enero de 2011. Esto podría tener relación con el terremoto Mw7.1, el cual ocurrió a una distancia menor al terremoto del maule ( $\approx 230 \text{ km}$ ), sin embargo no podemos decir nada al respecto

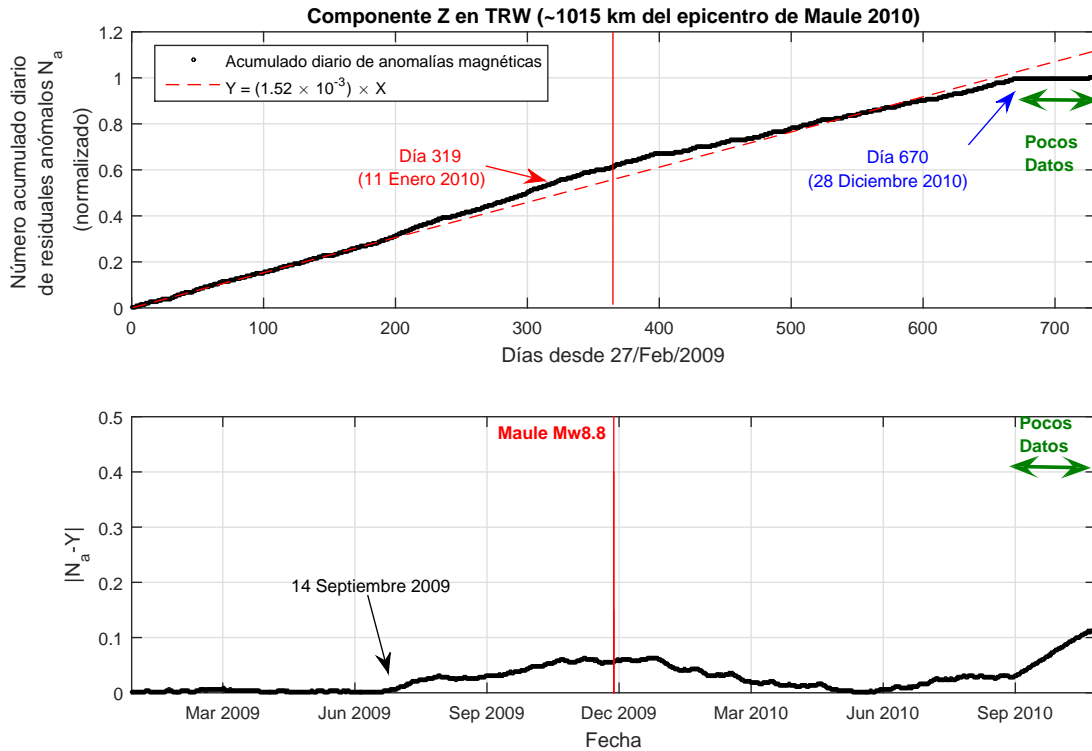


Figura 3.4: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente Z en la estación de TRW. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Maule 2010.

con estos datos.

Realizamos el análisis para la estación lejana TRW. La componente todas las componentes tienen pocos datos al final del registro, es decir entre 28/Dic/2010 y 27/Feb/2011, por lo tanto no se pueden realizar análisis por a la falta de datos. La componente Z tiene una desviación estándar de  $0.24408 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 1.22041 \text{ nT}$ ) y un umbral de  $0.36463 \text{ nT}$ , mientras que se registró un total de 10494 anomalías (Tabla 3.1). En esta ocasión no se registran variaciones muy grandes en los registros y es principalmente lineal como muestra la Figura 3.4 arriba. Para hacer notar la linealidad de las anomalías consideramos la interpolación de dos rectas, una que se ajusta al período entre 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010 (línea roja segmentada). El resultado de realizar la diferencia entre ambas interpolaciones se muestra en la Figura 3.4 abajo, donde es casi imperceptible la diferencia entre ambas curvas (negras y azules), donde tampoco se registran mayores variaciones. Para la componente E se tiene una desviación estándar de  $0.20010 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 1.00050 \text{ nT}$ ), un umbral de  $0.33496 \text{ nT}$  y un total de 20779 anomalías (Tabla 3.1). El comportamiento temporal de las anomalías se muestra en la Figura arriba, donde al igual que para la componente Z se interpolaron dos rectas. El comportamiento de las anomalías considerando ambas rectas no muestra mayores variaciones (Figura abajo). Por último la componente N tiene  $\sigma = 0.23850 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 1.19254 \text{ nT}$ ), umbral de  $0.36087 \text{ nT}$  y un total de 22284 anomalías (Tabla 3.1). Como muestra la Figura 3.6 el comportamiento de la componente N es similar al mostrado por las otras dos. A pesar

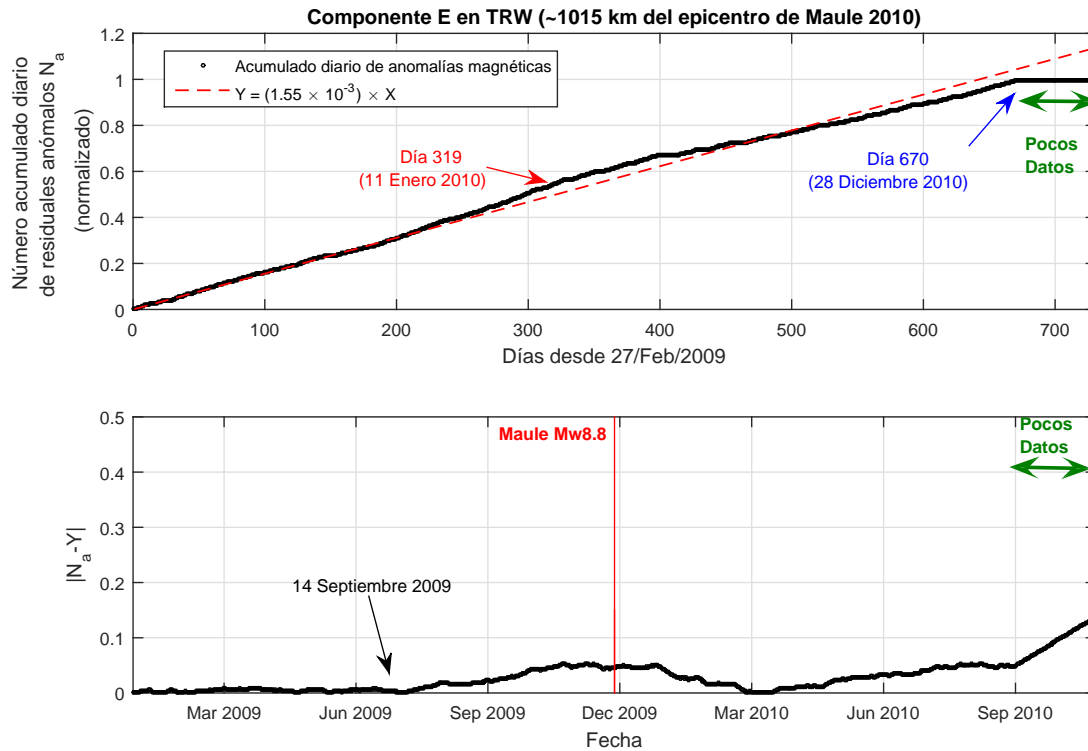


Figura 3.5: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente E en la estación de TRW. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Maule 2010.

de realizar nuevamente el ajuste lineal de dos rectas, no hay una variación muy grande entre las curvas finales de la componente N (curva negra y azul en Figura 3.6 abajo).

Las tres componentes de TRW tienen umbrales entre 1.50 y 1.67 veces la desviación estándar (1.50, 1.67 y 1.51 para Z, E y N respectivamente) (Tabla 3.1). Esto indica que es más probable observar patrones producto del azar o ruido. Sin embargo las tres componentes tienen un comportamiento similar. Son aproximadamente lineales donde presentan un ligero aumento en la cantidad de anomalías entre septiembre 2009 y septiembre 2010 (Figuras 3.4, 3.5 y 3.6), lo cual sugiere que esto podría ser un comportamiento estacional de las anomalías para la estación de TRW. Esto difiere completamente de la estación de OSO pues la componente Z es rotundamente diferente al resto (Figuras 3.1, 3.2 y 3.3). Tiene un aumento acelerado en la cantidad de anomalías a partir de mediados de Enero hasta principios de Abril, es decir cerca de dos meses y medio (Figura 3.1). Otra diferencia proviene del número total de anomalías. Para la componente vertical de OSO tiene un total de 229 anomalías y es un orden de magnitud menor que las componentes verticales (más de mil). Para la estación de TRW se tiene que las tres componentes existe un mismo orden de magnitud en la cantidad de anomalías ( $\sim 10000$ ), sin embargo, no forman algún patrón como el mostrado por la componente Z de OSO (Figura 3.1). Es la componente Z de la estación de OSO la que registra un aumento más significativo en la cantidad de anomalías previo al terremoto de Maule, partiendo cerca de un más y medio antes del terremoto.

<b>OSO: Datos entre 16:00 a 05:00 Hora Local. Índice Dst <math>\leq  10 </math> nT</b>				
Componente	Umbral [nT]	Desviación Estándar $\sigma$ [nT]	umbral/ $\sigma$	Total de anomalías
Z	0.22712	0.04020	5.70	229
E	0.25505	0.08162	3.13	3957
N	0.27417	0.10997	2.50	7951
<b>TRW: Datos entre 16:00 a 05:00 Hora Local. Índice Dst <math>\leq  10 </math> nT</b>				
Componente	Umbral [nT]	Desviación Estándar $\sigma$ [nT]	umbral/ $\sigma$	Total de anomalías
Z	0.36463	0.24408	1.50	10494
E	0.33496	0.20010	1.67	20779
N	0.36087	0.23851	1.51	22284

Tabla 3.1: Valores estadísticos encontrados para las estaciones OSO y TRW para el terremoto de Maule 2010.

<b>HUA: Datos entre 16:00 a 05:00 Hora Local. Índice Dst <math>\leq  10 </math> nT</b>				
Componente	Umbral [nT]	Desviación Estándar $\sigma$ [nT]	umbral/ $\sigma$	Total de anomalías
Z	0.23235	0.04797	4.84	352
E	0.23452	0.05118	4.58	845
N	0.29258	0.13979	2.11	9026
<b>PIL: Datos entre 16:00 a 05:00 Hora Local. Índice Dst <math>\leq  10 </math> nT</b>				
Componente	Umbral [nT]	Desviación Estándar $\sigma$ [nT]	umbral/ $\sigma$	Total de anomalías
Z	0.23549	0.05262	4.48	165
E	0.25460	0.08095	3.14	2516
N	0.27875	0.11676	2.38	5395

Tabla 3.2: Valores estadísticos encontrados para las estaciones HUA y PIL para el terremoto de Iquique 2014.

<b>PIL: Datos entre 16:00 a 05:00 Hora Local. Índice Dst <math>\leq  5 </math> nT</b>				
Componente	Umbral [nT]	Desviación Estándar $\sigma$ [nT]	umbral/ $\sigma$	Total de anomalías
Z	0.23615	0.05360	4.41	71
E	0.27722	0.11449	2.42	2872
N	0.27624	0.11303	2.44	2836
<b>HUA: Datos entre 16:00 a 05:00 Hora Local. Índice Dst <math>\leq  5 </math> nT</b>				
Componente	Umbral [nT]	Desviación Estándar $\sigma$ [nT]	umbral/ $\sigma$	Total de anomalías
Z	0.22883	0.04274	5.35	28
E	0.28325	0.12342	2.29	110
N	0.31533	0.17099	1.84	3272

Tabla 3.3: Valores estadísticos encontrados para las estaciones PIL y HUA para el terremoto de Illapel 2015.



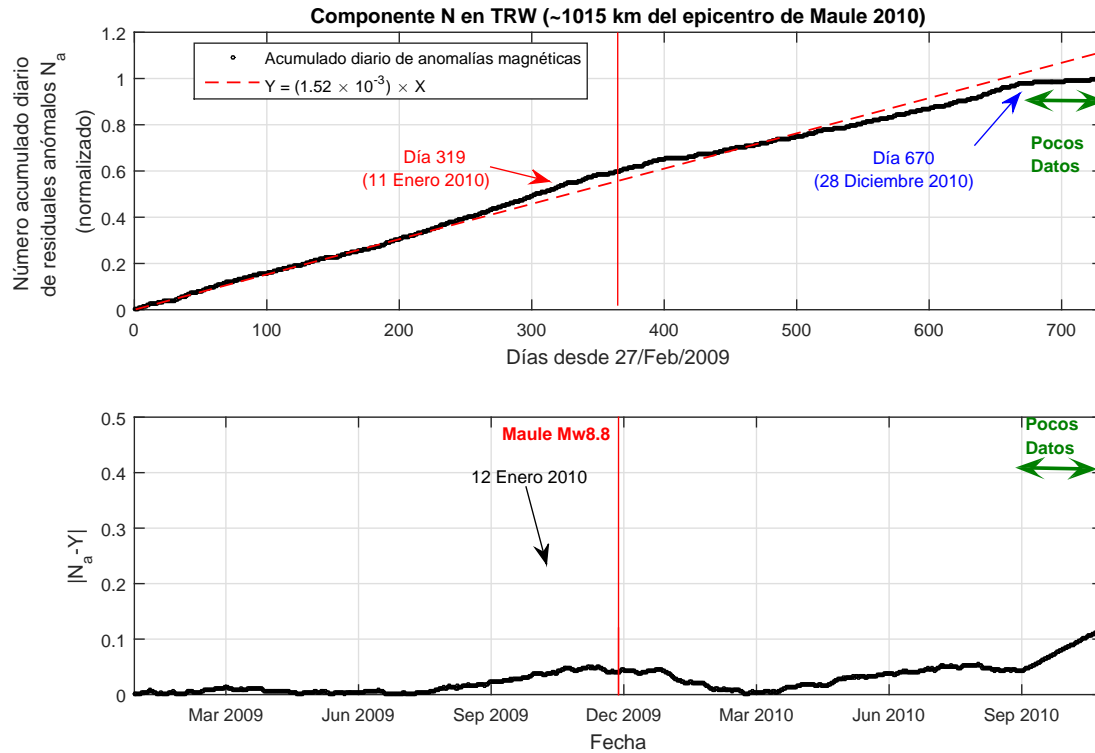


Figura 3.6: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente N en la estación de TRW. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 27/Feb/2009 y el 12/Ene/2010 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Maule 2010.

### 3.2. Caso de Iquique $Mw8.2$

Para el caso del terremoto de Iquique 2014 no se tienen estaciones a una distancia menor de 1000 km, por lo que sólo se podrán hacer análisis con estaciones lejanas: Huancayo (HUA) en el centro-oeste del Perú ( 1015 km del epicentro ) y Pilar (PIL) en las cercanías de Córdoba, Argentina ( 1420 km del epicentro) (Ver detalles en Tabla 3.2). En ambas estaciones se utilizaron datos entre las 16:00 y las 05:00 Hora local, además de aquellos períodos de tiempo con un  $dst$  igual o menor a  $|10|$  nT se tuvo que eliminar el exceso de anomalías para 3 días en la estación PIL: 13/Jun/2013, 28/Abr/2014 y 30/Nov/2014.

La componente Z de la estación de Huancayo tiene una desviación estándar de  $0.04797$  nT ( $5\sigma = 0.23986$  nT), un umbral  $0.23235$  nT y un total de 352 anomalías (Tabla 3.2). Se consideró el primer período lineal como base (01/Abr/2013 hasta 08/Oct/2013, cerca de 7 meses), donde se ajusta e interpola una recta (Figura 3.7 arriba). La diferencia entre las anomalías y esta recta se muestra en Figura 3.7 abajo. Si bien se muestran tres saltos entre el 08/Oct/2013 y el 01/abr/2014, no existe un mayor cambio en tendencia. Sin embargo a partir de la fecha del terremoto se puede apreciar un aumento progresivo en la cantidad de anomalías llegando hasta la fecha del 24/Ago/2014. Luego de estos dos eventos se vuelve a un régimen lineal. La componente E se muestra en la Figura 3.8 y tiene una desviación

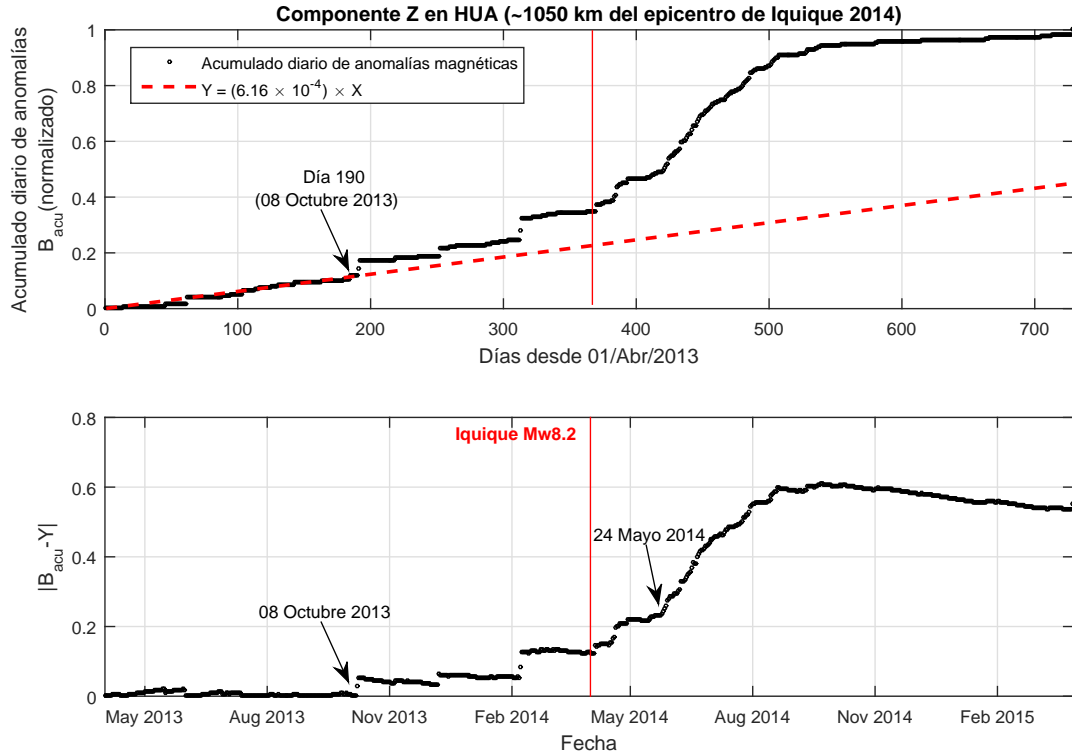


Figura 3.7: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente Z en la estación de Huancayo. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 01/Abr/2013 y el 08/Oct/2013 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Iquique 2014.

estándar  $0.05118 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 0.25593 \text{ nT}$ ), umbral  $0.23452 \text{ nT}$  y un total de 845 anomalías (Tabla 3.2). Al considerar el mismo período de ajuste e interpolación se tiene que en la componente E sufre aumentos escalonados en la cantidad de anomalías entre el 08/Oct/2013 hasta cerca del 08/Jun/2014 (8 meses) para luego tener un período relativamente estable. La componente N tiene  $\sigma = 0.13979 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 0.69896 \text{ nT}$ ), umbral de  $0.29258 \text{ nT}$  y un total de 9026 anomalías (Tabla 3.2). La Figura 3.9 es mayoritariamente recta por lo que no muestra mayores variaciones.

Las componentes Z y E son las que tienen un comportamiento más extraño ya que se registran mayores variaciones con respecto a la tendencia lineal (Figuras 3.7 y 3.8). Estas dos componentes además tienen la mayor razón umbral-desviación estándar con valores de 4.84 y 4.58 respectivamente. Estos valores están en el rango 3-5 veces  $\sigma$  por lo que es muy poco probable que este comportamiento sea producto del ruido o azar. En cambio la componente N casi no tiene variaciones (Figura 3.9), además su razón umbral-desviación estándar es 2.11, por lo que el comportamiento mostrado por Figura 3.9 puede ser debido al ruido. Sin embargo no se encuentran patrones apreciables. En las componentes Z y E se aprecia un pequeño aumento en la cantidad de anomalías durante los primeros días de Febrero 2014. Sin embargo, la mayor diferencia entre ambas componentes proviene del aumento en la cantidad de anomalías cerca de la fecha del terremoto de Iquique ya que es mucho más marcado para

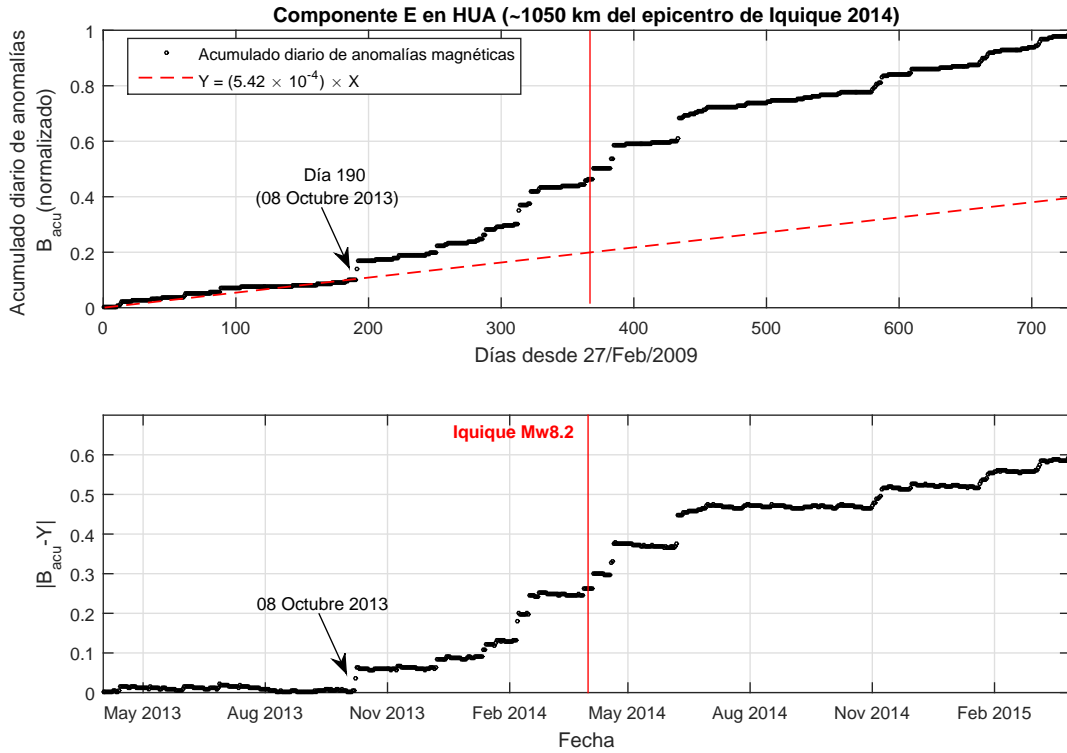


Figura 3.8: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente E en la estación de Huancayo. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 01/Abr/2013 y el 08/Oct/2013 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Iquique 2014.

la componente Z.

La estación de Pilar (PIL) casi no tiene datos entre el 27/Dic/2014 y el 03/Feb/2015, sin embargo esta falta de datos no afectará en mayor medida los análisis posteriores ya que es un período de tiempo relativamente corto. Además es un período bastante posterior al terremoto del Iquique ( 9 meses). El período de ajustes e interpolación para todas las componentes es entre el 1/Abr/2013 y el 2/Oct/2013, similar al de la estación de HUA (hasta 8/Oct/2013). La componente Z de la estación de PIL se muestra en la Figura 3.10. Tiene los valores  $\sigma = 0.05262 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 0.26310 \text{ nT}$ ), umbral  $0.23549 \text{ nT}$  y un total de 165 anomalías (Tabla 3.2). La interpolación se realiza entre 1/Abr/2013 y 3/Oct/2013 (Figura 3.10 abajo). Presenta tres aumentos en la cantidad de anomalías. El primero el día 3/Oct/2013, el segundo es el 8/Ene/2014 y el tercero es el 1/Abr/2014. Siendo el cambio el del 8/Ene/2014 el cambio en tendencia más notorio. Para la componente E se tiene un umbral de  $0.25460 \text{ nT}$ ,  $\sigma = 0.08095 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 0.40479 \text{ nT}$ ) y un total de 2516 anomalías (Tabla 3.2). Esta componente tiene un aumento en la cantidad de anomalías el día 8/Ene/2014 (ver 3.11) al igual que la componente Z. Este aumento termina cerca del 22/Abr/2014. Durante los primeros días de Nov/2014 empieza otro aumento en la cantidad de anomalías, y entre Febrero y mediados de Marzo de 2015 se registra un aumento aún más significativo en la cantidad de anomalías, sin embargo la falta de datos no permite visualizar correctamente el patrón

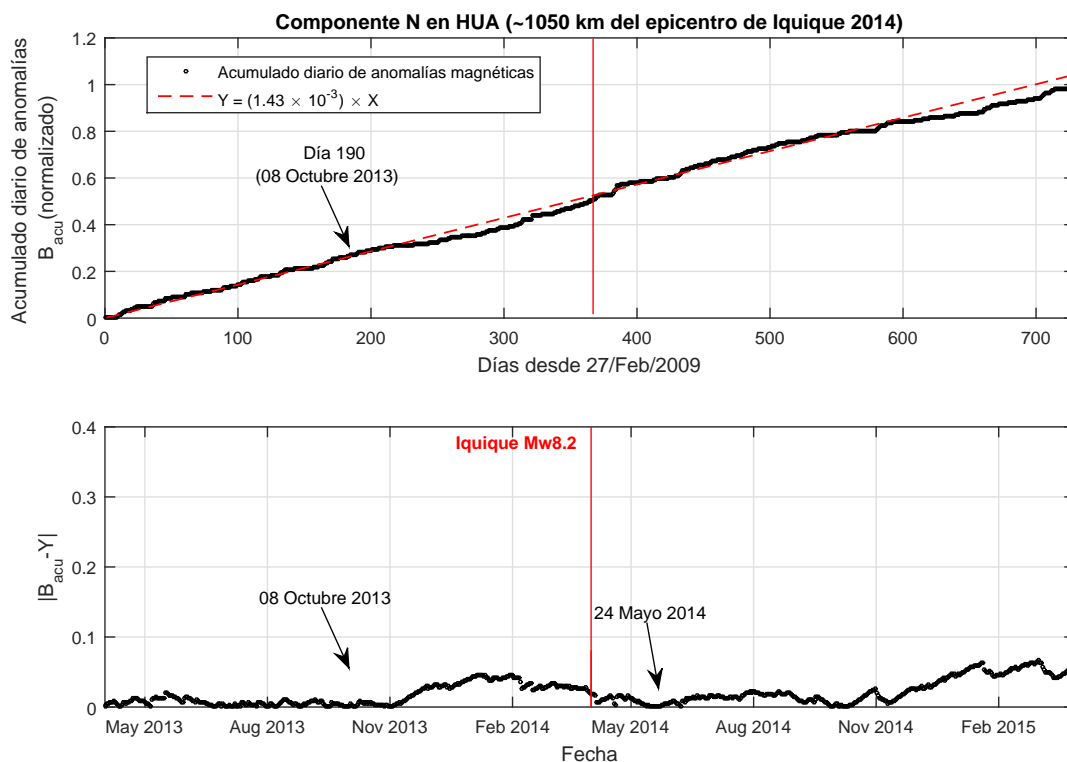


Figura 3.9: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente N en la estación de Huancayo. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 01/Abr/2013 y el 08/Oct/2013 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Iquique 2014.

que sigue esta componente para esa fecha. La componente N tiene un umbral  $0.27875 \text{ nT}$ ,  $\sigma = 0.11676 \text{ nT}$  ( $5\sigma = 0.58381 \text{ nT}$ ) y 5395 anomalías (ver Tabla 3.2). Esta componente se muestra en la Figura 3.12 y tiene un aumento de anomalías entre el 7 y 23 de Febrero 2014. Posteriormente tiene un aumento moderado entre 20 Marzo y 28 de Abril 2014. Luego tiene un período estable.

La razón umbral-desviación estándar es 4.48, 3.14 y 2.38 para las componentes Z, E y N. Por lo tanto el comportamiento de la ocurrencia de anomalías debiera ser más confiable para la componente Z, luego la componente E y finalmente N. A pesar de esto todas las componentes de la estación de PIL tienen un aumento en la cantidad de anomalías previo al terremoto de 1/Abr/2014, siendo la más significativa la componente Z el 8/Ene/2014, cerca de tres meses antes del terremoto de Iquique.

### 3.3. Caso de Illapel $Mw8.3$

Cerca de la ocurrencia del terremoto de Illapel existió una gran actividad del medio espacial. Sumado a un índice Dst menos preciso para el año 2015 fue necesario ser más exigente con el

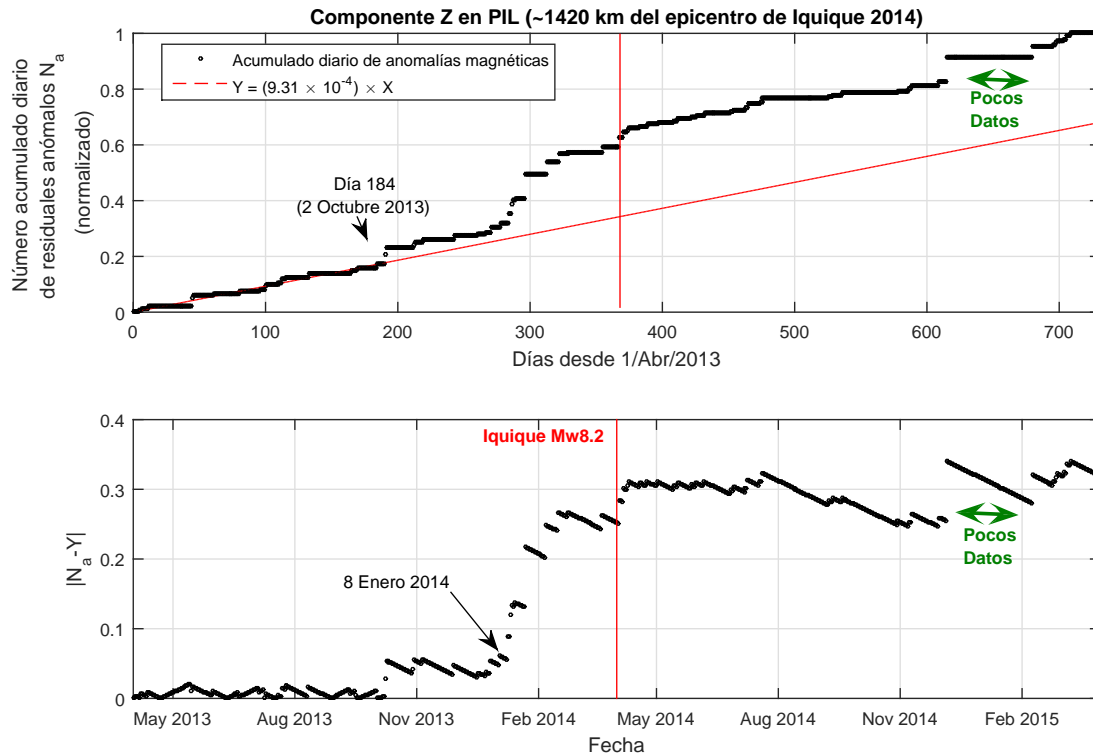


Figura 3.10: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente Z en la estación de Pilar. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 01/Abr/2013 y el 02/Oct/2013 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Iquique 2014.

filtro espacial. Es por esto que en vez de considerar períodos de tiempo con Dst menos o igual a  $|10|$  nT como fue realizado para los terremotos de Maule e Iquique, se utilizan un valor de Dst menor o igual a  $|5|$  nT. Además se tuvo que eliminar el exceso de anomalías para 5 días para PIL: (ver Figura 2.6), estos son 2/Abr/2015, 24/Sep/2015, 31/Ene/2016, 16/May/2016 y 27/Ago/2016 y 2 para HUA: 22/Nov/2015 y 19/Jul/2016. Para este evento también se utilizan las estaciones de PIL y HUA, sin embargo la estación de PIL ahora se encuentra más cerca del evento sísmico. La estación PIL se encuentra a  $\approx 745$  km del epicentro por lo que puede considerarse como una estación cercana. La estación de HUA en esta oportunidad se encuentra a  $\approx 2210$  km, siendo la distancia más lejana de todas a un evento en este estudio.

Para la componente Z de la estación de PIL tiene un umbral de  $0.23615$  nT,  $\sigma = 0.05360$  nT ( $5\sigma = 0.26803$  nT) y un total de 71 anomalías (ver Tabla 3.3). Se escoge una interpolación lineal para el período 16/Sep/2014 y el 03/May/2015 (línea roja segmentada en Figura 3.13). Al realizar la diferencia entre las anomalías y la interpolación se obtiene Figura 3.13 abajo. En esta figura aparece dos aumentos en la cantidad de anomalías previo al terremoto de Illapel, cerca del 28/Abr/2015 y a partir del 18 de Julio de 2015, siendo este último el aumento más significativo de los dos años de registros. Las componentes E y N tienen valores de umbral,  $\sigma$  y cantidad de anomalías similares como muestra la Tabla 3.3. Las Figuras 3.14 y 3.15 muestran que el comportamiento de las anomalías para las componentes E y N son

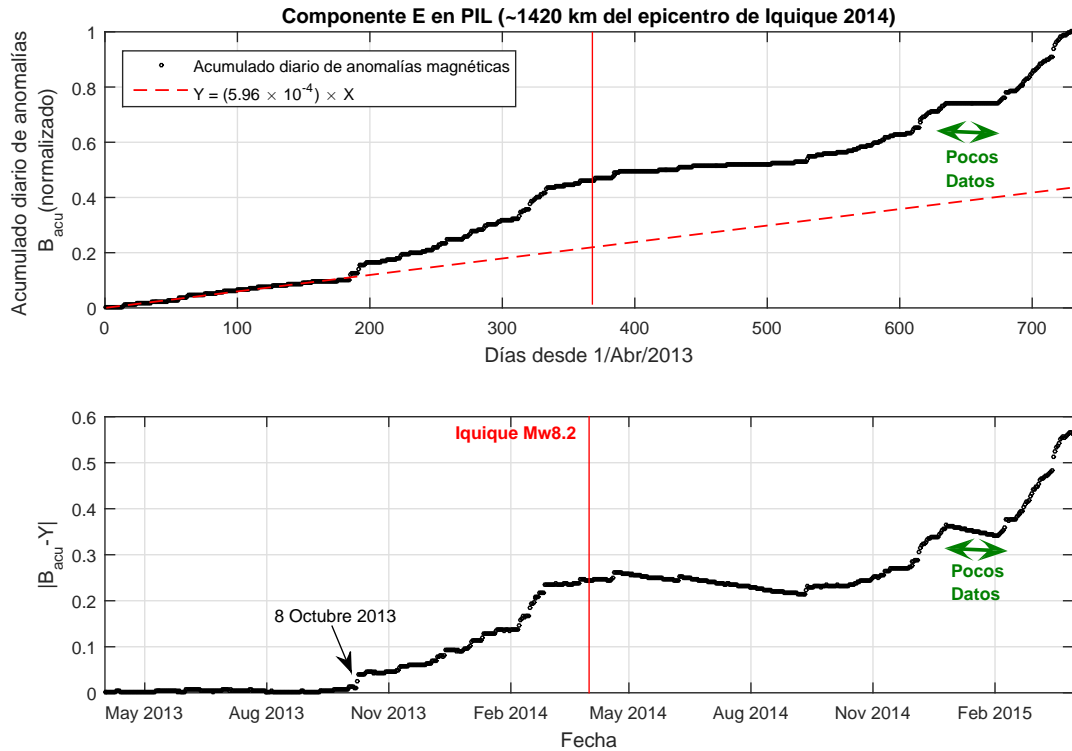


Figura 3.11: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente E en la estación de Pilar. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 01/Abr/2013 y el 02/Oct/2013 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Iquique 2014.

también son similares ( $5\sigma$  es  $0.57248 \text{ nT}$  y  $0.56518 \text{ nT}$  respectivamente). En las Figuras 3.14 y 3.15 se señala el día 18 de Julio de 2015. Este día corresponde al mayor aumento en la cantidad de anomalías registradas para la componente Z. Sin embargo en ninguna de las componentes horizontales (E y N) se muestra algún aumento repentino. La fecha 18/Jul/2015 puede considerarse como un punto de inflexión para el comportamiento de las anomalías de la componente E, mientras que para la componente N un punto de inflexión ocurre cerca de la fecha del terremoto.

La razón umbral-desviación estándar muestra que los valores para las componentes horizontales son mucho más bajos que la componente horizontal. Siendo 2.42 para la componente E, 2.44 para la componente N y 4.41 para la componente vertical (ver Tabla 3.3).

Para la estación de HUA se utilizan los mismos criterios utilizados para la estación de PIL, es decir con períodos de tiempo que tengan un Índice Dst menor o igual a  $|5| \text{ nT}$ , al igual que la eliminación del exceso de anomalías.

La componente Z de la estación de HUA tiene un umbral de  $0.22883 \text{ nT}$ ,  $\sigma = 0.04274$  ( $5\sigma = 0.21372 \text{ nT}$ ) y 28 anomalías en total (ver Tabla 3.3). El resultado de esta componente revela que la cantidad de anomalías presentes es mínima por lo que no se exhibe ningún patrón (ver figura 3.16). La componente E tiene una cantidad de anomalías mayor (110), pero su desviación estándar es mayor ( $\sigma = 0.12342 \text{ nT}$ ) al igual que su umbral ( $0.28325 \text{ nT}$ ).

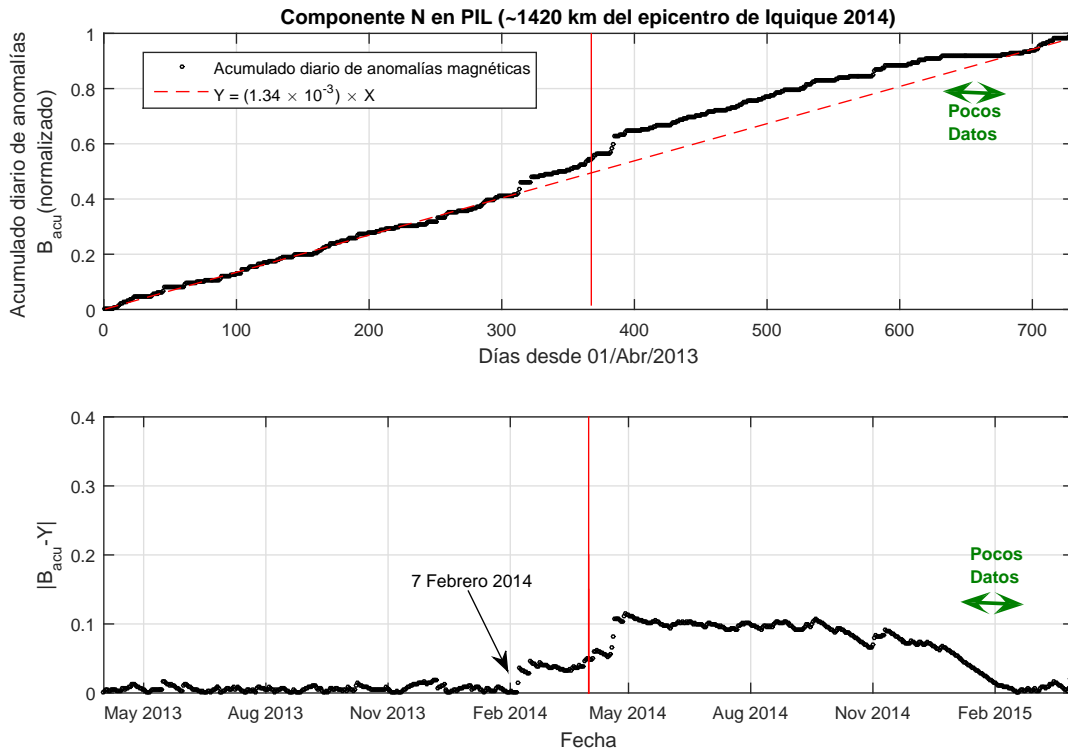


Figura 3.12: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente N en la estación de Pilar. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 01/Abr/2013 y el 02/Oct/2013 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Iquique 2014.

El comportamiento de esta componente se muestra en la Figura 3.17, donde se muestran varios saltos escalonados por lo que es difícil poder realizar análisis certeros. Sin embargo, es posible observar que entre el 1/Jun/2015 y la fecha del terremoto de Illapel (16/Sep/2015) existe un período en el que la cantidad de anomalías se aleja del valor esperado. Para la componente N existe una cantidad notoriamente mayor de anomalías (3272) para el período a pesar que el umbral ( $0.31533 \text{ nT}$ ) y la desviación estándar ( $\sigma = 0.17099 \text{ nT}$ ) también hayan aumentado de valor (Tabla 3.3). El aumento en la cantidad de anomalías implicó que las variaciones de las anomalías de la componente N ahora son mucho más suaves que las registradas para las componentes Z y E (Ver Figura 3.18, 3.16 y 3.17 respectivamente). La componente N no muestra mayores variaciones en la cantidad de anomalía durante la ocurrencia del terremoto de Illapel, sin embargo aparece un aumento considerable entre el 27/May/2016 y el 18/Jul/2016 (Ver Figura 3.18 abajo). Luego se vuelve a un período horizontal. En la Figura 3.18 arriba se observa un pequeño cambio de tendencia entre el 18/Mar/2016 y el 18/Jul aproximadamente.

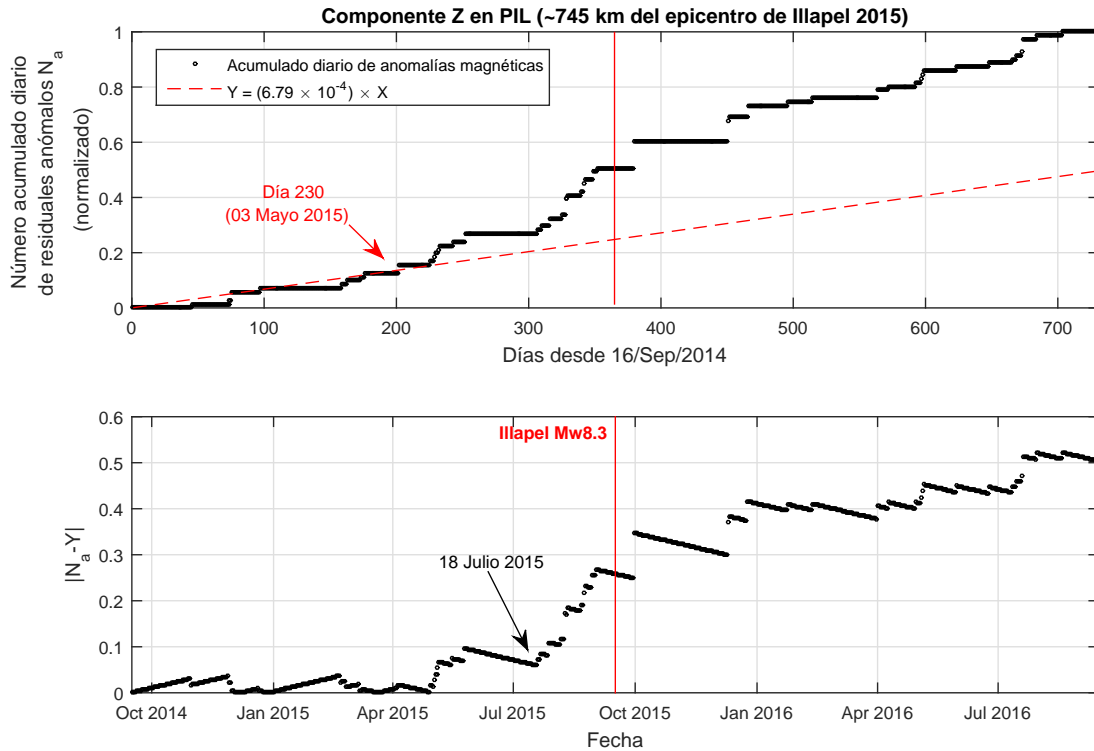


Figura 3.13: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente Z en la estación de Pilar. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 16/Sep/2014 y el 03/May/2015 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Illapel 2015.

### 3.3.1. Caso de Illapel $Mw8.3$ con $|dst| \leq 10$ nT.

Se había comentado sobre el uso de índices de perturbación más estrictos para periodos de tiempo donde los  $dst$  no fueran definitivos. En esta sub-sección se contrastarán los resultados considerando un  $|dst| \leq 10$  nT. En la Tabla 3.4 se pueden observar los valores de significación estadística de las componentes y estaciones para este filtro. En todos los casos se obtuvo que la mayor significación estadística se alcanza para la componente Z. Para las otras componentes se tienen valores menores a 3 por lo que no se puede decir nada acerca de esos resultados. Considerando lo anterior, podemos notar que las componentes verticales de PIL y HUA (Figuras 3.19 y 3.22 respectivamente), tienen un aumento en la cantidad de anomalías durante algunos períodos de tiempo antes del terremoto de Illapel. Sin embargo, estos aumentos son entorno al 10 %, lo cual es menor al caso de otros registros donde el aumento es al menos de 20 a 30 % (p. ej. Componente Z de OSO para Maule 2010 en Figura 3.1). Además, las curvas de estas Figuras no presentan demasiada continuidad ya que generan cambios o saltos abruptos. Esto es más claro si comparamos los mismos registros con los dos filtros  $dst$ . Por ejemplo, para el caso de la componente Z en PIL se tiene que la continuidad es mayor para un  $|dst| < 10$  nT (Figura 3.13), donde además también se aprecia un aumento mayor en la cantidad de anomalías a pesar de tener menos datos disponibles por un filtro de mayor exigencia ( $|dst| < 5$  nT). Dado que se mejoró la capacidad de observar cambios en la cantidad de anomalías



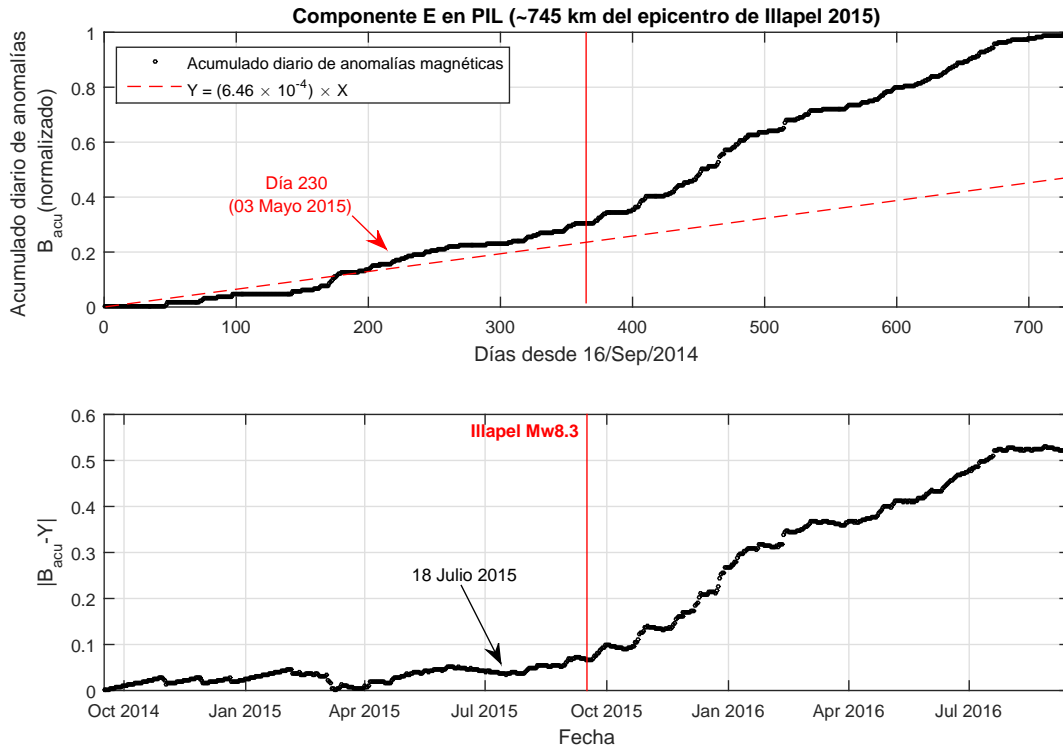


Figura 3.14: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente E en la estación de Pilar. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 16/Sep/2014 y el 03/May/2015 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Illapel 2015.

se puede decir que el utilizar un filtro  $dst$  más estricto fue una elección sensata. El resto de Figuras (3.20, 3.21, 3.23 y 3.24) presentan una significación estadística menor a 3 por lo que no necesariamente se muestran anomalías. Sin embargo, es destacable que exista un aumento aproximado del 30% en la cantidad de anomalías durante partiendo el mismo día del terremoto de Illapel para la componente E de PIL (Figura 3.20) y también posterior a dicho terremoto en la componente N de PIL (Figura 3.21). Este comportamiento es relativamente similar a lo visto para el caso de  $|dst| < 5$  nT (Figuras 3.14 y 3.14 respectivamente).

Para las componentes E (Figura 3.23) y N (Figura 3.24) de HUA se aprecia el mismo problema de discontinuidad, donde además, los aumentos de anomalías apenas superan el 10%.

### 3.4. Comportamientos anómalos similares

La sección anterior mostró el comportamiento de las anomalías a través del tiempo, donde todas las componentes mostraron mayores o menores variaciones a lo largo del período de estudio. El análisis de significación estadística dado por la razón  $umbral/\sigma$  mostró valores más

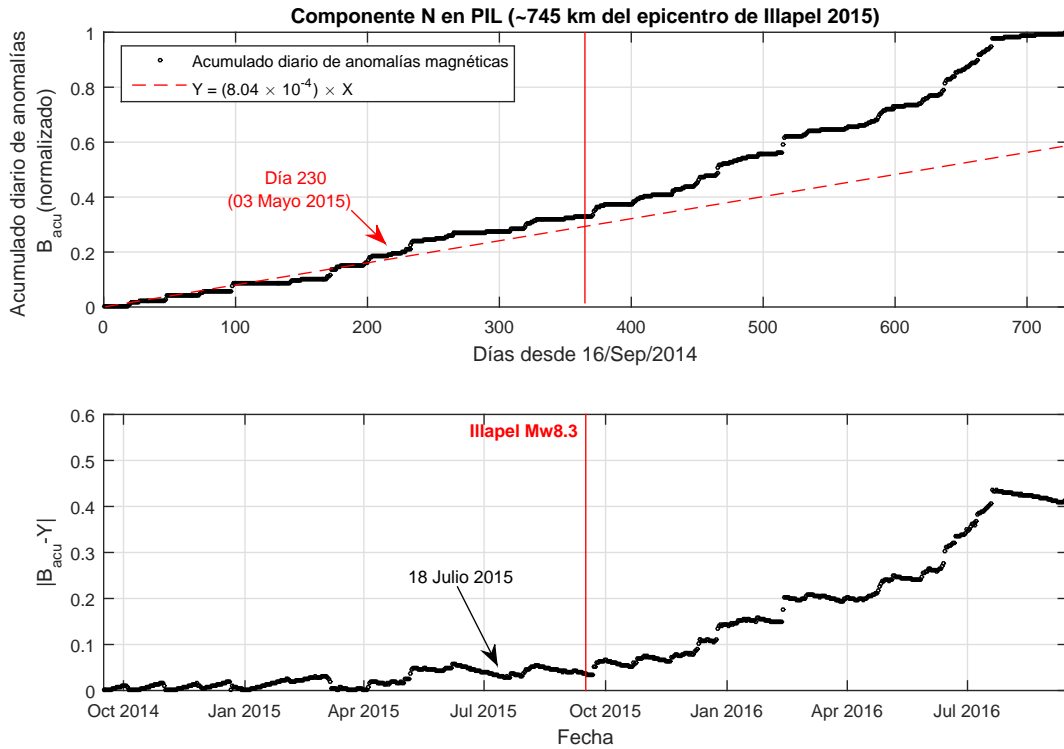


Figura 3.15: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente N en la estación de Pilar. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 16/Sep/2014 y el 03/May/2015 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Illapel 2015.

grandes para la componente vertical (ver Tabla 3.1, 3.2 y 3.3). Como se mostró en el capítulo anterior, valores grandes de significación estadística implica que el umbral definido permitió separar valores normales con aquellos anómalos. Mientras que el caso contrario aún existe una mezcla de datos por lo que no pueden ser utilizados. Un resumen con las componentes y estaciones con mayor significación estadística se encuentra en la Tabla 3.5. Esta tabla muestra que las componentes verticales son las que tienen mayor significación estadística, por lo que son las únicas que pueden ser utilizadas para realizar análisis posteriores. De la Tabla 3.5 podemos observar que para el caso de Illapel con un filtro  $dst$  menos estricto ( $<10$  nT) no existía una continuidad en el comportamiento de las anomalías, mientras que para HUA (Z) no se observó ningún patrón en las anomalías. Para el caso de OSO (componente Z), en Maule. HUA (Z, E) y PIL (Z) en Iquique, y PIL (Z) en Illapel se encontró que todas las tienen el mismo comportamiento: un periodo sin anomalías seguido de aumento en la cantidad de anomalías previo a sus terremotos para seguir con una cantidad constante de anomalías. Un caso especial corresponde a la componente vertical de HUA ya que el aumento en la cantidad de anomalías comienza notoriamente cuando ocurre el terremoto de Iquique.

Podemos analizar comparativamente las componentes con mucha significación estadística por terremoto, por ejemplo, la estación de OSO (Z) para el terremoto de Maule 2010 y en la estación de PIL para los terremotos de Iquique 2014 e Illapel 2015, ambas componentes Z. En la Figura 3.25 se muestran los tres comportamientos de la componente vertical en las esta-

<b>PIL: Datos entre 16:00 a 05:00 Hora Local. Índice Dst <math>\leq  10 </math> nT</b>				
Componente	Umbral [nT]	Desviación Estándar $\sigma$ [nT]	umbral/ $\sigma$	Total de anomalías
Z	0.23513	0.05208	4.51	102
E	0.27425	0.11008	2.49	4611
N	0.28551	0.12678	2.25	4199
<b>HUA: Datos entre 16:00 a 05:00 Hora Local. Índice Dst <math>\leq  10 </math> nT</b>				
Componente	Umbral [nT]	Desviación Estándar $\sigma$ [nT]	umbral/ $\sigma$	Total de anomalías
Z	0.22738	0.04059	5.60	42
E	0.26549	0.09710	2.73	257
N	0.30038	0.14883	2.01	6429

Tabla 3.4: Valores estadísticos encontrados para las estaciones PIL y HUA para el terremoto de Illapel 2015 considerando un filtro dst menos exigente.

<b>Maule 2010</b>			
Estación	Componente	SE	Comentario
OSO	Z	5.70	Figura 3.25
<b>Iquique 2014</b>			
Estación	Componente	SE	Comentario
HUA	Z	4.84	
	E	4.58	
PIL	Z	4.48	Figura 3.25
<b>Illapel 2015 ( dst  &lt; 5 nT)</b>			
Estación	Componente	SE	Comentario
PIL	Z	4.41	Figura 3.25
HUA	Z	5.35	Filtro muy estricto
<b>Illapel 2015 ( dst  &lt; 10 nT)</b>			
Estación	Componente	SE	Comentario
PIL	Z	4.51	Ruido
HUA	Z	5.60	Ruido

Tabla 3.5: Componentes con mayor significación estadística

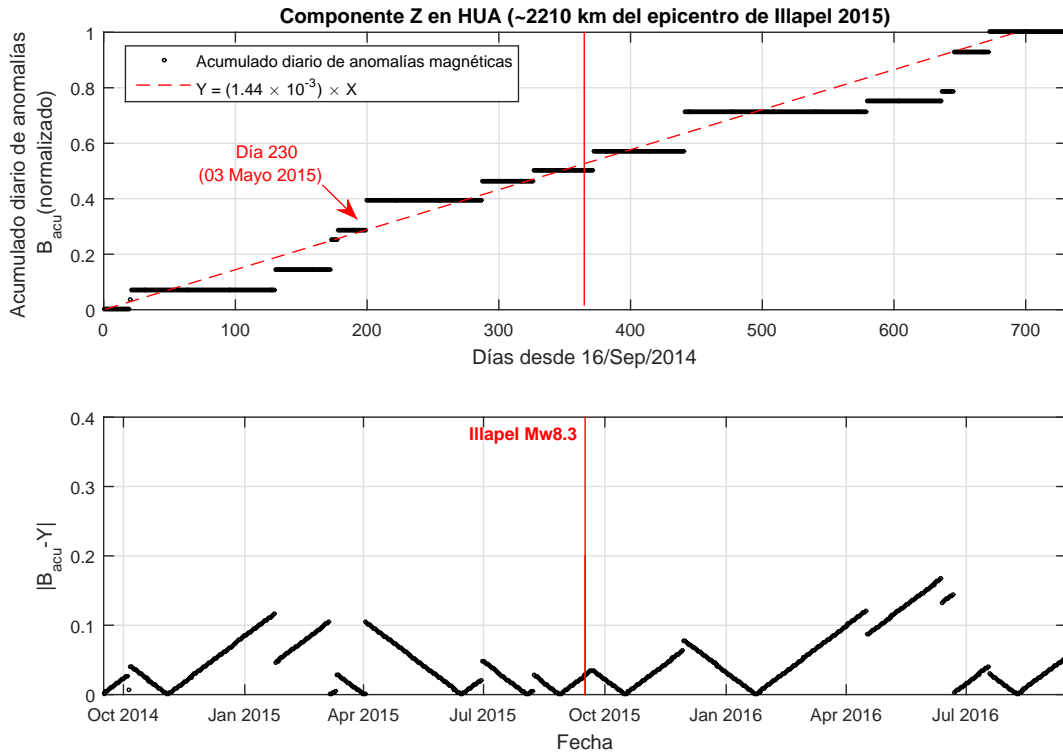


Figura 3.16: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente Z en la estación de Huanchayo. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 16/Sep/2014 y el 03/May/2015 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Illapel 2015.

ciones OSO y PIL. En cada uno de estos registros se puede identificar tres comportamientos diferentes en el siguiente orden:

- Período inicial casi sin variaciones significativas o estable (variaciones menores a 0.1).
- Período con un aumento en la cantidad de anomalías (variaciones entre 0.2 a 0.3).
- Otro período estable de varios meses de duración (variaciones menores a 0.1).

El período estable para la estación de OSO dura desde el inicio del registro (27/02/2009) hasta el 6 de Febrero de 2010, cerca de once meses (Figura 3.25 arriba). El registro estable en PIL (Iquique 2014) dura desde el inicio de los datos (01/04/2013) hasta el 8 de Enero de 2014, cerca de 9 meses (Figura 3.25 centro). Mientras que para PIL (Illapel 2015) se tiene un comportamiento relativamente estable entre 16/09/2014 hasta el día 18 de Julio de 2015, cerca de 10 meses (Figura 3.25 abajo). Cabe destacar que en los tres registros se tienen aumentos en la cantidad de anomalías que fueron menores o cercanos a 0.1 (indicados con flechas verde en la Figura 3.25).

El período de aumento en la cantidad de anomalías comienza el 06/Feb/2010 y termina el 05/Abr/2010 en la estación de OSO, cerca de dos meses (Figura 3.25 arriba). El inicio en la estación PIL (Iquique 2014) ocurre el 08/Ene/2014, sin embargo el final no es tan claro ya que podrían considerarse tanto el 16 de Febrero 2014 como el 11 de Abril 2014 (Figura 3.25

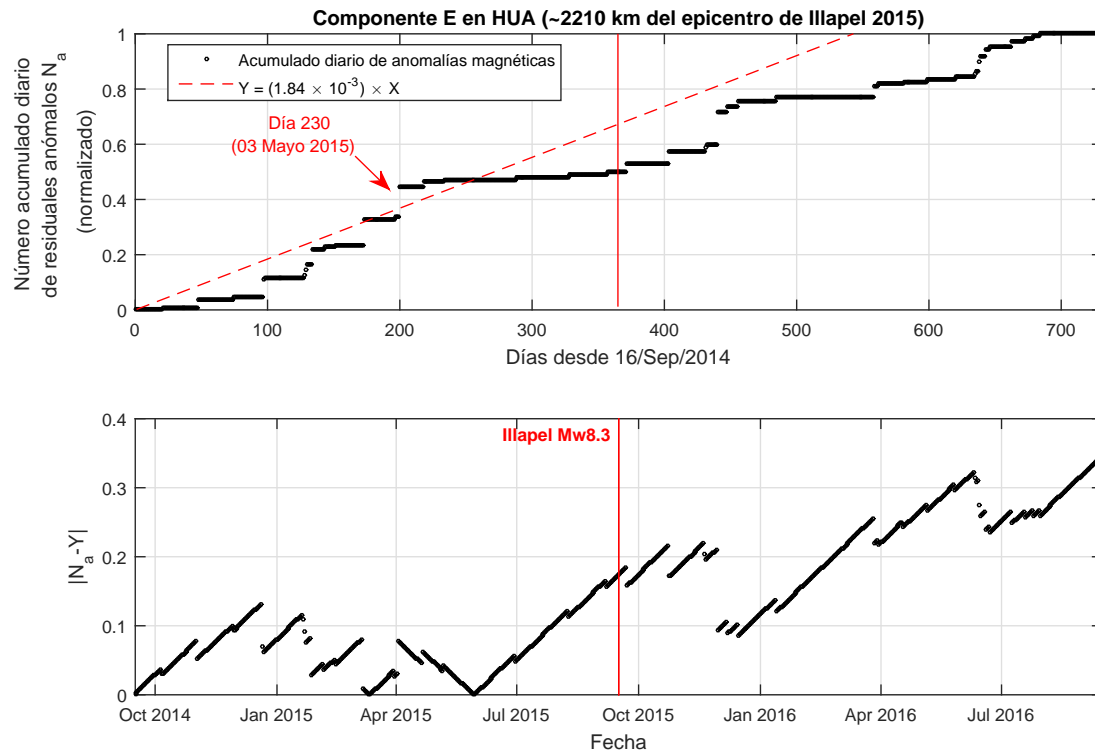


Figura 3.17: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente E en la estación de Huanchayo. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 16/Sep/2014 y el 03/May/2015 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Illapel 2015.

centro). Este período podría durar entre cerca de uno a tres meses. En la estación PIL (Illapel 2015) se tiene un inicio el 18/Jul/2015, aunque nuevamente el final del período es poco claro ya que podría considerarse el 4 de Septiembre 2015 como también el 10 de Diciembre 2015 (Figura 3.25 abajo). Este período podría ser entre un mes y medio a menos de 5 meses. Luego de cada una de estas fechas empiezan períodos con variaciones pequeñas o estables.

El registro de la estación OSO tiene una evolución temporal más suave que las otras dos registradas en PIL. Este registro también tiene el mejor valor de razón  $umbral/\sigma$  (ver Tabla 3.1). Por otro lado, el registro de PIL (Illapel 2015) es la menos suave lo cual podría ser causa del criterio más estricto en cuanto al índice Dst. Períodos con Dst menor o igual a  $|5| nT$  en contraste a los  $|10| nT$  de los otros registros.

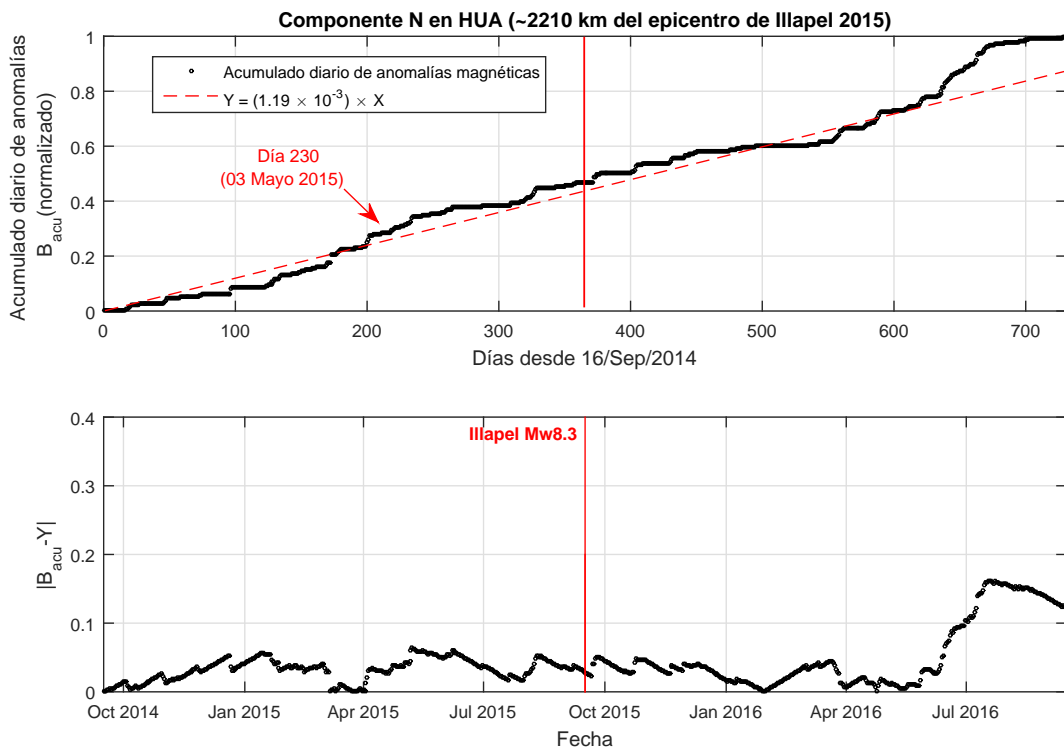


Figura 3.18: Arriba: Acumulado diario de anomalías magnéticas durante dos años en la componente N en la estación de Huanchayo. Abajo: Diferencia entre anomalías y la interpolación lineal del período 16/Sep/2014 y el 03/May/2015 (línea roja segmentada). La línea roja vertical de ambos gráficos muestra el día que ocurre el terremoto de Illapel 2015.

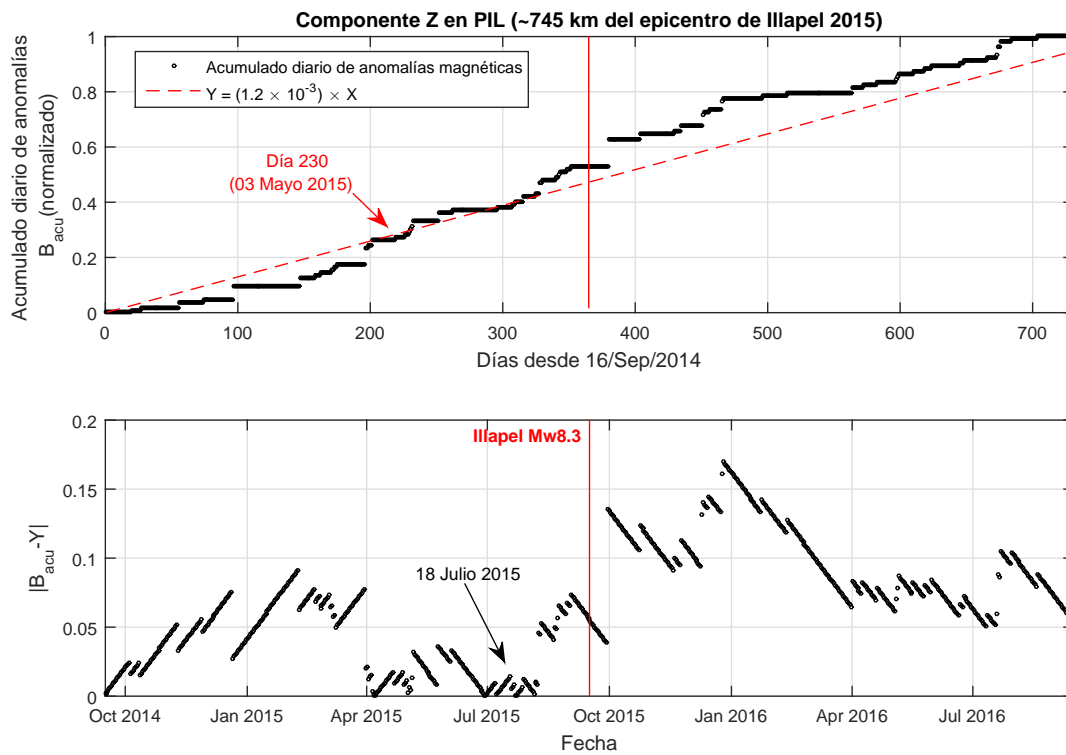


Figura 3.19: Acumulado diario de anomalías magnéticas para la componente Z en la estación de PIL usando  $|dst| < 10$  nT. Misma configuración similar para el caso de  $|dst| < 5$  nT.

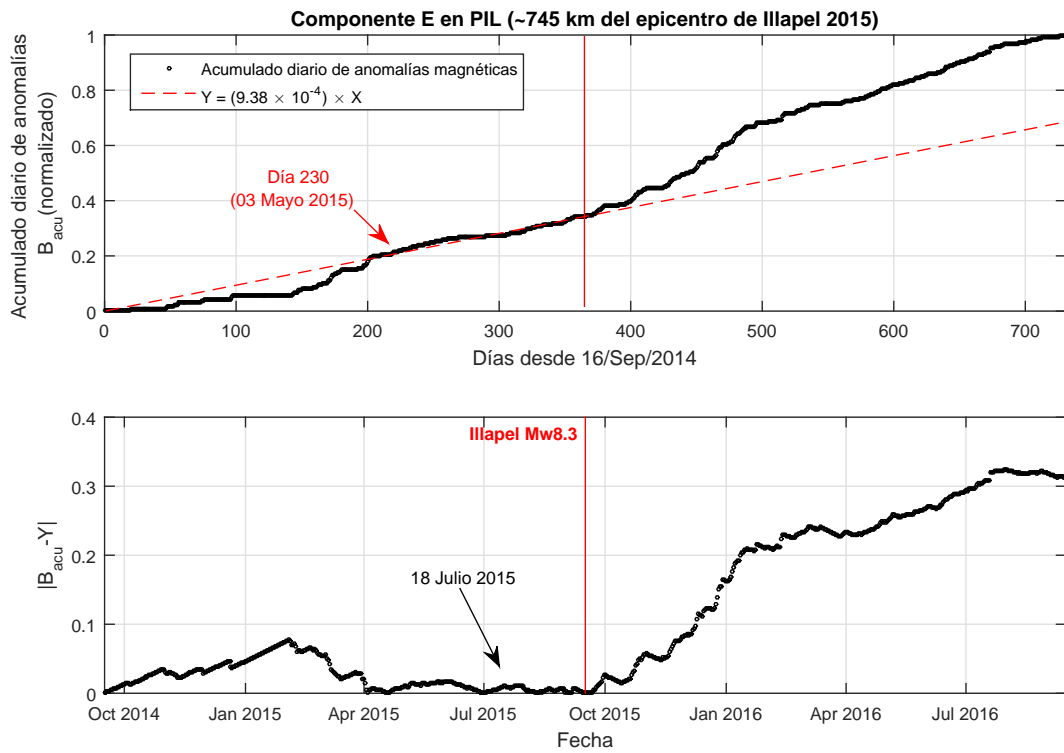


Figura 3.20: Acumulado diario de anomalías magnéticas para la componente E en la estación de PIL usando  $|dst| < 10$  nT. Misma configuración similar para el caso de  $|dst| < 5$  nT



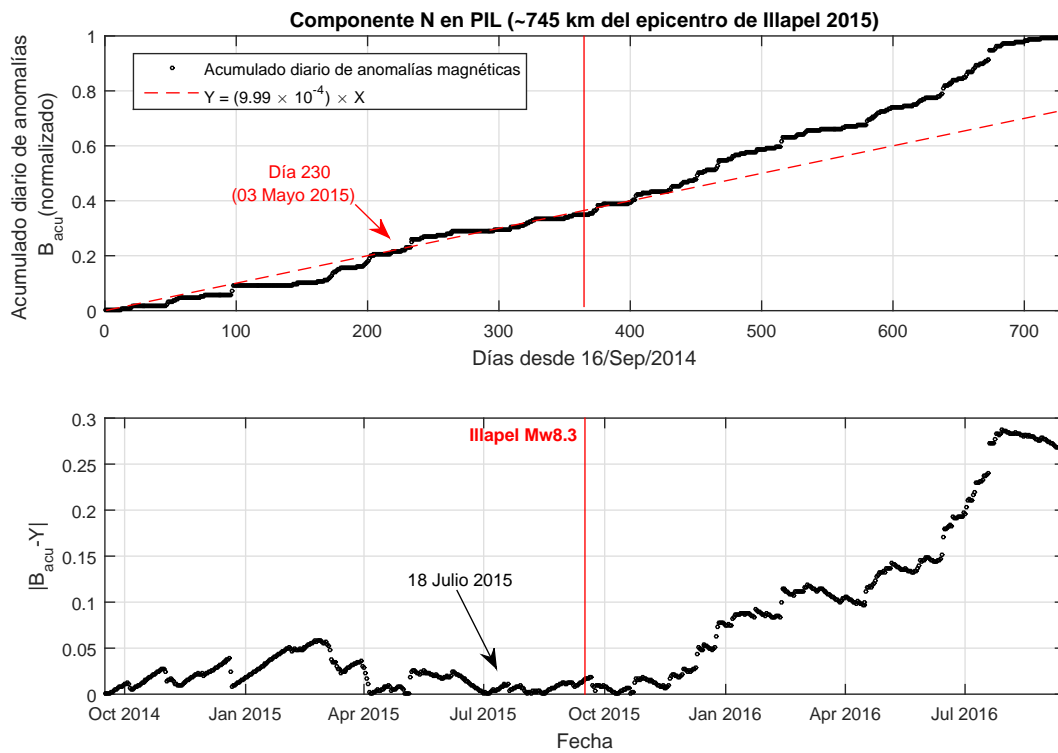


Figura 3.21: Acumulado diario de anomalías magnéticas para la componente N en la estación de PIL usando  $|dst| < 10$  nT. Misma configuración similar para el caso de  $|dst| < 5$  nT

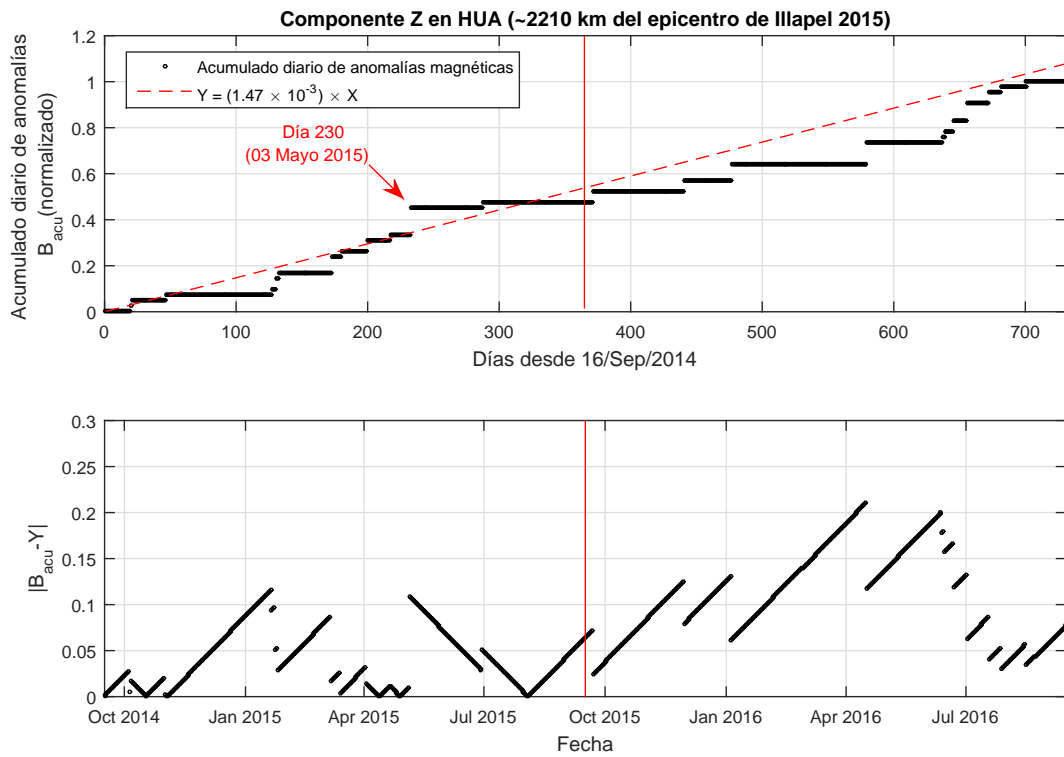


Figura 3.22: Acumulado diario de anomalías magnéticas para la componente Z en la estación de HUA usando  $|dst| < 10$  nT. Misma configuración similar para el caso de  $|dst| < 5$  nT

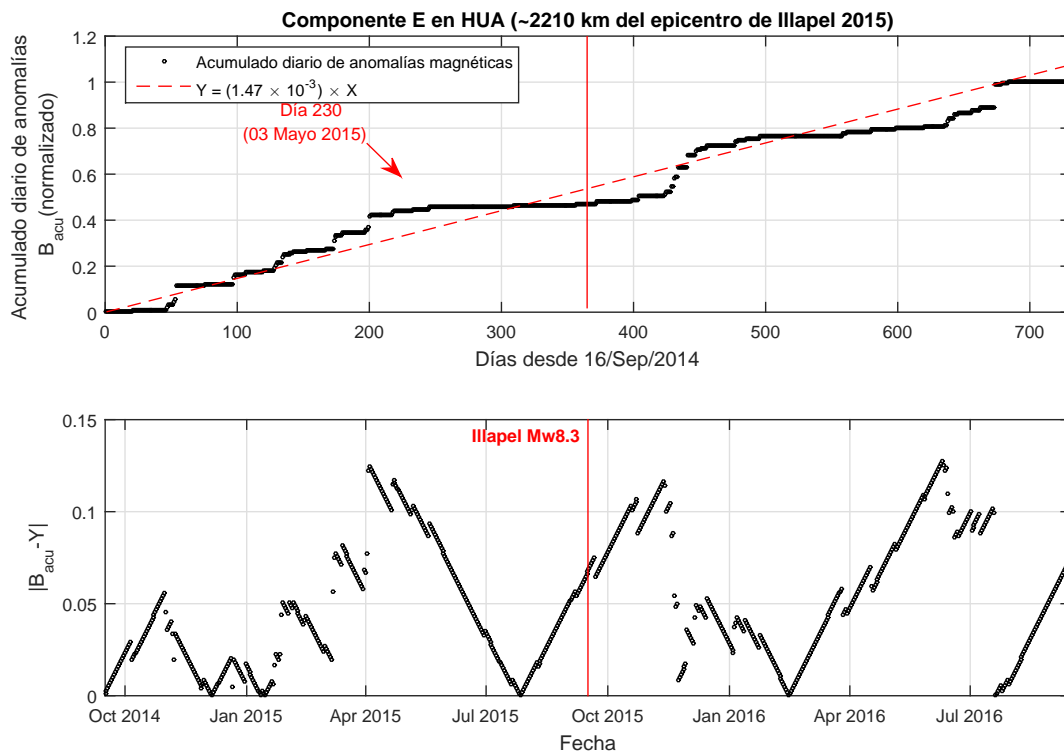


Figura 3.23: Acumulado diario de anomalías magnéticas para la componente E en la estación de HUA usando  $|dst| < 10$  nT. Misma configuración similar para el caso de  $|dst| < 5$  nT

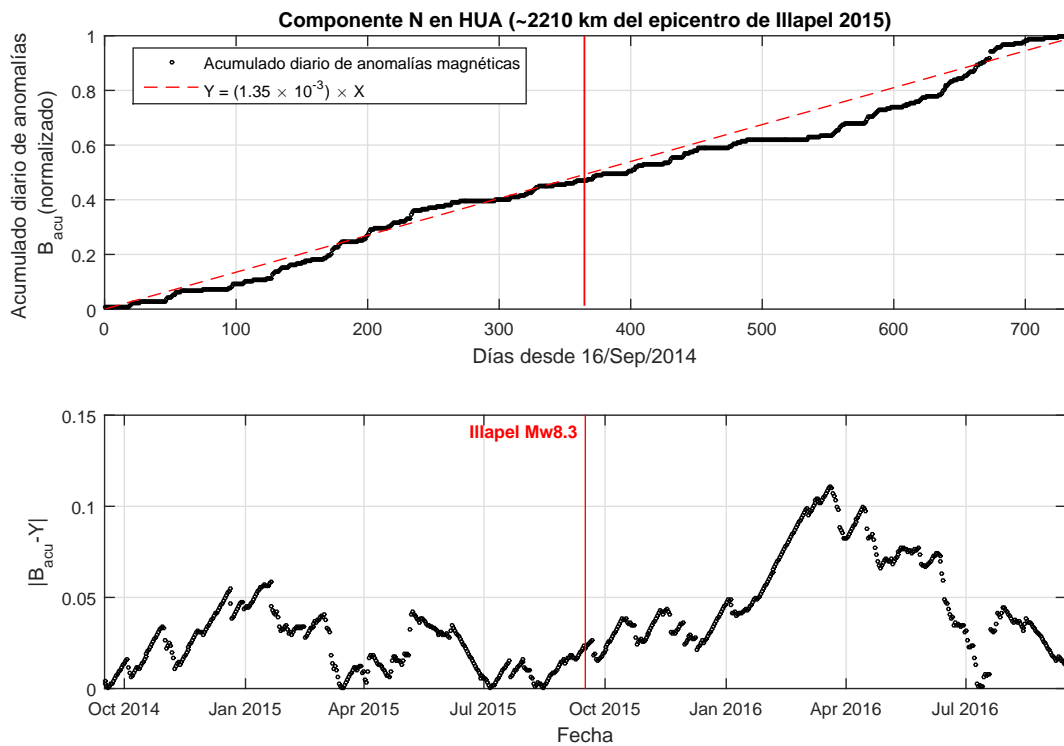


Figura 3.24: Acumulado diario de anomalías magnéticas para la componente N en la estación de HUA usando  $|dst| < 10$  nT. Misma configuración similar para el caso de  $|dst| < 5$  nT

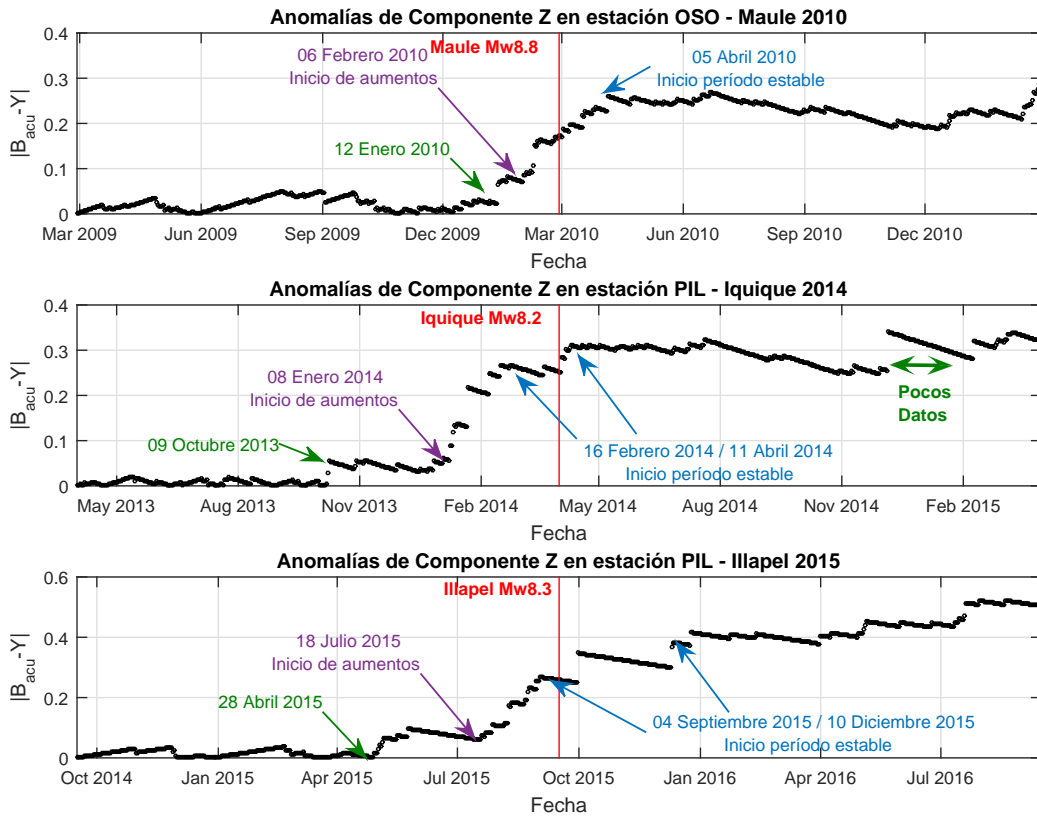


Figura 3.25: Comparación del comportamiento de anomalías previo y posterior a los terremotos de Maule 2010 (OSO), Iquique 2014 (PIL) e Illapel 2015 (PIL) en los registros con mayor significación estadística por terremoto. Estas son las componentes de OSO y PIL. La línea vertical roja indica la fecha de la ocurrencia de cada terremoto. En los tres registros aumenta la cantidad de anomalías (cambio de pendiente) previo y posterior a la ocurrencia de los tres terremotos. En el caso de los terremotos de Iquique e Illapel no se tiene certeza sobre el final del período de rápido aumento de  $N_a$ .

# Capítulo 4

## Interpretación y Discusión

En este capítulo se interpretarán los resultados obtenidos en el capítulo anterior. Para realizar esto, primero se compararán los comportamientos anómalos del campo magnético del capítulo anterior con los resultados obtenidos por otros autores en otros terremotos. Además se buscará y propondrán las posibles causas de los resultados encontrados mediante análisis cualitativos de fuentes magnéticas más probables.

En el capítulo anterior se aplicó un método para encontrar el comportamiento de variaciones magnéticas para un periodo de dos años. Donde se intentó eliminar la mayor cantidad posible de influencia magnética externa a la tierra (Dst index menor a  $5 \text{ nT}$  y  $10 \text{ nT}$ ). Este método puede interpretarse como una forma de estudiar variaciones seculares de corrientes creadas cerca de la superficie terrestre. Idealmente, estas corrientes serían creadas en la litosfera. Sin embargo no se puede descartar que puedan ser creadas en otro lugar fuera de la tierra.

### 4.1. Comparación entre métodos

El método identificó una menor cantidad de anomalías para la componente Z, del orden de 200 en los dos años. Mientras que en las otras componentes llegan a cerca de 1000 o incluso más. Las componentes E y N tiene un comportamiento más lineal o estable que la componente Z. Además se encontró que la componente E y N eran siempre menos confiable que la Z (razón *umbral*/ $\sigma$  menor que la encontrada para las componentes Z). Esto puede implicar que muchos de esos valores considerados anómalos en las componentes E y N en realidad solo era producto del error. Por lo tanto es probable que se requiera de un criterio más estricto para analizar las anomalías presentes en las componentes E y N. Por otro lado, la componente Z siempre resultó tener mejor grado de confianza por lo que es pertinente realizar análisis o discusiones solo en base a esta componente. En términos estadísticos la confianza implica una dispersión mayor de los datos, es decir, que es más usual encontrar anomalías en ellos. Vallianatos and Tzanis (2003) y Edwards and Nabighian (1991) intentaron dar una explicación física sobre esta diferencia entre las componentes. Ellos consideraron que para tener un campo magnético vertical (Z) dominante, las corrientes inducidas que se generarían en una interface deben ser horizontales y deben provenir de las leyes de Lenz y

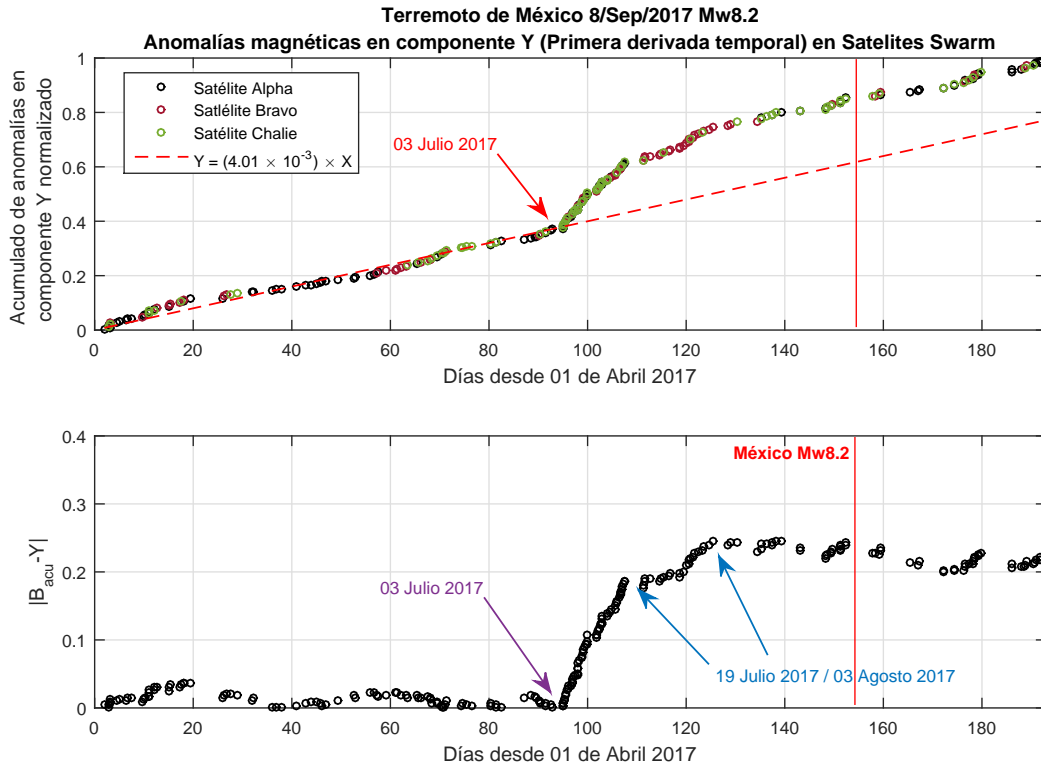


Figura 4.1: Acumulación diaria de residuales anómalos obtenidos por Marchetti and Akhoondzadeh 2018 para el terremoto de México Mw8.2 del 8/Sep/2010. La metodología utiliza splines cúbicos en vez de promedios móviles ponderados. Arriba: Anomalías normalizadas de la componente Y (primera derivada temporal) de los satélites Swarm *Alpha* (círculos negros), *Bravo* (círculos rojos) y *Charlie* (círculos verdes)). Se usaron períodos de tiempo con un índice Dst menor o igual a  $20 \text{ nT}$  con un umbral cercano a  $0.3 \text{ nT/s}$ . La línea roja segmentada identifica un período relativamente estable entre 01/Abr/2017 y 03/Jul/2017. Los datos se tomaron cuando la órbita de los satélites pasaba por sobre México (dentro de un radio de  $\sim 3360 \text{ km}$  del epicentro). Abajo: Diferencia entre anomalías normalizadas y período estable. La línea roja vertical indica la ocurrencia del terremoto de México Mw8.2.

Ampere.

Los terremotos ocurrieron en fechas diferentes dentro de cada año. Sin embargo, el resultado de las componentes verticales muestra que el aumento en la cantidad de anomalías también ocurre en épocas distintas del año. Por ejemplo, en la Figura 3.25 se puede ver que los aumentos parten en Febrero, Enero y Julio para los terremotos de Maule, Iquique e Illapel respectivamente. Esto revela que el aumento en la cantidad de anomalías no podrían considerarse como dependientes de variables estacionales.

Por otro lado, no existen muchos antecedentes o resultados de este método (o similares) para otros terremotos. Por lo tanto, para poder comparar los resultados de esta tesis, tomaremos como referencia trabajos desarrollados por De Santis et al. (2017) (Nepal 2015 Mw7.8) y posteriormente por Marchetti and Akhoondzadeh (2018) (México 2017 Mw8.2). Sin embargo ambos consideraron períodos de tiempo con mayor influencia del medio espacial ( $10 \text{ nT}$  y

20  $nT$  respectivamente). Donde ambos utilizaron datos de tres satélites (*Swarm Satellites*) que se encuentran a  $\sim 450$  km de altura (Satélites Alpha y Charlie) y a  $\sim 510$  km (Satélite Bravo).

La metodología que utilizaron De Santis et al. (2017) y Marchetti and Akhoondzadeh (2018) no es la misma a la que se utilizó en esta tesis. Ellos tomaron la primera derivada temporal para luego ajustar polinomios de grado tres (splines cúbicos). El residual lo obtuvieron de la diferencia entre el ajuste polinomial y los datos de primera derivada temporal. Donde fijaron un umbral cercano a  $0.3 /s$ . Finalmente encontraron que las anomalías de la componente E del campo magnético tenían variaciones mayores, por lo que el énfasis de sus análisis se basaron en esa componente. Por el contrario, en esta tesis no se realizan derivadas temporales. Se tomaron los promedios móviles ponderados en vez de ajustes polinomiales. El umbral no es impuesto si no que depende de la dispersión de los mismos datos. Además, esta tesis consideró más relevante los resultados de la componente Z debido a su significación estadística.

Una versión normalizada de la Figura 9 de Marchetti and Akhoondzadeh (2018) se muestra en Figura 4.1 arriba. Para poder contrastar estos resultados con los obtenidos en el capítulo anterior, no solo se normalizaron los valores de  $N_a$ , si no que también se ajustó una recta (entre 01/Abr/2017 y 03/Jul/2017) que podría interpretarse como el aumento normal de  $N_a$ . Esta recta se interpoló a lo largo del período (6.5 meses) (Línea roja segmentada en Figura 4.1 arriba). Finalmente se calculó la diferencia entre las anomalías encontradas por Marchetti and Akhoondzadeh (2018) y por esta interpolación. El resultado se muestra en la Figura 4.1 abajo.

La Figura 4.1 abajo muestra un aumento repentino en la cantidad de anomalías a partir del día 3 de Julio de 2017. Este aumento se detiene el 19 de Julio 2017 (o el 3 de Agosto 2017). Este comportamiento es similar al encontrado en esta tesis utilizando otro método para otra componente (Z), otros períodos de tiempo y lugares. Esto demuestra que los comportamientos anómalos del campo magnético pueden ocurrir en varias componentes y también en varias localidades. Además, hay que tener en cuenta que existe el mismo comportamiento de anomalías a pesar de utilizarse métodos diferentes y diferentes influencias del medio espacial. Esto puede indicar que la cantidad de residuales anómalos no depende del medio espacial ni del método. Por lo tanto, es probable que el comportamiento observado para los 4 terremotos sea de origen litosférico. Sin embargo, hay que ser cautelosos ya que los resultados mostrados en la Figura 3.25 y en Figura 4.1 abajo, aún pueden ser producto de otros fenómenos desconocidos o ajenos a la litósfera. Por lo que se requerirá de estudios futuros con series de tiempo más largos y otros terremotos.

El comportamiento de las anomalías estudiadas en esta sección tienen un cambio de pendiente similar entre ellas que ocurren antes de grandes terremotos. Sin embargo, esto no implica que tengan relación con la sismicidad de una zona. La falta de evidencia, incerteza en el origen de las anomalías, y sobre todo, la falta de un mecanismo litosférico que las genere, no permiten afirmar que exista una correlación causal entre las variaciones del campo magnético y la ocurrencia de grandes terremotos. Por lo tanto, es necesario testear este método a la mayor cantidad de terremotos posibles para dilucidar el rol (de existir) que podrían jugar estas anomalías en la generación de terremotos. En Figura 4.2 se muestra un esquema con las incertezas acerca de la verdadera naturaleza de las anomalías.



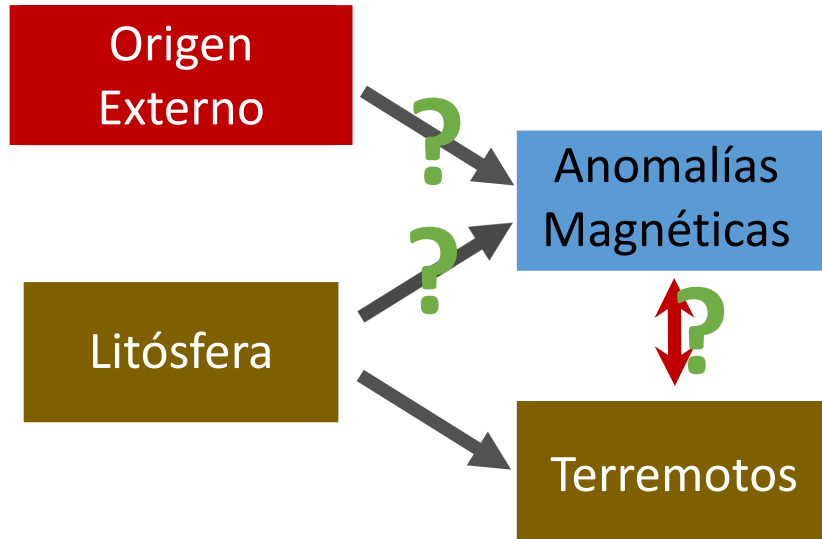


Figura 4.2: Diagrama: Incertidumbre sobre el origen y la relación de anomalías magnéticas.

Por otro lado, si se asume que la generación de residuales anómalos ocurre en la litósfera es necesario describir una posible fuente de estas anomalías. Esto implica que es necesario explorar antecedentes que muestren la generación de campo magnético en rocas.

## 4.2. Antecedentes de corrientes en rocas: Modelo MCD

Si consideramos que las anomalías registradas en las secciones anteriores tienen un origen litosférico, se deben explorar los antecedentes que muestren que es posible la electrificación de rocas. Afortunadamente, la generación de corrientes en rocas frágiles debido a cambios de esfuerzos ha sido ampliamente documentado durante las últimas décadas (Slifkin, 1993; Freund, 2002; Anastasiadis et al., 2004; Stavrakas et al., 2004; Vallianatos et al., 2004; Lavrov, 2005; Triantis et al., 2006, 2007, 2008, 2012; Frid et al., 2009; Bleier et al., 2010; Cartwright-Taylor et al., 2014; Saltas et al., 2018, entre otros). Estos autores llevaron a cabo experimentos sobre diferentes tipos de rocas como caliza, mármol, basalto, arenisca, granodiorita, magnesita policristalina, anfibolita, etc... además de utilizar diferentes condiciones de saturación de agua y salmuera. En todos los experimentos se reportó polarización y emisión de corrientes eléctricas dentro de las muestras cuando se aplicaba un cambio de esfuerzos del orden de  $\approx 3$  MPa/s a partir de los 60 MPa (cerca de un 75 % de falla), esto es previo a la ruptura macroscópica de las rocas (Saltas et al., 2018). El régimen frágil de las rocas se puede encontrar dentro de la litósfera en la llamada *Schizosphere* el cual se encuentra hasta una profundidad de  $\approx 19$  km (Scholz, 2001; Sun, 2011). Es por esta razón que la física detrás de la generación de estas corrientes podría ser similar a la que podría ocurrir dentro de la litósfera previo a la ocurrencia de terremotos. Sin embargo, actualmente no se ha podido establecer

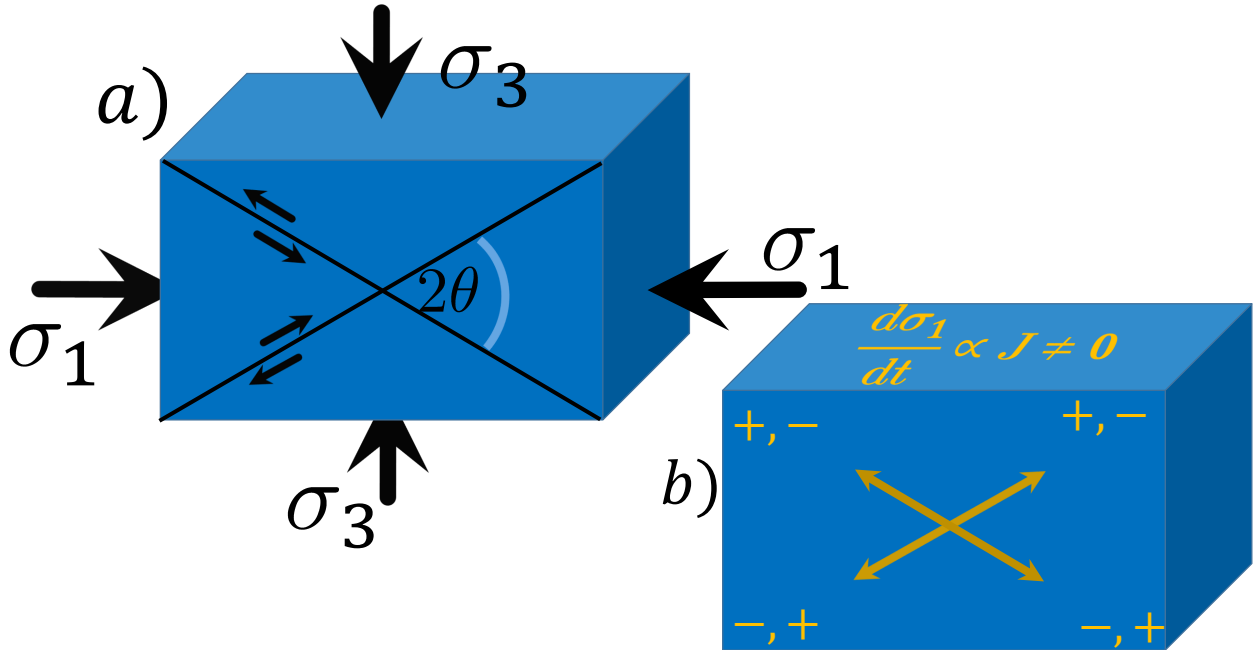


Figura 4.3: a) Desbalance entre los esfuerzos principales (modo compresivo) generan posibles planos de fallas dentro de las rocas con un ángulo  $2\theta$ . Las flechas negras indican el deslizamiento relativo dentro de la roca. b) Electrificación de la roca en zonas de micro fracturas cercanas a la falla. Las flechas amarillas indican las direcciones posibles de las corrientes generadas.

si la electrificación que ocurre en rocas de laboratorio también ocurre a escala geodinámica.

Al explorar la configuración experimental que utilizaron los autores del párrafo anterior, nos encontramos con un esquema similar al mostrado por la Figura 4.3 a). Las muestras de roca se sometieron a esfuerzos compresionales en sus ejes principales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  (sólo se muestran  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  en Figura 4.3). Uno de los esfuerzos principales ( $\sigma_1$  en este ejemplo) aumenta mientras el resto permanece sin alteraciones. Este aumento de  $\sigma_1$  en el tiempo se realizaba hasta que la roca colapsara (fractura macroscópica) a lo largo de uno de los dos ejes diagonales separados en un ángulo de  $2\theta$  (líneas diagonales rectas en Figura 4.3 a) ).  $\theta$  es el ángulo de cizalle y corresponde al ángulo donde ocurren los deslizamientos macroscópicos cuando la roca se fractura. Lo interesante de estos experimentos fue la existencia de polarización de las rocas cada vez que se aumentaba la cantidad de esfuerzo en el rango de deformación plástica, y antes de la fractura de las rocas, donde se reportó la emisión de corrientes ( $J = \dot{P}$ ) del orden de  $5 \times 10^{-6} \text{ A/m}^2$  (Tzanis and Vallianatos, 2002; Triantis et al., 2006; Pasiou and Triantis, 2017; Saltas et al., 2018). Además, la orientación preferente de estas corrientes es paralela a los planos de falla (ver Figura 4.3 b)), aunque pueden ocurrir en cualquier dirección en menor medida (Saltas et al., 2018). Esto es relevante ya que también permite la existencia de corrientes horizontales, como sugería Vallianatos and A. Tzanis (2003).

La física de la electrificación no se ha esclarecido completamente. Sin embargo se ha propuesto que los cambios de esfuerzos pueden crear micro fracturas del orden de los milímetros (Shah,

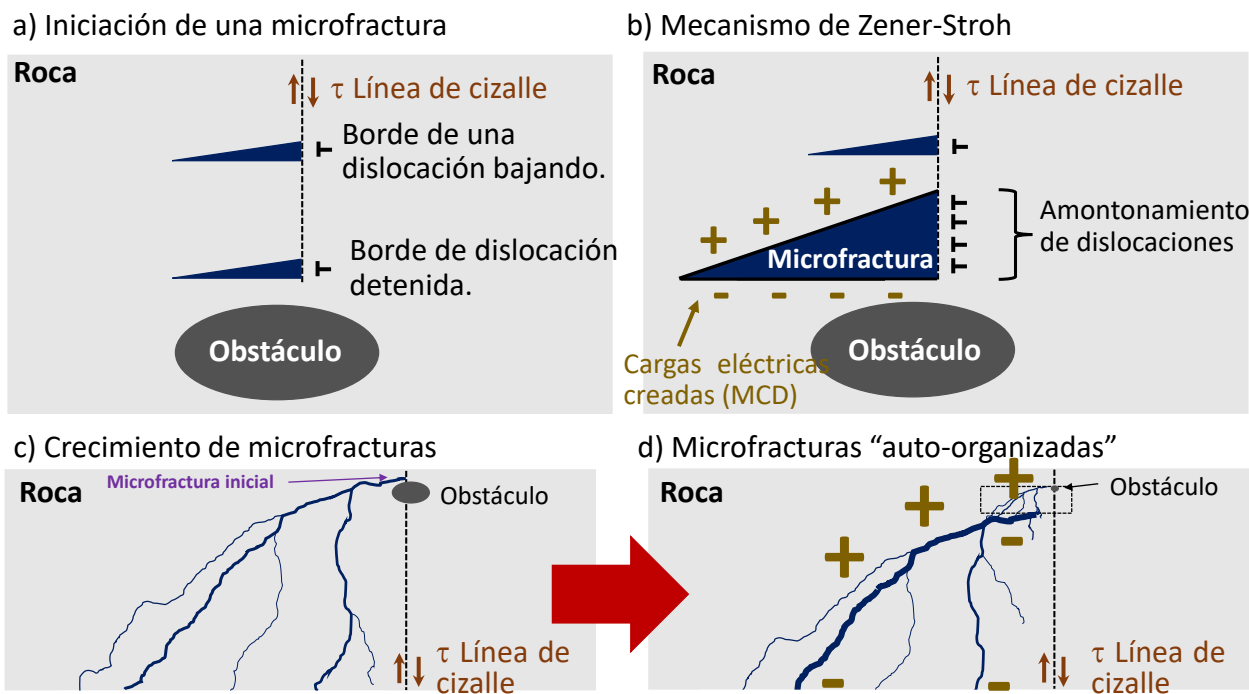


Figura 4.4: Descripción esquemática de la generación de micro fracturas y corrientes debido a cambios de esfuerzos al interior de rocas. a) Un borde de dislocación (imperfección marcada con un símbolo T girado) se mueve por una zona de cizalla (línea vertical segmentada) hasta encontrar un obstáculo representado por un área gris de forma elipsoidal. b) Mecanismo de Zener-Stroh: Un conjunto de bordes de dislocación tampoco podrían superar el obstáculo por lo que comienzan a amontonarse. Esto genera una micro fractura (área triangular azul). además de cargas por los bordes de esta micro fractura (Modelo de bordes de dislocaciones cargados en movimiento o MCD model en inglés). c) Una micro fractura puede propagarse por diferentes caminos (líneas azules) (imagen esquemática basada en los resultados experimentales sobre compresión de metales vítreos (Wang et al. (2015))). d) Una avalancha de micro fracturas puede generar grietas de mayores tamaños.

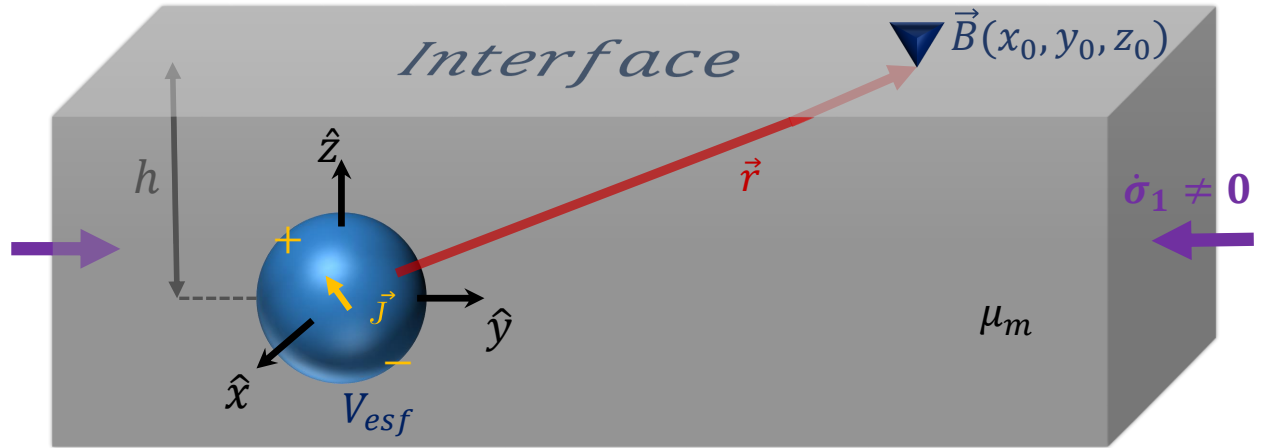


Figura 4.5: Esquema campo magnético medido en una interface producto de una esfera polarizada de volumen  $V$  incrustada en un medio con permeabilidad magnética  $\mu_m$ . El medio es teóricamente infinito en los ejes  $\hat{x}$ ,  $\hat{y}$  y en la dirección  $\hat{z}$  negativo a partir de una distancia  $h$ .

2011). Estas micro fracturas serían el resultado de la rotura de enlaces entre partículas, lo cuales generarían la polarización del material (Slifkin, 1993). Un mecanismo que genera micro fracturas es conocido como *mecanismo de Zener-Stroh*, el cual ocurre en materiales en la transición Frágil-dúctil (e. g. Stroh, 1955, Ma et al., 2011 y referencias allí dentro). Este mecanismo se basa en el desplazamiento a través de líneas de cizalles de pequeñas imperfecciones dentro de un material. Estas imperfecciones son conocidos como *bordes de dislocaciones* y se muestran como una letra T girada en Figura 4.4. Como las rocas son inhomogéneas, existen zonas que pueden ser más densas (área gris elíptica en Figura 4.4), por lo que el movimiento de bordes de dislocaciones podría detenerse (Figura 4.4a). Los bordes de dislocaciones comenzarán a amontonarse si no pueden sobrepasar este obstáculo (Figura 4.4b). Cuando se amontonen una cantidad crítica ( $\sim 100$  de acuerdo a Stroh, 1955), las dislocaciones ejercerán un cizalle  $\tau$  que terminará por abrir o agrietar la roca, lo cual será conocido como una micro fractura (área triangular azul en Figura 4.4b). La micro fractura podrá propagarse por diferentes caminos ( líneas azules en Figura 4.4c). Esto alterará las condiciones de esfuerzo de zonas vecinas, generando micro fracturas de mayor tamaño conocidas como *avalanchas* (e.g. Main et al., 1993) (Figura 4.4d). Estas avalanchas de micro fracturas siguen caminos o distribuciones similares a diferentes escalas de tamaño por lo que se denominan de naturaleza fractal (e.g. Uritsky et al., 2004; Wang et al., 2015).

Por otro lado, los bordes de dislocaciones son imperfecciones dentro de la red cristalina de los sólidos. Esto implica que tienen carga eléctrica distinta de cero. Sin embargo en equilibrio termodinámico son eléctricamente neutras ya que existirá una nube de iones de carga

opuesta que contrarrestan desbalances de carga en estas imperfecciones (Whitworth, 1975). En cambio, la generación de micro fracturas es un proceso dinámico que rompe los enlaces iónicos que mantienen unido al sólido, por lo cual las micro fracturas estarán acompañadas de polarización y densidad de corriente antes de volver a restablecerse la neutralidad de cargas (e.g. Vallianatos and Tzanis, 1999) (Figura 4.4b). Además, las corrientes también escalan con la fractura debido a la naturaleza fractal de las últimas, esto significa que habrán más cargas eléctricas cuando las micro fracturas sean de mayor tamaño (Figura 4.4d)(e.g. Vallianatos and Triantis, 2008).

El proceso de generación de micro fracturas acompañada de cargas eléctricas se conoce como Modelo de bordes de dislocaciones cargados en movimiento (MCD). Este modelo MCD se utiliza para explicar experimentos de laboratorios que relacionan el cambio de esfuerzo con la corriente eléctrica generada (p.ej. Saltas et al., 2018) y se describe por:

$$J \propto \frac{1}{Y} \frac{\partial \sigma}{\partial t} \quad (4.1)$$

Donde  $J$  es la densidad de corriente,  $Y$  el módulo de Young (efectivo) en el régimen no-plástico (plástico) y  $\sigma$  el esfuerzo uniaxial en las rocas. La Ecuacion 4.1 establece que una muestra de roca sometida a un cambio de esfuerzo constante no generará ninguna corriente apreciable. Sin embargo, cuando la roca entre al régimen plástico, el modulo de Young cambiará al módulo de Young efectivo  $Y_{eff}$  el cual no es constante ( $\sigma = Y_{eff}\varepsilon$ , siendo  $\varepsilon$  la deformación plástica). En este régimen se permite la generación y propagación de micro fracturas dentro de las rocas. Específicamente, se espera que un cambio del orden de  $\approx 3$  MPa/s sea necesario para generar estas corrientes.

Considerando lo anterior, este mecanismo de electrificación es un candidato para crear señales magnéticas en escala geodinámica debido a la naturaleza fractal de las mismas. Por lo que podría ser el origen de las anomalías magnéticas registradas en el caso que sean de origen litosférico.

### 4.3. Campo magnético y localización de anomalías

Hasta la sección anterior solo se ha comentado acerca de la generación de corrientes en rocas. Sin embargo, los datos utilizados en esta tesis corresponden a campo magnético. Por lo tanto, es necesario conectar las mediciones magnéticas con el modelo MCD. Por ejemplo, la amplitud de los residuales anómalos son del orden de unas décimas de  $nT$  ( $\sim 0.25$   $nT$ ). Este valor permite constreñir el orden de magnitud de algunas variables del modelo MCD. Estas variables son las dimensiones de las micro fracturas  $l_{max}$ , la profundidad  $h$  a la cual puedan ocurrir las micro fracturas y la distancia de la fuente. El análisis entre la amplitud de los residuales anómalos y la distancia será clave para esclarecer si las anomalías son generadas en rocas cercanas o lejanas de la zona de nucleación de terremotos. Por lo tanto, será necesaria una descripción matemática entre el modelo MCD y magnetismo para poder realizar análisis entre las variables.

### 4.3.1. Modelo magnético

De acuerdo a Vallianatos and Tzanis (2003), las micro fracturas en un medio como la litósfera pueden ser aproximadas como esferas polarizadas incrustadas en un medio semiconductor. Si consideramos que no existen corrientes fuera de estas esferas y la permeabilidad magnética de ambos materiales es similar, es posible calcular el campo magnético en una interface mediante la ecuación (Griffiths, 1996; Vallianatos and Tzanis, 2003):

$$\vec{B}(x_0, y_0, h) = \frac{3\mu_m V \vec{J} \times \vec{r}}{8\pi r^3} \quad (4.2)$$

Donde  $\mu_m$  es la permeabilidad magnética del medio (en este caso la litósfera),  $V$  el volumen de la esfera polarizada ( $J = dP/dt$ ),  $\vec{J}$  el vector densidad de corriente dentro de la esfera y  $r$  es la posición donde se realiza la medida de campo magnético (ver Figura 4.5). El detalle para obtener 4.2 se encuentra en Apéndice A. Por otro lado, el volumen presente en la ecuación 4.2 encierra zonas donde podrían no existir micro fracturas. Esto se puede observar en el esquema de la Figura 4.6 donde las líneas azules están basadas en micro fracturas reales (Wang et al., 2015). El volumen  $V$  (esfera gris), contiene zonas donde hay y no hay micro fracturas. Este problema se debe a la naturaleza fractal descrita en la sección anterior. La Figura 4.6 muestra dos zonas de micro fracturas, cada una es encerrada por un volumen esférico de radio  $l_{min}$  y  $l_{max}$ . Donde  $l_{min}$  es el radio de la esfera más pequeña (esfera azul de la derecha en Figura 4.6), mientras que  $l_{max}$  corresponde al radio de la esfera más grande. Por lo tanto, se necesita una aproximación más realista sobre el volumen de micro fracturas. De acuerdo a Turcotte (1997), el volumen que cumple con una naturaleza fractal similar a las micro fracturas puede escribirse como:

$$V \approx \frac{4\pi}{3} \frac{AD}{3-D} (l_{max})^{3-D} S_R \quad (4.3)$$

Donde  $l_{max}$  es el radio de la micro fractura más grande,  $D$  la dimensión fractal de la roca,  $S_R = (1 - ((l_{min}/l_{max})^{3-D}))$  y  $A \approx (D - 2)(l_{min})^{D-2} S_{max}$ , donde  $l_{min}$  es el radio de la micro fractura media y  $S_{max} = \pi(l_{max})^2$ . El detalle sobre el calculo de este volumen se encuentra en el Apéndice B.

Con las ecuaciones 4.2 y 4.3 es posible calcular el campo magnético en una interface dada ciertas propiedades de las rocas de la litósfera tales como su dimensión fractal, densidad de corriente, permeabilidad magnética, ángulo de falla, además de las dimensiones de las micro fracturas. Algunos de estos valores ya han sido obtenidos experimentalmente como por ejemplo el caso del granito cuyos valores se encuentra en la Tabla 4.1. A pesar de esto, aún hay valores que no se han estudiado ampliamente, como por ejemplo las dimensiones de zonas polarizadas en la litósfera como  $l_{max}$ . Por lo tanto se deberá implementar diferentes valores de  $l_{max}$  para obtener los ordenes de magnitud de los residuales anómalos a diferentes distancias de las micro fracturas.

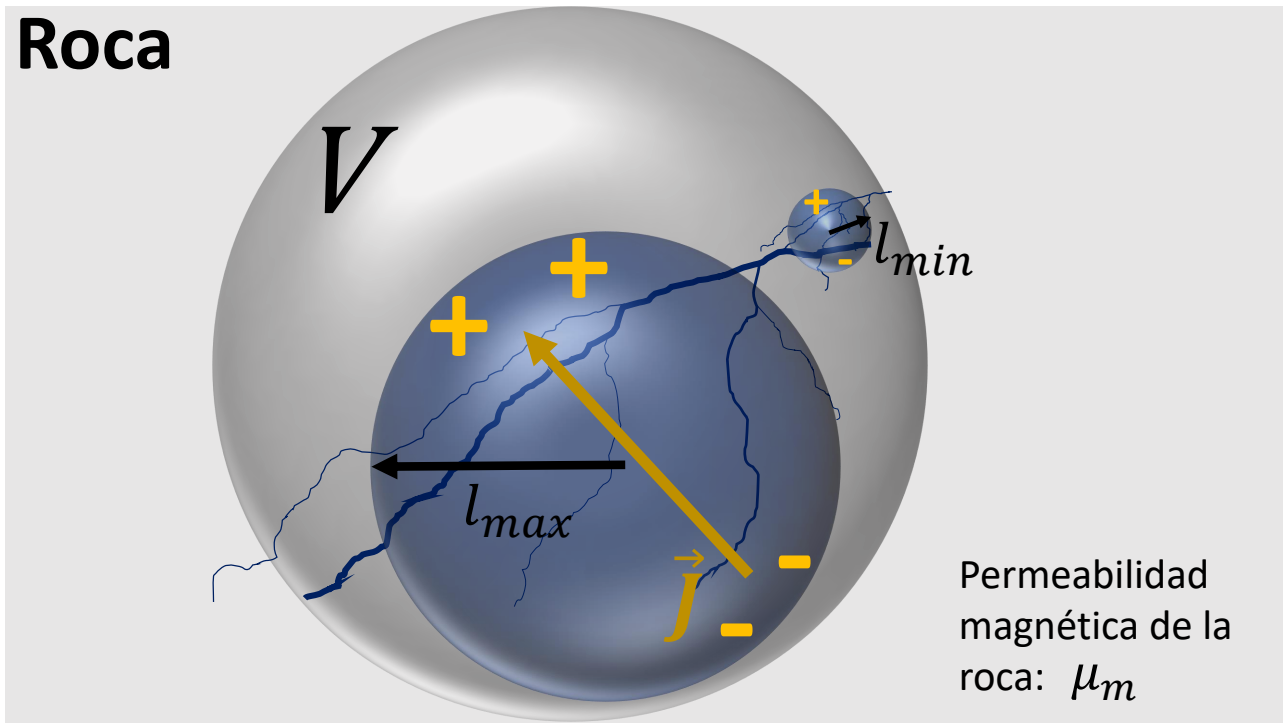


Figura 4.6: Este esquema muestra una distribución de microfracturas dentro de una roca (líneas azules). Se observa que el volumen  $V$  (esfera gris) encierra todo el sistema de fracturas corresponde al volumen que aparece en la ecuación 4.2. Sin embargo, el volumen encierra zonas de rocas que no generan corrientes. Dada la naturaleza fractal de las microfracturas, la mayor contribución de densidad corriente eléctrica  $\vec{J}$  estará gobernada por las dimensiones del sistema de microfracturas de mayor tamaño (esfera azul de radio  $l_{max}$ ).

Parámetro	Valor	Fuente
$\mu_m$ (Granito)	$13.5 \times 10^{-7} \text{ N/A}^2$	Scott, 1983
$J$	$5 \times 10^{-6} \text{ A/m}^2$	Tzanis and Vallianatos, 2002
$D$ (Granito)	2.6	Turcotte, 1997
$\theta$ (Granito)	$69.93^\circ$	Yin et al., 2018
$l_{min}$	$10^{-3} \text{ m}$	Shah, 2011
$l_{max1}$	300 $\text{ m}$	Input
$l_{max2}$	30 $\text{ m}$	Input
$h$	15 $\text{ km}$	Input

Tabla 4.1: Valores obtenidos por algunos investigadores y los input de las ecuaciones 4.2 y 4.3.

### 4.3.2. Análisis de modelo magnético

Para poder realizar análisis, se deben elegir alguno parámetros de entrada como por ejemplo la profundidad a la cual podrían ocurrir avalanchas de micro fracturas. En esta tesis elegiremos una profundidad de  $\sim 15 \text{ km}$ , ya que en el margen chileno se puede considerar como una zona sismogénica profundidades del orden de 10-20 km. Además, la litósfera se encontrará en un régimen frágil o semi-frágil. Como se ha visto en secciones anteriores, es una condición necesaria para la generación de micro fracturas donde las ecuaciones 4.2 y 4.3 podrían ser válidas. Con esto podemos tener algunos casos para analizar.

#### Caso 1: micro fracturas en zonas de nucleación de terremotos

El primer caso será cuando las micro fracturas estén lejos de las estaciones magnéticas que registran los residuales anómalos. Esto permitirá emular las diferentes amplitudes de residuales en función de la distancia cuando las micro fracturas son creadas cerca de zonas de nucleación de terremotos. En el caso del terremoto del Maule 2010, la estación de OSO registró residuales anómalos del orden de del orden de  $\sim 0.25 \text{ nT}$  a una distancia de una distancia de  $\sim 450 \text{ km}$  del epicentro del terremoto.

El resultado de utilizar los datos de la Tabla 4.1 a las ecuaciones 4.2 y 4.3, muestra que un volumen de micro fracturas máximo con radio del orden de 300 metros ( $l_{max} = 300 \text{ m}$ ) es necesario para obtener una amplitud de  $\sim 0.25 \text{ nT}$  a  $\sim 450 \text{ km}$ .

En Figura 4.7 se muestra una superficie de  $2000 \text{ km}$  que simula una interface en la litósfera con los datos del párrafo anterior. En las coordenadas  $(0, 0, -15) \text{ km}$  se encuentra el volumen (de radio  $l_{max}$ ). Las corrientes  $\vec{J}$  se propagarán en un ángulo  $\sim 70^\circ$  ya que es el posible futuro plano de falla del granito (Yin et al., 2018), sin embargo, Vallianatos and Tzanis (2003) y Edwards and Nabighian (1991) sugieren que es necesario tener corrientes circulares horizontales en la litósfera para tener variaciones magnéticas mayores en la componente Z. Esto implica que en la realidad deben estar coexistiendo corrientes horizontales en la interface con corrientes en direcciones cercanas al futuro y posible plano de falla. Para ahorrarnos esta complejidad, sólo consideraremos el segundo caso, mientras que las corrientes en la interface se abordará en la siguiente subsección.

La superficie de colores en Figura 4.7 representa las diferentes magnitudes magnéticas producidas en una interface para el campo total. Cabe destacar que en este modelo todas las componentes tienen el mismo orden de magnitud de la componente total. Dado los datos de la Tabla 4.1, esta superficie podría representar la superficie de la litósfera. Los colores rojos oscuros muestran las zonas donde se esperarían residuales anómalos con amplitud mayor a  $0.25 \text{ nT}$ . Dependiendo del ángulo en el que se propaguen las corrientes  $\vec{J}$ , los  $0.25 \text{ nT}$  podrán alcanzarse a distancias incluso cercanas a  $800 \text{ km}$  de las corrientes.

Sin embargo de acuerdo a la ecuación 4.2, el campo magnético decrece con el cubo de la distancia. Esto significa que en zonas cercanas al epicentro deben existir intensidades de campo magnético particularmente altas. Por ejemplo, en Figura 4.8 se muestra la misma configuración anterior. Se muestra que dentro de un radio de  $100 \text{ km}$  (circulo blanco) sería



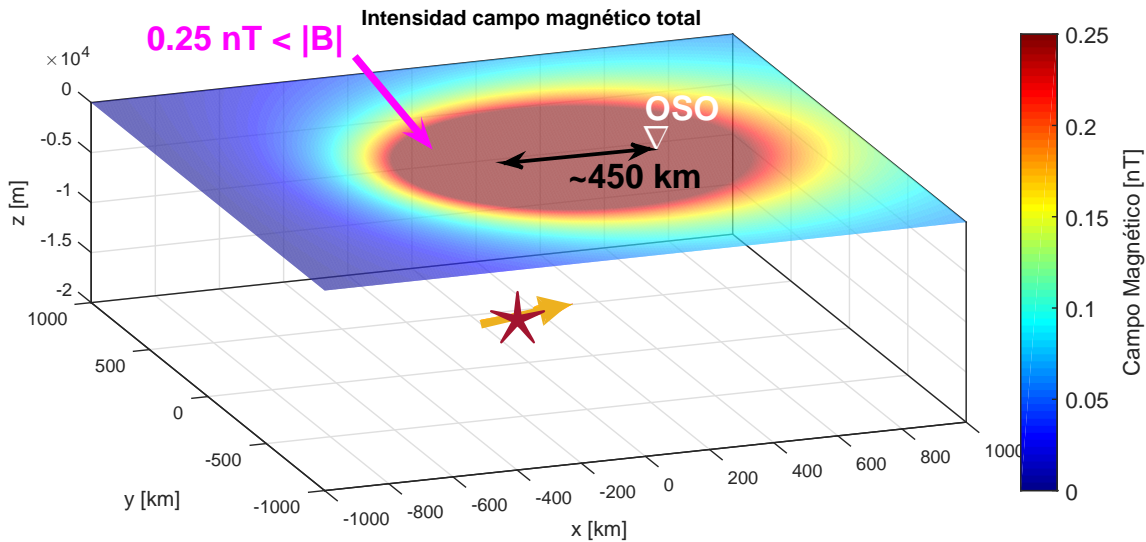


Figura 4.7: Intensidad del campo magnético en una interface descrita por la ecuación 4.2. Se consideró una interface de 2000 por 2000 km y una esfera polarizada de 300 metros de radio a 15 km de profundidad. Los valores utilizados se encuentran en la Tabla 4.1. La estrella roja indica la posición de la esfera. La flecha amarilla la dirección de las corrientes con un ángulo de  $69.93^\circ$ . El triangulo blanco indica la posición de la estación de OSO con respecto a la fuente sísmica. La zona roja corresponde a los lugares donde el campo magnético tiene una intensidad mayor a 0.25 nT.

posible detectar anomalías mayores a 10 nT, mientras que a distancias menores 10 km sería posible detectar variaciones superiores a 160 nT.

Estas variaciones mayores a 10 nT o incluso 100 nT solo podrían esperarse en la superficie de la terrestre en tiempos de tormentas solares severas que estén afectando a la Tierra. Sin embargo estos periodos ya fueron removidos. Además, la existencias de variaciones repentinas del orden de 160 nT o mas nunca ha sido registrado. Esto implica que es muy poco probable residuales anómalos de baja magnitud ( $\sim 0.2 \text{ nT}$ ) sea producidos lejos de las estaciones. Por lo tanto, las anomalías encontradas en las secciones anteriores no deberían tener un vinculo directo con el proceso de ruptura de los terremotos.

## Caso 2: micro fracturas lejos de zonas nucleación de terremotos

El caso anterior mostró que es muy poco probable que la generación de residuales anómalos tenga relación directa con zonas alejadas, como zonas de rupturas. Esto implica que las micro fracturas deberían ocupar un volumen menor y estar a pocos kilómetros de las estaciones para poder ser registradas.

Para realizar un análisis similar al caso 1, consideramos los mismos datos de la Tabla 4.1 más una esfera de radio  $l_{max}$  menor, como por ejemplo de 30 m de radio a una misma profundidad de 15 km. El resultado se muestra en la Figura 4.9. En este caso la magnitud de los residuales anómalos no supera 1 nT en la superficie de la litósfera. Además, las magnitudes encontradas

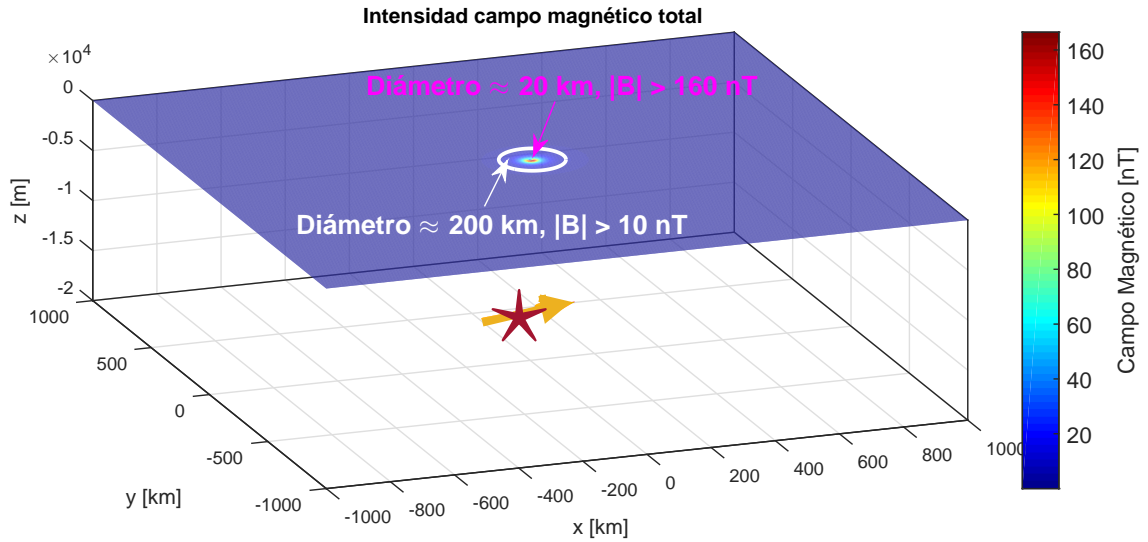


Figura 4.8: Misma configuración mostrada en Figura 4.7. En este caso se muestra más detalle del interior de la zona roja de Figura 4.7. En un radio del orden de 100 km a las corrientes (circulo blanco) se registran residuales anómalos mayores que 10 nT. En zonas más cercanas (10 km de radio) se registran residuales anómalos mayores de 100 nT. Estos resultados nunca han sido medidos por lo que son poco probables.

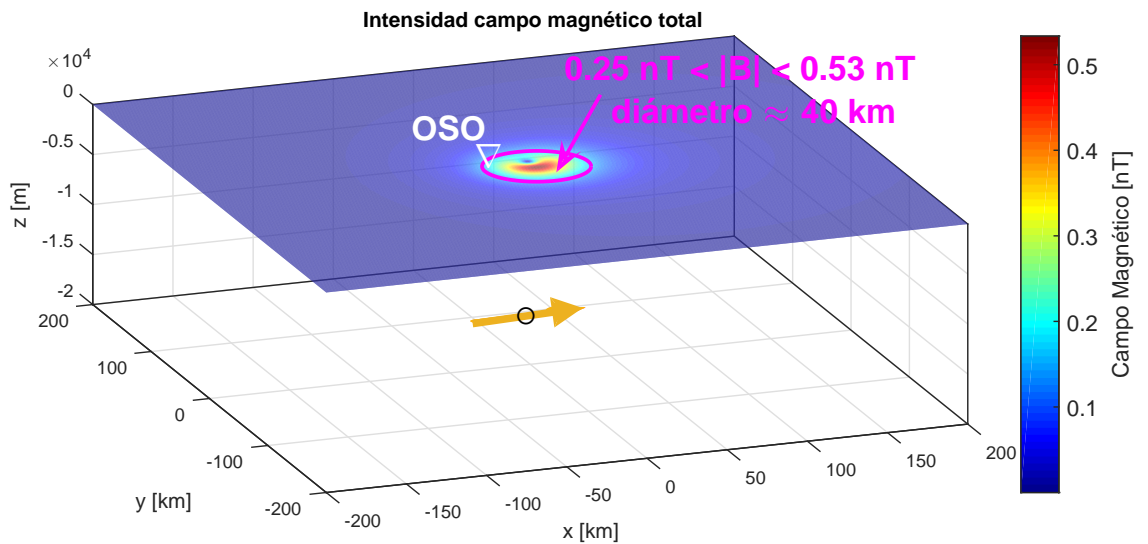


Figura 4.9: Intensidad del campo magnético en una interface descrita por la ecuación 4.2. Se consideró una interface de 400 por 400 km y una esfera polarizada de 30 metros de radio a 15 km de profundidad. Los valores utilizados se encuentran en la Tabla 4.1. El circulo negro indica la posición de la esfera. La flecha amarilla la dirección de las corrientes con un ángulo de  $69.93^\circ$ . El triangulo blanco indica la posición de la estación de OSO con respecto a la fuente sísmica.

en las estaciones como OSO podrían detectarse dentro de un radio de 20 *km* a la redonda. Este resultado es interesante ya que micro fracturas del orden de decenas de metros podrían ser las verdaderas generadoras de las anomalías encontradas. Esto implica que se deberían formar micro fracturas hasta en zonas cercanas a los mil kilómetros del margen convergente chileno.

## Diferencia entre componentes

En secciones anteriores se mostró que las componentes no exhibe el mismo comportamiento. Esto también fue hecho notar por algunos investigadores como por ejemplo Vallianatos and Tzanis A. (2003). De acuerdo a Edwards and Nabighian (1991), un campo magnético principalmente vertical en una interface puede obtenerse por la generación de corrientes horizontales  $\vec{K}$  inmediatamente debajo de la interface. Por otro lado, las componentes tienen el mismo orden de magnitud en el modelo propuesto, por lo que se requiere hacer una corrección para hacer notar esta diferencia entre las componentes. Para lograr esto, primero hay que notar que cuando el campo magnético se enfrenta a una superficie, tiende a comprimirse como muestra la Figura 4.10. También hay que notar que el ejemplo de esta figura es para un medio conductor ideal por lo que ninguna línea de campo magnético podrá atravesar la interface. La litósfera no es un conductor ideal por lo que este efecto de comprimir el campo magnético es menor. Segundo, si uno dibuja una superficie como la mostrada en amarillo dentro de la Figura 4.10, el flujo por unidad de superficie aumentará. Cuando esto ocurre, la Ley de Lenz, indica que se debe inducir una corriente contraria para que se restablezca el flujo original. En el ejemplo de la Figura 4.10 la corriente generada es  $\vec{K}_{surf}$ . Tercero, las condiciones en una interface para el campo magnético que atraviesa del medio 2 al medio 1 están dadas por la Ley de Ampere, donde se desprenden las Ecuaciones 4.4 y 4.5 para los campos normales y tangenciales en la interface.

$$B_{z1} = B_{z2} \quad (4.4)$$

$$\frac{B_{H1}}{\mu_1} - \frac{B_{H2}}{\mu_2} = K_{surf} \quad (4.5)$$

De la Ecuación 4.4 notamos que el campo magnético vertical (componente Z) atraviesa la interface completamente, mientras que las componentes horizontales dependen la corriente superficial  $K_{surf}$ . En estas dos Ecuaciones tenemos que el medio 2 indica la litósfera y el medio 1 corresponde al aire. El campo magnético vertical del modelo y de las mediciones son del orden de  $\sim 0.2$  nT, mientras que las componentes horizontales casi no se detectaron, por lo que deben estar cerca o debajo de 0.1 nT. Si consideramos además que la permeabilidad magnética del granito es  $3.5 \times 10^7$  N/A (Scott, 1983) y la del aire es  $1.3 \times 10^6$  (Cullity and Graham, 2008), tenemos que la corriente máxima es  $K_{surf} = |-0.00048|$  A/m. Con esto se esperaría registrar una corriente superficial cada vez que se detecte alguna anomalía.

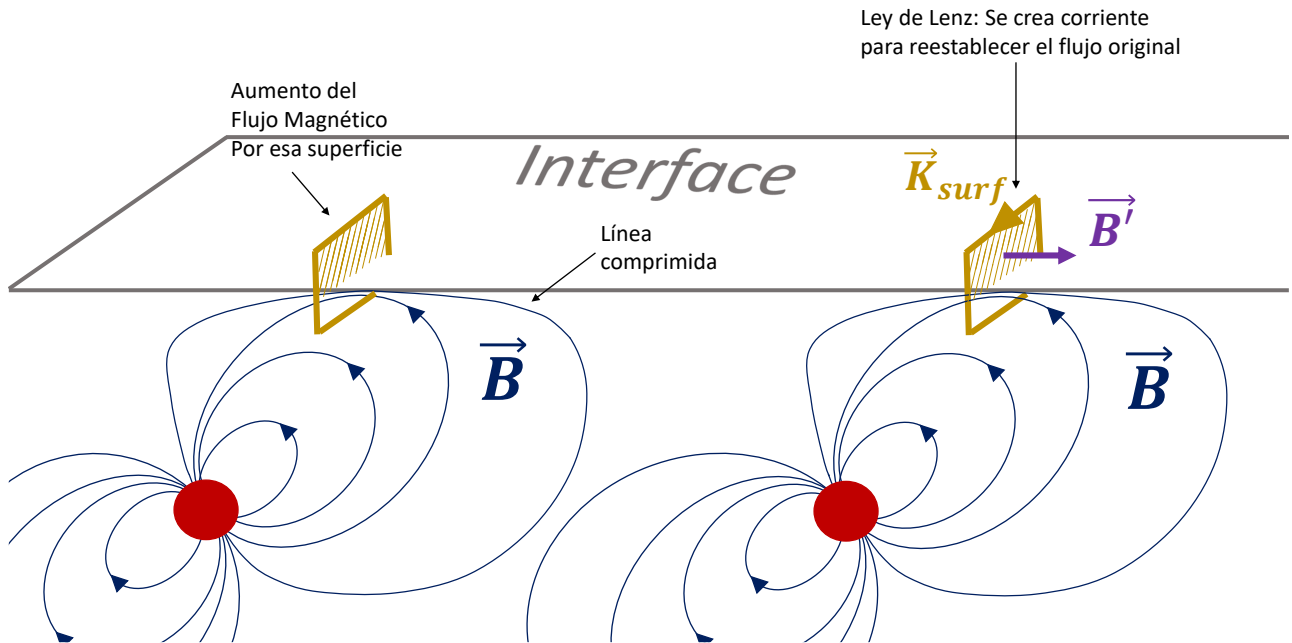


Figura 4.10: Esquema de la generación de corrientes utilizando la Ley de Lenz.

## Mediciones en la ionosfera

En secciones anteriores se mostró que las componentes verticales del campo magnético logran atravesar la interface. Este campo puede interactuar con los electrones de la ionosfera mediante la Fuerza de Lorentz, produciendo un flujo o cambios en su densidad. Este cambio es llamado *Changes in TEC* (Total Electron Content) (p. ej. Sharma et al., 2019). Los campos magnéticos que puedan producirse por este flujo de electrones aún no ha sido bien entendido, pero como no hay una interface clara en este medio, no se puede hablar de una dirección preferencial para el campo magnético. Por otro lado, se han estudiado algunas condiciones iniciales para propagar perturbaciones en la ionosfera. Por ejemplo, Kelley et al. (2017) mostró que una perturbación eléctrica se podrá propagar a través de la ionosfera si tiene una magnitud de  $0.5 \text{ mV/m}$  (mili volt por metro) a  $100 \text{ km}$  de altura. Además, calculó que esta perturbación debería tener una magnitud de  $\sim 0.2 \text{ V/m}$  en la superficie terrestre. Considerando esta información podemos realizar un análisis similar utilizando el campo magnético. Por ejemplo, la magnitud máxima del campo magnético encontrada en Figura 4.9 es del orden de  $0.5 \text{ nT}$ , donde en términos de campo eléctrico esto es  $E = cB \sim 0.15 \text{ V/m}$ . Este valor es bastante cercano al mostrado por Kelley et al. (2017) por lo que este mecanismo de micro fracturas también puede justificar las mediciones de De Santis et al. (2017) y Marchetti and Akhoondzadeh (2018).

## Interpretación

El modelo planteado corresponde a una aproximación sobre propiedades físicas de la litósfera en base a experimentos de laboratorio. Por ejemplo, se consideró que la litósfera es un medio homogéneo cuando en la realidad es un medio bastante heterogéneo. Esto quiere decir que no necesariamente se puede representar la litósfera mediante la permeabilidad magnética del granito. Además, implica que las conclusiones generadas por el modelo propuesto sean un primer paso para dilucidar el origen de estas variaciones anómalas registradas y analizadas en secciones previas.

Otro punto a destacar es que este modelo solo abre la posibilidad de la existencia de corrientes en la litósfera debido a cambios de esfuerzos. Por lo tanto, este modelo no es suficiente para poder relacionar estos cambios de esfuerzo a la ocurrencia o tamaño de un terremoto. Esto implica que se requieren estudios futuros para estudiar la vinculación de los terremotos con el modelo de generación de corrientes propuesto en esta tesis. Además, tampoco es posible establecer con claridad la escala espacial de estas anomalías. Por ejemplo, se consideraron terremotos de magnitud mayor a Mw8.0 en esta tesis y sólo se pudo encontrar un aumento en la cantidad de anomalías previo y posterior a estos terremotos. Sin embargo, Ocurrieron otros terremotos de esta magnitud a lo largo del mundo, como por ejemplo el MW8.1 de Islas Samoa el 29 de Septiembre de 2009 o el Mw8.3 del mar de Okhotsk del 24 de mayo de 2013. Durante estas fechas no se apreció ningún aumento en la cantidad de anomalías, por lo que se sugiere que las anomalías no tienen un carácter global.

Considerando lo anterior, estos resultados sugieren que la generación de residuales anómalos podría estar asociado a cambios de esfuerzos mecánicos al interior de la litósfera cercana a las fallas y no al proceso de ruptura o generación de terremotos en si mismo. En el caso que estas anomalías tengan origen litosférico, se esperaría que sólo tuvieran un rol para medir principalmente cambios de esfuerzos en las profundidades de la litósfera a lo largo de cientos de kilómetros de zonas de nucleación. Donde la transferencia de esfuerzos a una profundidad de  $\sim 15$  km podrían controlar la ocurrencia de terremotos. Sin embargo, los residuales anómalos no serían una herramienta directa para predecir la ocurrencia de terremotos, pues cambios de esfuerzo y deformación de la litósfera ocurren en diversas fases del ciclo sísmico que no necesariamente involucran terremotos (p. ej. ciclo intersísmico). Además, aún no se tiene claro como estas anomalías lejanas a zonas de nucleación podrían relacionarse con el área de ruptura final de los mismos. Por lo tanto, se necesitan más estudios para esclarecer si la transferencia de esfuerzos profundos (medidos con residuales anómalos) a lo largo de cientos de kilómetros altera las condiciones iniciales de esfuerzos y fricción en las fallas de futuras rupturas sísmicas.

# Resumen y Conclusiones

En base a la metodología y análisis realizados en esta tesis, se puede desprender una serie de conclusiones sobre el rol del campo magnético y sismología.

- Se pudo determinar los períodos de tiempo en los cuales las perturbaciones del medio espacial influenciaban lo menos posible a las mediciones de magnetómetros en tierra. Esto permitió proponer que las mediciones restantes podrían ser un candidato de magnetismo producido dentro de la Tierra.
- La metodología utilizada permitió clarificar el concepto de *anomalía magnética* que otros autores habían utilizado vagamente con metodologías e interpretaciones más complejas. Una anomalía magnética se entenderá como una variación repentina del campo magnético que se aleje de un umbral. El umbral será mayor tanto del valor promedio móvil como también de la incertidumbre. En general, estos valores se alejan más de 0.2 nT ó 3 desviaciones estándar del promedio.
- Utilizar los valores acumulados diarios de las anomalías permitió observar la evolución de las anomalías en períodos de tiempo de meses o años.
- Se utilizó un criterio de probabilidad para determinar la confiabilidad del comportamiento de las anomalías magnéticas. Este procedimiento determinó que un aumento repentino (de un día para otro) en la cantidad de anomalías es muy poco probable y por lo tanto la fuente de estas anomalías son de origen espacial. Además, permitió establecer que el método para definir un umbral de anomalías en general obtenía resultados más confiables para la componente Z.
- La componente Z de las estaciones de OSO (Maule) y PIL (Iquique e Illapel) fueron las que tenían resultados más confiables.
- El comportamiento de las anomalías fue similar entre los tres registros y se caracterizó por un aumento del orden de 20-30% en la cantidad de anomalías durante uno a tres meses previo a la ocurrencia de los terremotos de Maule Iquique e Illapel. Este comportamiento es similar al obtenido por satélites para el terremoto de México 2017 y Nepal 2015.
- A pesar de realizar un proceso de filtrado de datos para tres fuentes de magnetismo, el comportamiento de las anomalías aún puede tener un origen no litosférico, ya que aún podrían existir variaciones desconocidas.

En el caso que las anomalías tengan origen litosférico, se puede establecer otro grupo de conclusiones adicionales:

- Se considera que las anomalías magnéticas pueden tener una relación directa con cambios de esfuerzos deviatoricos de la litósfera, el cual generaría zonas donde se podrían propagar corrientes en la zona frágil de la litósfera (profundidades menores a 19 km).
- El mecanismo propuesto para explicar las anomalías indica que no es posible que las variaciones registradas en las estaciones tuvieran origen en las fallas donde posteriormente ocurrieron los terremotos. Por lo tanto, las anomalías encontradas no son parte de algún proceso de procesos de rupturas asociado a estos eventos.
- Las zonas donde podría existir electrificación tienen dimensiones del orden de decenas de metros de radio y a una profundidad de 15 km. Esta configuración permitiría explicar los valores registrados en todas las estaciones. Sin embargo, esta electrificación no tendría un alcance mayor a 20 km de distancia en planta.
- Que existan cambios de esfuerzos medibles a través del campo magnético no implica que ocurrirá un terremoto.
- No fue posible relacionar estas zonas de electrificación con el área de ruptura de los terremotos que se encontraban a cientos o miles de kilómetros de distancia.
- En ningún caso se pudo determinar la magnitud de momento sísmico, hipocentro o fecha de los terremotos de Maule, Iquique o Illapel en esta tesis.

# Bibliografía

Anastasiadis C., Triantis D., Stavrakas I. and Vallianatos F. (2004). Pressure Stimulated Currents (PSC) in marble samples. *Ann. Geophys.*, 47 (1) (2004), pp. 21-28

Astafyeva, E., S. Shalimov, E. Ols hanskaya, and P. Lognonné (2013), Ionospheric response to earthquakes of different magnitudes: Larger quakes perturb the ionosphere stronger and longer, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1675–1681, doi:10.1002/grl.50398

Baumjohann W. and Nakamura R. (2015). Magnetospheric Contributions to the Terrestrial Magnetic Field. *Treatise on Geophysics*, Vol. 5, Publisher: Elsevier, Editors: G. Schubert, pp.77-92. DOI: 10.1016/B978-044452748-6.00088-2.

Bennett, J. G. (1936). Broken coal, *J. Inst. Fuel* 10, 22-39.

Bleier, T., Dunson, C., Alvarez, C., Freund, F., Dahlgren, R. (2010). Correlation of pre-earthquake electromagnetic signals with laboratory and field rock experiments. *Nat. Hazard. Earth Syst. Sci.* 10, 1965-1975.

Campbell W.H. (2001). *Earth Magnetism: A Guided Tour through Magnetic Fields*. Complementary Science. 1st Edition. HARCOURT/ACADEMIC PRESS. ISBN-10: 0121581640.

Cartwright-Taylor, A., Vallianatos, F., Sammonds, P. (2014). Superstatistical view of stress-induced electric currents fluctuations in rocks. *Physica A* 414, 368-377.

Cordaro E. G., Gálvez D. and Laroze D. (2016). Observation of intensity of cosmic rays and daily magnetic shifts near meridian 70 in the South America. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 142 (2016) 72–82.

Cordaro, E., Venegas, P. and Laroze D. (2018). Latitudinal variation rate of geomagnetic cutoff rigidity in the active Chilean convergent margin. *Ann. Geophys.*, 36, 275–285, 2018. DOI: 10.5194/angeo-36-275-2018.

Cullity, B.D. and Graham, C.D. (2008), *Introduction to Magnetic Materials*, 2nd edition, 568 pp., p.16.

De Santis A., Balasis G., Pavón-Carrasco, F.J. Cianchini G. and Manda M. (2017). Potential earthquake precursory pattern from space: The 2015 Nepal event as seen by magnetic Swarm satellites. *Earth and Planetary Science Letters* 461 (2017) 119–126. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.037>.

De Santis, A.; Marchetti, D.; Spogli, L.; Cianchini, G.; Pavón-Carrasco, F.J.; Franceschi, G.D.; Di Giovambattista, R.; Perrone, L.; Qamili, E.; Cesaroni, C.; De Santis, A.; Ippolito, A.; Piscini, A.;



- Campuzano, S.A.; Sabbagh, D.; Amoruso, L.; Carbone, M.; Santoro, F.; Abbattista, C.; Drimaco, D.: Magnetic Field and Electron Density Data Analysis from Swarm Satellites Searching for Ionospheric Effects by Great Earthquakes: 12 Case Studies from 2014 to 2016. *Atmosphere* 2019, 10, 371, 2019.
- Dobrovolsky I.R., Zubkov S.I. and Myachkin V.I., (1979). Estimation of the size of earthquake preparation zones. *Pure Appl. Geophys.* Volume 117, Issue 5, pp1025–1044. doi:10.1007/BF00876083.
- Edwards, R. N. and Nabighian, M. N. (1991). The magnetometric resistivity method, *SEG Series Investigations in Geophysics*, 3, 2, 47–104, 1991.
- Fleitout, L. and Froidevaux, C. (1983). Tectonic stresses in the lithosphere. *TECTONICS*, VOL. 2, NO. 3, PAGES 315-324, JUNE 1983.
- Freund, F., Borucki, J.G., (1999). Charge carrier generation and charge cloud propagation following 100 m/sec impacts on igneous rocks. In: Hayakawa, M. (Ed.), *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*. Terra Scientific Publishing Co., Tokyo, pp. 839–857.
- Freund, F. (2002). Charge generation and propagation in igneous rocks. *J. Geodyn.* 33, 543-570.
- Frid, V., Goldbaum, J., Rabinovitch, A., Bahat, D. (2009). Electric polarization induced by mechanical loading of Solnhofen limestone. *Philos. Mag. Lett.* 89 (7), 453-463.
- Fujiwara, A., Kamimoto, G. Tsukamoto, A. (1977). Destruction of basaltic bodies by high-velocity impact, *Icarus* 31,277-88.
- Galvan, D. A., A. Komjathy, M. P. Hickey, and A. J. Mannucci (2011), The 2009 Samoa and 2010 Chile tsunamis as observed in the ionosphere using GPS total electron content, *J. Geophys. Res.*, 116, A06318, doi:10.1029/2010JA016204.
- Griffiths, D. J. (1996). *Electrodynamics*, 2nd Edition, Prentice Hall, 218–223, 1996.
- Hao, Y. Q., Z. Xiao, and D. H. Zhang (2013), Teleseismic magnetic effects (TMDs) of 2011 Tohoku earthquake, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 118, 3914–3923, doi:10.1002/jgra.50326.
- Heaton, T.H. (1975). Tidal Triggering of Earthquakes. *Geophys. J. R. astr. SOC.* (1975) 43, 307-326.
- Hitchmn, A. P, Lilley, F.E.M. and Campbell, W.H. (1998). The quiet daily variation in the total magnetic field: global curves. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 25, NO. 11, PAGES 2007-2010, JUNE 1, 1998.
- Johnston, M.J.S. (1997). Review of electric and magnetic field accompanying seismic and volcanic activity. *Surveys in Geophysics* 18: 441–475, 1997. 1997 Kluwer Academic Publishers.
- Johnston, M.J.S., Sasai, Y., Egbert, G.D., Muller, R.J., 2006. Seismomagnetic effects from the long-awaited 28 September 2004 M 6.0 Parkfield earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96 (4B), S206–S220. doi:10.1785/0120050810.
- Kelley, M. C., Swartz, W.E., and Heki, K. (2017). Apparent ionospheric total electron content variations prior to major earthquakes due to electric fields created by tectonic stresses, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, doi:10.1002/2016JA023601.

- Lavrov, A. (2005). Fracture-induced physical phenomena and memory effects in rocks: a review. *Strain* 41, 135-149.
- Ma, L., Zhao, J. and Ni, B. (2011). A Zener-Stroh crack interacting with an edge dislocation. *Theoretical and Applied Mechanics Letters* 2, 021003 (2011). doi:10.1063/2.1102103.
- Main, I.G., Sammonds, P.R. and Meredith, P.G. (1993). Application of a modified Griffith criterion to the evolution of fractal damage during compressional rock failure, *Geophys. J. Int.* 115 (1993) 367–380.
- Marchetti, D. and Akhoondzadeh, M. (2018). Analysis of Swarm satellites data showing seismo-ionospheric anomalies around the time of the strong Mexico (Mw = 8.2) earthquake of 08 September 2017. *Advances in Space Research* 62 (2018) 614–623.
- Masci, F., and J. N. Thomas (2015), Are there new findings in the search for ULF magnetic precursors to earthquakes?, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 120, 10,289–10,304, doi:10.1002/2015JA021336.
- Morgan, F.D., Williams, E.R., Madden, T.R., (1989). Streaming potential properties of Westerly granite with applications. *J. Geophys. Res.* 94, 12449–12461.
- Nevitt, J.M., Warren, J.M. and Pollard, D.D. (2017). Testing constitutive equations for brittle-ductile deformation associated with faulting in granitic rock. *Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 6269–6293, doi:10.1002/2017JB014000.
- Pasiou, E.D. and Triantis, D., (2017). Correlation between the electric and acoustic signals emitted during compression of brittle materials, *Frattura ed Integrità Strutturale*, 40 (2017) 41-51.
- Saltas V., Vallianatos F., Triantis D., Stavrakas I. (2018). Complexity in Laboratory Seismology. *Complexity of Seismic Time Series*, pages 239-273.
- Scholz, C. H. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. 2nd edition. Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-65540-8.
- Schoutens, J. E. (1979). Empirical analysis of nuclear and high-explosive cratering and ejecta, in *Nuclear Geoplosics Sourcebook*, Vol. 55, part 2, section 4, Rep. DNA OIH-4-2, Def. Nuclear Agency, Bethesda, MD.
- Scott J.H., (1983). *Electrical and Magnetic properties of rock and soil*. UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR GEOLOGICAL SURVEY. USGS Open-File Report 83-915, 1983.
- Shah K. P. (2011). *The Hand Book on Mechanical Maintenance*. Practical Maintenance. Compiled by: K P Shah. <http://practicalmaintenance.net/?p=1135>.
- Sharma G., Champati Ray P.K., Kannaujiya S. (2019) Ionospheric Total Electron Content for Earthquake Precursor Detection. In: Navalgund R., Kumar A., Nandy S. (eds) *Remote Sensing of Northwest Himalayan Ecosystems*. Springer, Singapore.
- Slifkin, L. (1993). Seismic electric signals from displacement of charged dislocations, *Tectonophysics*, 224, 149-152, 1993.
- Stavrakas, I., Triantis, D., Agioutantis, Z., Maurigiannakis, S., Saltas, V., Vallianatos, F., et al.,

(2004). Pressure stimulated currents in rocks and their correlation with mechanical properties. *Nat. Hazard. Earth Syst. Sci.* 4, 563-567.

Stroh, A. N. (1955). The Formation of Cracks in Plastic Flow II. *Proceedings of the Royal Society of London*, Vol. A232, pp. 548-560.

Sun, S. (2011). Seismic velocities, anisotropy and elastic properties of crystalline rocks and implications for interpretation of seismic data (PhD thesis, École Polytechnique de Montréal). Retrieved from <https://publications.polymtl.ca/725/>.

Triantis D, Stavrakas I., Anastasiadis C., Kyriazopoulos A. and Vallianatos F. (2006). An analysis of pressure stimulated currents (PSC), in marble samples under mechanical stress. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C Volume 31, Issues 4–9, 2006, Pages 234-239.*

Triantis, D., Anastasiadis, C., Vallianatos, F., Kyriazis, P., Nover, G., (2007). Electric signal emissions during repeated abrupt uniaxial compressional stress steps in amphibolite from KTB drilling. *Nat. Hazard. Earth Syst. Sci.* 7, 149-154.

Triantis D., Anastasiadis C. and Stavrakas I. (2008). The correlation of electrical charge with strain on stressed rock samples. *Nat.Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 1243–1248, 2008.

Triantis D., Vallianatos F., Stavrakas I. and Hloupis G. (2012). Relaxation phenomena of electrical signal emissions from rock following application of abrupt mechanical stress. *ANNALS OF GEOPHYSICS*, 55, 1, 2012; doi:10.4401/ag-5316.

Tuck, B.T., Stacey, F.D., Starkey, J., (1977). A search for the piezoelectric effect in quartz-bearing rock. *Tectonophysics* 39, 7–11.

Turcotte, D. L. (1997). *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge University Press, Second edition, 397 p., 1997.

Tzani A. and Vallianatos F. (2002). A physical model of electrical earthquake precursors due to crack propagation and the motion of charged edge dislocations, in: *Seismo Electromagnetics (Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere–Coupling)*, TerraPub, 2002, pp. 117–130.

Utada, H., Shimizu, T., Ogawa, T., Maeda, T., Furumura, T., Yamamoto, N., Yamazaki, Y., Yoshitake, and S. Nagamachi (2011), Geomagnetic field changes in response to the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake and tsunami, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 311, 11–27, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.036

Uritsky, V., Smirnova, N., Troyan, V. and Vallianatos, F. (2004). Critical dynamics of fractal fault systems and its role in the generation of pre-seismic electromagnetic emissions. *Physics and Chemistry of the Earth* 29 (2004) 473–480.

Vallianatos, F., Triantis, D. (2008). Scaling in Pressure Stimulated Currents related with rock fracture. *Physica A* 387 (2008) 4940–4946.

Vallianatos F. and A. Tzani A. (1998). Electric Current Generation Associated with the Deformation Rate of a Solid: Preseismic and Coseismic Signals. *Phys. Chem.Earth*, Vol. 23, No. 9-10, pp. 933-938, 1998.

Vallianatos F. and A. Tzani A. (1999). A Model for the Generation of Precursory Electric and Magnetic Fields Associated with the Deformation Rate of the Earthquake Focus. *Atmospheric and*

- Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes, Ed.M. Hayakawa' PP.287-305, by Terra Scientific Publishing Company(TERRAPUB),Tokyo, 1999.
- Vallianatos F. and A. Tzani A. (2003). On the nature, scaling and spectral properties of pre-seismic ULF signals. *Natural Hazards and Earth System Sciences* (2003) 3: 237–242. European Geosciences Union 2003.
- Vallianatos, F., Triantis, D., Tzani, A., Anastasiadis, C., Stavrakas, I., 2004. Electric earthquake precursors: From laboratory results to field observations. *Phys. Chem. Earth* 29, 339-351.
- Varotsos, P., Sarlis N, Skordas ES (2011) *Natural Time Analysis: The New View of Time* (Springer, Berlin).
- Wang, Z., Li, J., Zhang, W., Qiao, J. and Wang, B. (2015). The Self-Organized Critical Behavior in Pd-based Bulk Metallic Glass. *Metals* 2015, 5, 1188-1196; doi:10.3390/met5031188.
- Whitworth, I.L.W., (1975). Charged dislocations in ionic crystals, *Advances in Physics*, 24, 203-304.
- Yamazaki K. (2012). Estimation of temporal variations in the magnetic field arising from the motional induction that accompanies seismic waves at a large distance from the epicentre. *Geophys. J. Int.* (2012) 190, 1393–1403. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05586.x
- Yin, D., Chen, S., Liu, X. and Ma, H. (2018). Simulation Study on Strength and Failure Characteristics for Granite with a Set of Cross-Joints of Different Lengths. *Advances in Civil Engineering*. Volume 2018, Article ID 2384579, 10 pages. <https://doi.org/10.1155/2018/2384579>
- Yoshida, S., Oswald, C.C., Sammonds, P.R., (1998). Electric potential changes prior to shear fracture in dry and saturated rocks. *Geophys. Res. Lett.* 25 (10), 1557–1580.

# Apéndice A

## Campo magnético de una esfera embutida en un medio menos conductor

El campo magnético a una distancia  $r$  de un sistema de corrientes con volumen  $V$  se puede calcular mediante la Ley de Biot–Savart:

$$\vec{B} = \frac{\mu}{4\pi} \int_V \frac{(\vec{J}_D dV) \times \vec{r}}{r^3} = \frac{\mu}{4\pi} V \frac{(\vec{J}_D) \times \vec{r}}{r^3} \quad (\text{A.1})$$

Donde  $\mu$  es la permeabilidad magnética del medio y  $\vec{J}_D$  la densidad de corriente eléctrica que pasa por el sistema. Si consideramos que las fuentes de magnetización también puede provenir de la evolución temporal del campo eléctrico (corriente de deslizamiento), la ecuación A.1 queda:

$$\vec{B} = \frac{\mu}{4\pi} V \frac{(\vec{J} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}) \times \vec{r}}{r^3} = \frac{\mu\varepsilon}{4\pi} V \frac{(\frac{\vec{E}}{\varepsilon\rho} + \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}) \times \vec{r}}{r^3} \quad (\text{A.2})$$

Donde  $\varepsilon$  y  $\rho$  son la permitividad y resistividad eléctrica del medio. Desde este punto, es más fácil trabajar en el dominio de frecuencias. Por lo tanto, la ecuación A.2:

$$\vec{B}(\omega) = \frac{\mu\varepsilon}{4\pi} V \frac{\left(\frac{\vec{E}(\omega)}{\varepsilon\rho} + \frac{\partial \vec{E}(\omega)}{\partial t}\right) \times \vec{r}}{r^3} = \frac{\mu\varepsilon}{4\pi} V \left(i\omega + \frac{1}{\varepsilon\rho}\right) \frac{\vec{E}(\omega) \times \vec{r}}{r^3} = \frac{\mu\varepsilon\rho}{4\pi} V \left(i\omega + \frac{1}{\varepsilon\rho}\right) \frac{\vec{J}(\omega) \times \vec{r}}{r^3} \quad (\text{A.3})$$

Aquí hemos considerado la ley de Ohm en la forma  $\vec{E} = \rho\vec{J}$ , siendo  $J$  las corrientes en el volumen  $V$ . La ecuación A.3 tiene contenida la información geométrica del sistema de corrientes en  $J$ . Por lo tanto se debe buscar la dependencia de  $J$  mediante otra ley, como por ejemplo la ley conservación de la carga eléctrica. Para utilizar esta ley, primero debemos considerar el potencial eléctrico de un

cuerpo con carga total  $q(t)$  distribuida en un volumen esférico  $V$  utilizando coordenadas esféricas (Griffiths, 1996):

$$\psi = \frac{q}{4\pi\epsilon r^2} V \quad (\text{A.4})$$

La ecuación A.4 es válida para todo  $r$  mayor al radio de la esfera. Por otro lado, se necesita encontrar una restricción para las corrientes del sistema. Para esto, podemos considerar la ley de Ohm ( $\vec{J} = \vec{E}/\rho$ ), donde el campo eléctrico se escribe  $\vec{E} = -\nabla\psi$ . Con esto, la componente vertical en la superficie de una esfera polarizada ( $q = P\cos\theta$ ):

$$E_n = \frac{q}{2\pi\epsilon r^3} V \quad (\text{A.5})$$

Al tomar el volumen de la esfera y la ley de Ohm, se tiene que la densidad de corriente es:

$$J = \frac{2q(t)}{3\rho\epsilon} \quad (\text{A.6})$$

La corriente nace cuando hay un cambio en la cantidad de cargas eléctricas en el tiempo ( $J = dq(t)/dt$ ). Además, para mantener la neutralidad del sistema la suma de esta corriente como la de A.6 debe sumar cero:

$$\frac{2q(t)}{3\rho\epsilon} + \frac{dq(t)}{dt} = 0 \quad (\text{A.7})$$

Al resolver la ecuación, se tiene que  $q(t) = q_0 e^{-\frac{2}{3\rho\epsilon}t}$ . Esto muestra que la carga eléctrica tiene una dependencia decreciente en el tiempo. Esta exponencial tendrá un valor  $(i\omega + 2/3\rho\epsilon)^{-1}$  en el dominio de frecuencias. Dada la forma exponencial de la carga eléctrica, la densidad de corriente tendrá la misma dependencia exponencial, por lo que  $J = kq$ . Además, la derivada temporal en el dominio de frecuencias se escribe como:  $J(\omega) = i\omega q$ . Al tomar todas estas consideraciones, la densidad de corriente  $J$  en el dominio de frecuencias será:

$$\vec{J}(\omega) = \frac{i\omega k q \hat{l}}{i\omega + \frac{2}{3\rho\epsilon}} \quad (\text{A.8})$$

Donde  $\epsilon\rho$  tiene unidades de segundos  $s$ ,  $k$  es una constante con unidades de  $s^{-1}$  y  $\hat{l}$  un vector unitario. Reemplazando A.8 en A.3 tenemos:

$$\vec{B}(\omega) = \frac{\mu V}{4\pi} \left( i\omega + \frac{1}{\epsilon\rho} \right) \left( i\omega + \frac{2}{3\epsilon\rho} \right)^{-1} \frac{k\epsilon\rho i\omega q \hat{l} \times \vec{r}}{r^3} \quad (\text{A.9})$$

La cantidad  $\epsilon\rho k i\omega q$  tiene unidades de carga por segundo o Amperes, por lo que será definido como una corriente  $J'(\omega)$ . Si consideramos las frecuencias de oscilación bajas de esta tesis ( $< 1 \text{ Hz}$ ), la contribución de  $i\omega$  será pequeña comparado con  $1/\rho\epsilon$  ya que para un material como el granito

$\rho \sim 10^3 \Omega m$  y la permitividad  $\varepsilon \sim 10^{-11} - 10^{-12} F/m$  (Faradios sobre metros ó  $s/\Omega m$ ). Esto implica que  $1/\rho\varepsilon \sim 10^8 - 10^9 s^{-1}$ , lo cual es mucho mayor que  $1 Hz$ , es decir  $i\omega + 1/\rho\varepsilon \approx 1/\rho\varepsilon$ .

Con lo anterior, la ecuación A.9 se puede escribir como:

$$\vec{B}(\omega) = \frac{\mu V}{4\pi} \left( \frac{1}{\varepsilon\rho} \right) \left( \frac{3\varepsilon\rho}{2} \right) \frac{\vec{J}'(\omega) \times \vec{r}}{r^3} = \frac{3\mu V}{8\pi} \frac{\vec{J}'(\omega) \times \vec{r}}{r^3} \quad (\text{A.10})$$

Finalmente, volviendo al dominio temporal y renombrando  $J'$ , se tiene la ecuación 4.2:

$$\vec{B}(t) = \frac{3\mu V}{8\pi} \frac{\vec{J}(t) \times \vec{r}}{r^3} \quad (\text{A.11})$$

# Apéndice B

## Calculo de volumen fractal

Las rocas pueden exhibir características similares en diferentes escalas de longitud. Por ejemplo, el número de fracturas que tengan un tamaño mayor a una longitud dada  $N(> l)$ . Se puede notar que a mayor longitud  $l$  escogida, habrá un menor número  $N(> l)$  de fracturas como muestra la Figura B.1. Esto puede quedar representado en forma de ley de potencia por:

$$N(> l) = A_0 l^{-D} \quad (\text{B.1})$$

Donde  $A_0$ ,  $C$  y  $D$  son constantes. La constante  $D$  es conocida como dimensión fractal y representa la pendiente de los datos experimentales en la Figura B.1. Esta constante gobierna la distribución geométrica de las micro fracturas en función de su tamaño. La cantidad diferencial de fracturas puede expresarse como:

$$dN = -A_0 D l^{-D-1} dl = AD l^{-D-1} dl \quad (\text{B.2})$$

Por otro lado, un volumen esférico es proporcional al radio al cubo ( $V \sim l^3$ ). Además, el volumen también es proporcional al número  $N$  de micro fracturas existentes ( $V \sim N$ ). Por lo tanto un volumen debe tener esta dependencia  $V \sim lN$ . La ecuación B.3 muestra el volumen  $V$  tomando la contribución de cada micro fractura dentro de una esfera y considerando que las dimensiones máximas y mínimas del sistema no divergan. Esto quiere decir que la dimensión o escala de longitud de las microfracturas más grandes  $l_{max}$  y las más pequeñas  $l_{min}$  no son cero o infinito.

$$V = V_0 \int_{l_{min}}^{l_{max}} l^3 dN \quad (\text{B.3})$$

Para una esfera, la constante  $V_0$  es igual a  $4\pi/3$ . Al reemplazar B.2 en B.3 tenemos que:

$$V = V_0 AD \int_{l_{min}}^{l_{max}} l^{-2-D} dl = \frac{V_0 AD}{3-D} \left( l_{max}^{3-D} - l_{min}^{3-D} \right) = \frac{V_0 AD}{3-D} l_{max}^{3-D} S_R \quad (\text{B.4})$$

Donde  $S_R = (1 - (l_{min}/l_{max})^{3-D})$ . Para completar esta ecuación, es necesario buscar el valor de



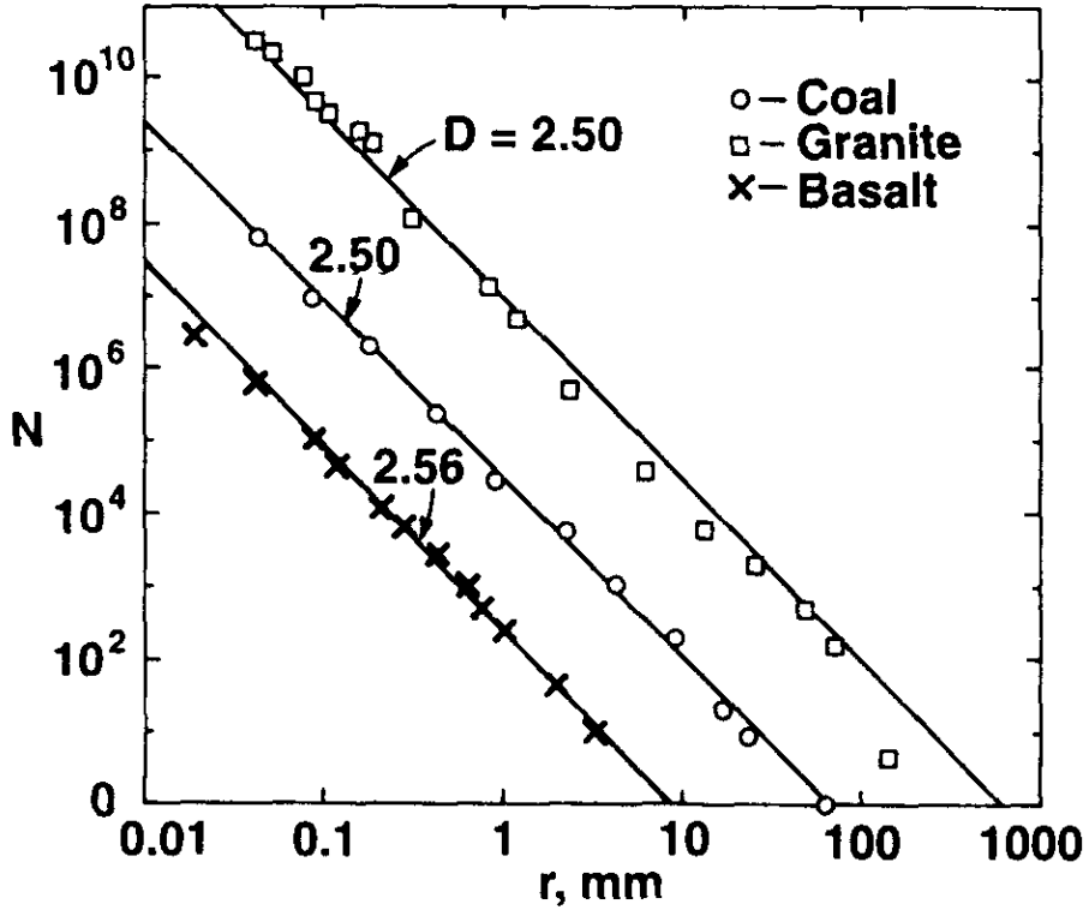


Figura B.1: Número de fracturas en función del tamaño de las mismas para los casos de carbón o coal en inglés en círculos (Bennett, 1936), granito en cuadrados (granite) (Schoutens, 1979) y basalto en equis (basalt) (Fujiwara et al., 1977). La pendiente  $D$  del mejor ajuste es la dimensión fractal y fue realizado por Turcotte (1997).

la constante  $A$ . Una forma de lograr esto es a través de un tratamiento para el área  $S$  similar al realizado para el volumen. Esto establece que  $S \sim l^2 N$ , por lo que al sumar todas las  $N$  micro fracturas se tendrá un área:

$$S = C \int_{l_{min}}^{l_{max}} l^2 dN \quad (B.5)$$

En este caso, la constante  $C$  es una constante geométrica, lo cual implica que puede ser función de la dimensión fractal ( $C = D^n$ ). Análogamente al caso del volumen, el área se puede escribir como:

$$S \sim CAD \int_{l_{min}}^{l_{max}} l^{1-D} dl = \frac{CAD}{D-2} \left( \frac{1}{l_{min}^{D-2}} - \frac{1}{l_{max}^{D-2}} \right) \quad (B.6)$$

Para obtener la constante  $A$ , es necesario elegir una condición de borde. Por ejemplo, consideraremos el caso en que el área  $S$  corresponde al área circular de la microfractura más grande ( $S = S_{max} = \pi l_{max}^2$ ). Además consideraremos que las fracturas se distribuyen en muchas escalas de longitud.

Esto implica que las escalas de longitud mas grandes serán mucho mayores a las más pequeñas ( $l_{max} \gg l_{min}$ ). Por lo tanto  $1/l_{min} \gg 1/l_{max} \approx 0$ . Con esto, la ecuación B.6 queda:

$$S_{max} \approx \frac{CAD}{D-2} \frac{1}{l_{min}^{D-2}} \Rightarrow A \approx \frac{S_{max}(D-2)}{CD} l_{min}^{D-2} \quad (B.7)$$

Si escogemos  $C = D^{-1}$  en B.7, se recuperan las ecuaciones utilizadas en esta tesis. El valor  $CD$  es constante y es escogido implícitamente igual a 1 en Turcotte (1997) pues el área está fuertemente controlado por la dependencia  $D - 2$ . Esto es de suma relevancia ya que la dimensión fractal varía entre 0 y 3. Por lo tanto, para valores de  $D < 2$  el área será negativa, además implica que el área tenderá a menos infinito para valores de  $l_{min}$  cercanos a cero. También hay que tener cuidado cuando  $D$  sea cercano a 2, pues el área también tenderá a diverger. Afortunadamente, la mayoría de las rocas tienen dimensión fractal mayor a 2, como por ejemplo el caso del granito que tiene un valor de 2.5-2.6. Este valor evita las complicaciones que nacen al definir un área en el formalismo de matemática fractal.

Finalmente, al reemplazar la constante  $A$  de B.7 en B.4 se tiene que el volumen fractal que representa a las micro fracturas es:

$$V \approx \frac{4\pi}{3} \frac{AD}{3-D} (l_{max})^{3-D} S_R \quad (B.8)$$

Con  $A \approx (D-2)(l_{min})^{D-2} S_{max}$ .

