



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado Académico en
Geofísica

ANÁLISIS Y POSIBLE EXPLICACIÓN FÍSICA DE LA VARIACIÓN
SECULAR RESIDUAL

Castaño, Juan Manuel

Directora: Sallago, Patricia Alejandra

LA PLATA, ARGENTINA
- MARZO DE 2017 -

Prefacio

Esta Tesis es presentada como parte de los requisitos para obtener el grado académico de Geofísico de la Universidad Nacional de La Plata. La misma contiene los resultados de los estudios desarrollados bajo la dirección de la Dra. Sallago, Patricia Alejandra de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata, entre los años 2016 y 2017.

Juan Manuel Castaño .
e-mail: jmcastano88@gmail.com.ar
La Plata, marzo de 2017.

Resumen

En este trabajo se realiza el análisis de los datos registrados en las estaciones geomagnéticas de Pilar (PIL), Córdoba, e Islas Argentinas (AIA), Antártida, durante el intervalo de tiempo comprendido entre los años 1970 al 2000. Se estiman las contribuciones debidas al campo principal, externo e inducido con el objeto de calcular los valores correspondientes a la variación secular residual (VSR) o anomalía de la variación secular. La existencia de la misma se atribuye a fenómenos tectonomagnéticos (Rossignol, 1980). Se ensaya una posible explicación física de las VSR en las estaciones de PIL y AIA.

Índice general

Prefacio	ii
Resumen	iii
Introducción	vi
1. Marco Teórico	1
1.1. Campo Geomagnético	1
1.1.1. Elementos del Campo Geomagnético	2
1.1.2. Campo Magnético Cortical	3
1.1.2.1. Principios Básicos del Magnetismo en las Rocas	3
1.2. Variaciones del Campo Geomagnético	5
1.2.1. Variaciones de Origen Externo	5
1.2.1.1. Variaciones Regulares	5
1.2.1.2. Variaciones Irregulares	6
1.2.2. Variaciones de Origen Interno	8
1.2.2.1. Variación Secular	9
1.2.2.2. Jerks Geomagnéticos	10
1.2.2.3. Inversiones de Polaridad del Campo Geomagnético	11
1.2.3. Variación Secular Residual	11
1.2.3.1. Origen Térmico	12
1.2.3.2. Esfuerzos Tectónicos	13
1.2.3.3. Corrientes Inducidas	13
1.3. Modelos del Campo Geomagnético	14
1.3.1. Campo Internacional de Referencia Geomagnético (IGRF)	14
1.3.2. Modelo Geomagnético de Alta Definición	16
1.3.3. Modelo Magnético Mundial	17
1.3.4. Modelo Geomagnético Global de BGS	18
2. Marco Tectónico en los Observatorios Estudiados	19
2.1. Observatorio Magnético Permanente de Pilar	19
2.2. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas	22
3. Recopilación de Datos	25
3.1. Observatorio Magnético Permanente de Pilar	25
3.2. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas	28

4. Variación Secular Residual: Cálculo y Resultados Obtenidos	30
4.1. Metodología de Cálculo	30
4.2. Observatorio Magnético Permanente de Pilar	31
4.2.1. Procesamiento de Datos	31
4.2.2. Resultados Obtenidos	32
4.3. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas	35
4.3.1. Procesamiento de datos	35
4.3.2. Resultados Obtenidos	35
5. Análisis Cualitativo de los Resultados	38
5.1. Observatorio Magnético Permanente de Pilar	39
5.1.1. Profundidad de los Eventos Sísmicos	39
5.1.2. Restricción Espacial de los Sismos	42
5.2. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas	46
5.2.1. Profundidad de los Eventos Sísmicos	46
5.2.2. Restricción Espacial de los Sismos	47
6. Variación Secular Residual: Posible Explicación Física en las Estaciones	50
6.1. Observatorio Magnético Permanente de Pilar	50
6.2. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas	53
Conclusiones	55

Introducción

Las variaciones temporales del campo geomagnético en la escala de tiempo correspondiente entre algunos años y miles de años reciben el nombre de variación secular (VS). Estas variaciones se encuentran relacionadas con el comportamiento del geodínamo que da origen al campo geomagnético “principal” (Parkinson, 1983). La variación del campo geomagnético da idea de la reorganización del mismo. A pesar de que la variación secular tiene un comportamiento suave, en algunas ocasiones se han detectado cambios abruptos llamados “jerks”, como algunos de los casos ya documentados correspondientes a 1969, 1978 y 1991 (De Michelis y Tozzi, 2005).

El comportamiento de la VS puede estar vinculado con variaciones de la rotación terrestre por efectos de torques atmosféricos y oceánicos (Schindelerger et al. 2013). Otra causa posible radica en que las propiedades de las rocas están sujetas a cambios, bajo los efectos de tensiones. Es bien conocido el hecho de que la VS presenta distorsiones en regiones sísmicas, por ejemplo, debido a la acumulación de tensiones (Basavaiah,2011).

Si se quisieran analizar posibles apartamientos del comportamiento del campo debido a fuentes que se encuentran en la corteza o manto superior, habría que eliminar las posibles contribuciones del campo como lo son: el campo aportado por el núcleo externo (campo principal), los campos de origen externo (con fuentes en sistemas de corrientes magnetosféricas e ionosféricas) y los campos inducidos (en las estructuras geológicas o en el mar, como sería el caso del estudio de la estación AIA).

A estos apartamientos del comportamiento de la VS, una vez removido el modelo correspondiente al campo principal (mediante el uso de los valores provenientes del IGRF, por ejemplo), se les llama variación secular residual o anómala (VSR) y se encuentra relacionado con variaciones locales en la magnetización de la corteza y la actividad tectónica local (Di Mauro et al. 2008).

En sus estudios de VSR en los Urales, Shapiro et al. (1977) encontraron que podían describirse dos tipos de VSR. El primer tipo consistente de una variación estacionaria del campo del orden de las unidades de nT/año. Asociado a este tipo de variaciones mencionaron que experimentos de laboratorio mostraban que variaciones similares podían ser causadas por cambios en la susceptibilidad magnética y magnetización remanente con cambios de la presión. El segundo tipo exhibe cambios de signo en su tendencia del orden de las decenas de nT/año, mencionaron que probablemente este comportamiento pueda ser causado por el cambio de la conductividad de las rocas por posibles movimientos de fluido en las redes de poros de las mismas.

Por otra parte, Sumitomo (1980) en su estudio de VSR en Japón notó la no uniformidad de la variación secular tanto en el espacio como en el tiempo. Él sugirió que la VSR debe asociarse con variaciones de stress tectónico. En el mismo sentido Mundt (1978) en su estudio sobre estaciones geomagnéticas en Alemania, relacionó estas variaciones con movimientos ascendentes y descendentes de la corteza. Más recientemente Gawali et al. (2011), en su estudio sobre la India, analizaron los posibles tipos de mecanismos tectonomagnéticos que podrían generar la VSR. Por otra parte, Gianibelli (2011) comparó las series de datos correspondientes a la variación secular residual de la componente vertical con la cantidad de terremotos en las vecindades de PIL como una posible vinculación entre los distintos fenómenos.

Capítulo 1

Marco Teórico

1.1. Campo Geomagnético

El campo magnético que se observa en un punto de la Tierra tiene dos contribuciones, uno de origen interno y otro externo.

El campo de origen interno producido en el núcleo externo (debido a la dinámica de fluido del hierro), resultaría semejante a un dipolo magnético situado en centro de la Tierra con una inclinación de 11.5° respecto del eje de rotación y es responsable de más del 90 % del campo observado, y el producido en la corteza terrestre. Este campo no es constante ni uniforme, sino que presenta una variación lenta en el tiempo que se conoce como variación secular, entre otras.

El campo de origen externo es debido principalmente a la actividad del Sol sobre la ionósfera y la magnetosfera. Este presenta variaciones periódicas, siendo la más importante la variación diurna con un período de 24 horas. Otras variaciones son las pulsaciones magnéticas y las tormentas magnéticas, por ejemplo (Lanza y Meloni, 2006).

El campo observado en superficie es una suma de contribuciones de ambos orígenes, que representamos en la Ec.1.1:

$$\bar{F}_{CampoTotal} = \bar{F}_{CampoPrincipal} + \bar{F}_{CampoCortical} + \bar{F}_{CampoExterno} + \bar{F}_{CampoInducido} \quad (1.1)$$

- Campo Principal, originado en el núcleo externo fluido a través del geodínamo (93 % del campo observado, aproximadamente).
- Campo Cortical, producido por las rocas magnetizadas de la corteza terrestre (2 % del campo observado).
- Campo Externo, generado por las corrientes eléctricas que circulan en la ionósfera y la magnetosfera como resultado de la interacción entre el viento solar y el campo geomagnético (4.97 % del campo observado).
- Campo Magnético Inducido, generado por las corrientes inducidas en la corteza y el manto por el campo externo variante en el tiempo (0.03 % del campo observado).

1.1.1. Elementos del Campo Geomagnético

El campo geomagnético es una magnitud de carácter vectorial tridimensional, por lo que se puede descomponer en diferentes elementos, cinco modulares y dos angulares, cuya relación entre ellos puede observarse en la Fig.1.1. Las componentes del campo magnético son (Lanza y Meloni, 2006):

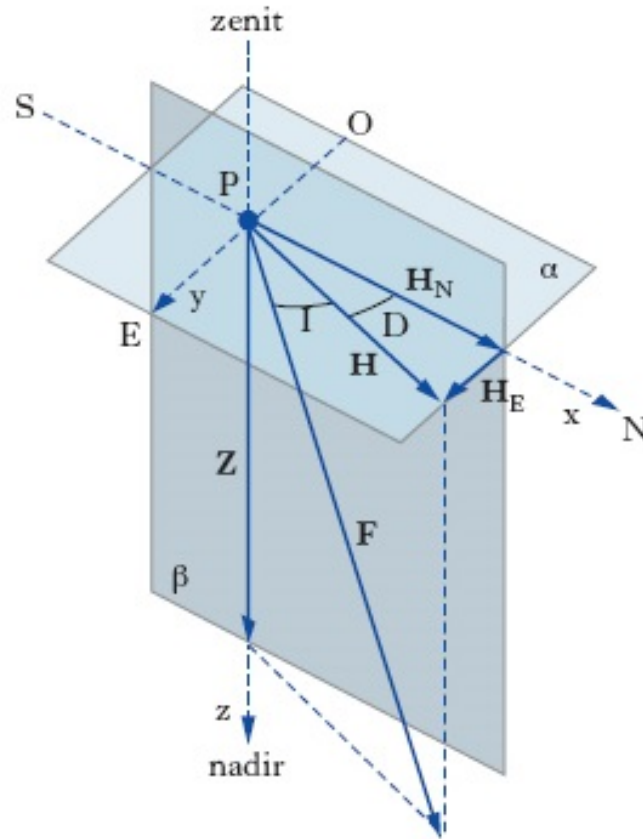


Figura 1.1. Relación Geométrica entre las Componentes del Campo Geomagnético (Fuente: <http://www.treccani.it/enciclopedia/magnetismo/>)

- Componente con dirección sur-norte, X (H_N). Es la proyección del Campo Geomagnético sobre un eje horizontal con dirección y sentido al norte geográfico.
- Componente con dirección oeste-este, Y (H_E). Es la proyección de Campo Geomagnético sobre un eje horizontal con dirección y sentido al este geográfico.
- Componente con dirección vertical, Z. Es la dirección vertical definida perpendicular a la superficie de la Tierra y positiva hacia el centro terrestre.
- Componente horizontal, H. Es la proyección de Campo Geomagnético sobre un plano horizontal, sobre el cual se encuentran las componentes X y Y.
- Intensidad total, F. Es el módulo de Campo Geomagnético.

- Declinación, D (medida en sentido horario). Es el ángulo entre el norte geográfico y el norte magnético.
- Inclinação, I . También llamado el ángulo de buzamiento, es el ángulo formado entre la componente H y el vector de campo (F).

1.1.2. Campo Magnético Cortical

Parte del campo observado sobre la superficie se origina en la corteza. La intensidad y dirección de este campo está determinado por la génesis y distribución de las rocas presentes en la corteza.

1.1.2.1. Principios Básicos del Magnetismo en las Rocas

Las propiedades magnéticas de la materia dependen del hecho de que las partículas elementales tienen su propio momento magnético (Lanza y Meloni, 2006).

El momento total de un átomo depende del número de electrones y de su distribución en los orbitales. El momento magnético de un cuerpo con extensión finita viene dado por la suma vectorial de los momentos magnéticos de sus átomos.

Las vibraciones causadas por la energía térmica hacen que la orientación del momento magnético de un átomo cambie su dirección continuamente. La suma estadística de los momentos individuales es nula, ya que en cualquier instante se distribuyen según direcciones aleatorias. Para una muestra macroscópica que tenga un momento magnético neto, debe existir una dirección preferencial de alineación para momentos microscópicos, los cuales pueden originarse a partir de dos fenómenos diferentes (Lanza y Meloni, 2006):

- En presencia de un campo magnético externo, los momentos atómicos tienden a orientarse en la dirección de éste. Esto se debe a que la alineación del momento con el campo externo corresponde a su mínima energía potencial, pero no es estable porque la energía térmica puede ser suficiente como para dispersar aleatoriamente las direcciones de los diferentes momentos. Sin embargo, la dirección del campo externo es la preferencial y en cualquier instante un cierto número de momentos es paralelo al campo y da lugar a un momento magnético total. Esta magnetización inducida es proporcional a la intensidad de campo externo donde la constante de proporcionalidad es la susceptibilidad magnética y es adimensional (es cero en el vacío). Los tipos de rocas que tienen este comportamiento son mayoritariamente máficas, como el basalto, gabro y granito.
- Fuerzas de interacción magnética entre electrones: Algunas sustancias cristalinas tienen una estructura muy densa y, por lo tanto, una fuerte interacción entre los momentos magnéticos de spin de los electrones, lo que provoca una alineación espontánea de los momentos y, por lo tanto, resulta una magnetización incluso en ausencia de un campo magnético externo. Entre las rocas con este comportamiento se encuentran las calizas.

Cuando un material magnetizado es sometido a un aumento progresivo de temperatura, experimenta una disminución de su magnetización, hasta alcanzar la temperatura de Curie, momento en el cual la magnetización desaparece. La temperatura de Curie es menor que la temperatura de fusión del material, y distinta para cada material. Si se considera que la

corteza terrestre tiene un gradiente térmico de 33 °C/km entonces asumimos que las rocas en estado magnético alcanzan solo las primeras decenas de kilómetros, ya que por debajo la temperatura de las rocas es superior al punto de Curie (por ejemplo, la magnetita tiene una temperatura de Curie de 580 °C).

Los materiales pueden clasificarse a partir de las propiedades magnéticas como:

- **Diamagnéticos:**
Están caracterizados por susceptibilidades magnéticas negativas, donde ante la presencia de un campo externo se induce un campo orientado en sentido opuesto. Los materiales que presentan esta característica se denominan diamagnéticos. Por ejemplo: cuarzo, pirita, magnesita, etc.

- **Paramagnéticos:**
Materiales que pueden exhibir un momento magnético permanente, caracterizados por susceptibilidades magnéticas pequeñas positivas, y que bajo la influencia de un campo externo, tienden a alinearse en la dirección de este. Las susceptibilidades son inversamente proporcionales a la temperatura. Por ejemplo: hematita, siderita, etc.

- **Ferromagnéticos:**
Tienen susceptibilidades positivas y altas. En algunas sustancias, los momentos magnéticos de sus átomos interactúan con los momentos de los átomos que los rodean formando dominios. En presencia de un campo externo estos dominios se alinean en la dirección del campo y generan una susceptibilidad magnética alta. En la Fig.1.2 observamos las distintas clases de materiales ferromagnéticos dependiendo de la disposición de los dipolos que los componen.

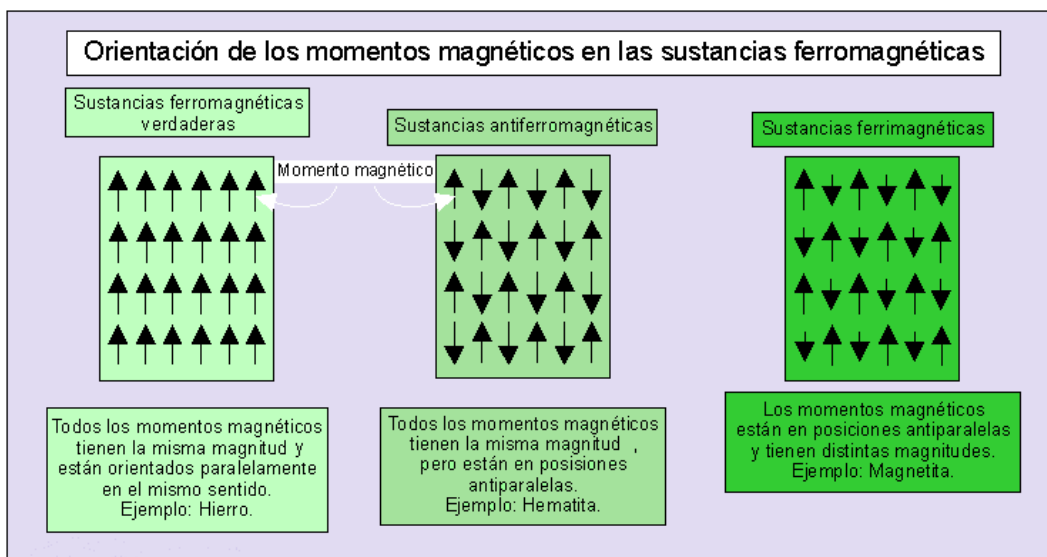


Figura 1.2. Orientación de los momentos magnéticos en las sustancias ferromagnéticas (Fuente: <https://www.geovirtual2.cl/>)

1.2. Variaciones del Campo Geomagnético

Como se mencionó anteriormente, el campo geomagnético está sometido a variaciones tanto periódicas como no periódicas que tienen diferentes escalas de tiempo. Las fuentes de estas variaciones pueden ser tanto internas como externas (Lanza y Meloni, 2006).

1.2.1. Variaciones de Origen Externo

Los cambios con periodos desde los segundos hasta las decenas de año, en el campo magnético terrestre se deben en mayor medida a factores externos a la Tierra, principalmente vinculados con la actividad solar.

Este tipo de variaciones son registradas en los observatorios geomagnéticos y se caracterizan por depender de la ubicación, principalmente la latitud y del nivel de actividad solar (Lanza y Meloni, 2006).

Las variaciones de este tipo de origen pueden clasificarse en regulares e irregulares.

1.2.1.1. Variaciones Regulares

Las variaciones regulares están asociadas con el ciclo diurno, el lunar y las de período largo con el ciclo solar (cada 11 años).

1.2.1.1.1. Variación Diurna (S_q):

Está directamente relacionada con la incidencia de la radiación solar en la ionósfera (capa atmosférica que se encuentra entre 90 y 200 o 300 km de altitud), donde el gas atmosférico que lo constituye se encuentra parcialmente ionizado. El movimiento y la interacción de este flujo de iones crean un sistema de corrientes eléctricas, el cual se detecta en la superficie de la Tierra como una variación suave en las componentes del campo magnético. La amplitud de este fenómeno es del orden de decenas de nT y en latitudes medias puede ser mayor a 80 nT sobre superficie (Campbell, 1997). En la Fig.1.3 se muestra la variación diurna en las componentes Z, H y D, para una latitud de 60° .

El periodo de variación es de 12 horas, se registra en las horas con luz solar y sus valores cambian con la latitud y las estaciones del año, donde el máximo se presenta durante los equinoccios y en la zona intertropical (<http://roma2.rm.ingv.it/>).

1.2.1.1.2. Variación Lunar (L):

Se debe a la influencia gravitacional que ejerce la luna sobre la ionósfera y el campo resultante se le llama campo L (Langel y Hinze, 1998). Tiene una amplitud de entre 1-2 nT, considerablemente menor a la solar, que se manifiesta en un periodo de aproximadamente 12 horas. La variación lunar (L) es producida por mareas gravitacionales luni-solares que generan corrientes en la Tierra, con periodos aproximados de 24 horas y 50 minutos que están

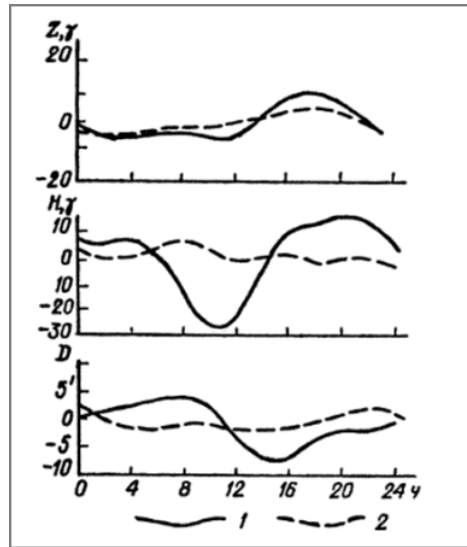


Figura 1.3. Variación media diurna de las componentes del campo geomagnético Z, H y D a una latitud de 60° 1) Junio 2) Diciembre (Fuente: Logachev y Zajarov (1978))

asociados con la traslación lunar (Lanza y Meloni, 2006).

1.2.1.2. Variaciones Irregulares

Además de las tendencias temporales regulares, en un magnetograma se pueden observar las tendencias irregulares. Estas perturbaciones magnéticas son consecuencia de un proceso dinámico de interacción entre plasma (viento solar), compuesto de partículas cargadas (protones y electrones) con el campo magnético de la Tierra (Lanza y Meloni, 2006).

Existen varios tipos de perturbaciones irregulares que afectan al campo geomagnético, algunas de las más importantes son: las tormentas, subtormentas, bahías magnéticas y pulsaciones.

1.2.1.2.1. Tormentas:

Son producto del aumento en la intensidad de la corriente anillo que se traduce en la aparición de fuertes perturbaciones en el campo magnético de la Tierra que conduce a una disminución de la intensidad de su componente horizontal. Aunque estas variaciones son irregulares su evolución en el tiempo tiene características sistemáticas.

Una tormenta típica consta de tres etapas que muestran efectos de compresión y expansión, aunque pueden existir tormentas que no presenten alguna de estas partes (Lanza y Meloni, 2006). En la Fig.1.4 se muestra un registro obtenido en Italia, de las componentes H, D y Z de una tormenta sucedida el 15 de julio del año 2000.

Generalmente, pero no siempre, la tormenta tiene un comienzo repentino (suden storm

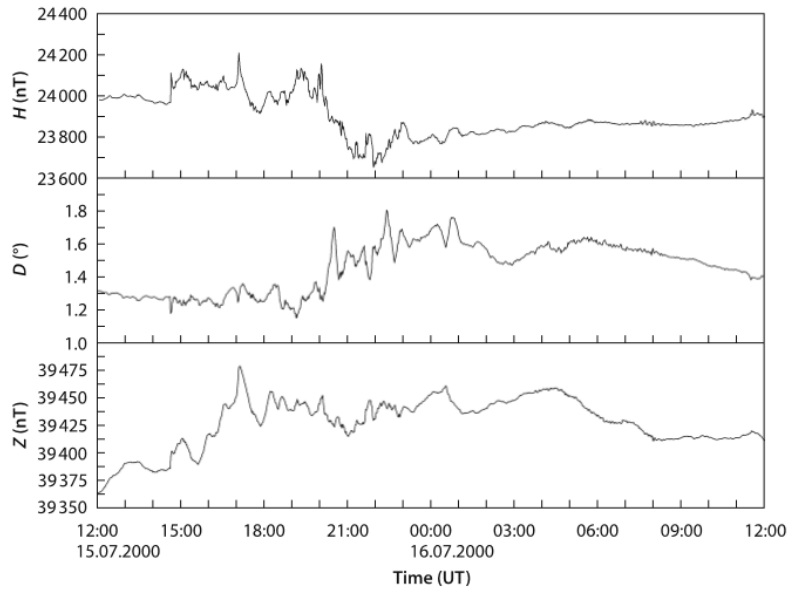


Figura 1.4. Tormenta Geomagnética en los elementos magnéticos H, D y Z (evento Bastille) del 15 de julio de 2000 en L'Aquila Italia, latitud geomagnética 36.3°N. (Fuente: Lanza y Meloni (2006))

commencement, SSC) en la intensidad de la componente horizontal H del campo geomagnético. Inmediatamente después tenemos la fase inicial, asociada con un incremento en la componente horizontal que puede ser explicada por la compresión de la magnetosfera que produce el aumento de la presión del viento solar (<http://roma2.rm.ingv.it/>).

En la llamada fase principal se produce un aumento en la corriente anillo, generada por el aumento en la concentración de partículas cargadas y consecuentemente un campo magnético que se opone al terrestre y se manifiesta como una caída brusca en la intensidad de la componente horizontal.

La fase final es la fase de recuperación, consiste en un incremento del campo hacia el nivel anterior al comienzo de la tormenta, que resulta de un decrecimiento de la concentración de partículas en la corriente de anillo (Lanza y Meloni, 2006).

Para cuantificar el efecto de la depresión en H, se calcula un índice horario Dst con las estaciones geomagnéticas cercanas al Ecuador, pero lo suficientemente lejos de los electrojets ecuatoriales. El índice Dst es una medida directa del promedio horario de las tormentas geomagnéticas. Los índices magnéticos son, en conclusión, la cuantificación de la actividad magnética (Lanza y Meloni, 2006).

El cálculo del índice está determinado por la Ec.1.2, donde ΔH_i representa las variaciones de la componente horizontal (sin las contribuciones de la variación secular y la variación diurna) y θ_i es la latitud geomagnética de las estaciones.

$$Dst(T) = \frac{1}{4} \frac{\sum_{i=1}^4 \Delta H_i}{\sum_{i=1}^4 \cos(\theta_i)} \quad (1.2)$$

El índice se calcula generalmente a partir de los registros proporcionados por cuatro

estaciones, cuyas distribuciones no son las más apropiadas ya que solo una se encuentran en el hemisferio sur. Sus ubicaciones, como se mencionó, están alejadas de los electrojets y están distribuidas lo más uniforme posible en longitud. Los nombres de las estaciones son: Hermanus (HER) en el sur, y Honolulu (HON), Kakioka (KAK) y San Juan (SJG) en el norte (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir>).

1.2.1.2.2. Subtormentas:

Las subtormentas geomagnéticas son producidas por la inyección violenta de partículas del viento solar a la zona auroral, desde la magnetocola. No son eventos globales sino que se manifiestan en el lado nocturno del planeta y suelen ocurrir varias veces en un día, con una duración de alrededor de una hora (Lanza y Meloni, 2006).

1.2.1.2.3. Bahías:

Las bahías son producidas por cambios en las corrientes eléctricas que fluyen en la ionósfera entre 65° y 70° de latitud. Tienen una duración entre 1 y 2 horas, y se reconocen por un aumento suave en el valor de la intensidad del campo, alcanzando un máximo para luego disminuir, formando una “bahía” y son registradas a nivel planetario (Lanza y Meloni, 2006).

1.2.1.2.4. Pulsaciones:

Las pulsaciones geomagnéticas son ondas de “ultra”-baja frecuencia (ULF) que cubren aproximadamente el rango de frecuencia de 1 mHz a 1 Hz. La frecuencia de pulsación se considera “ultra”-baja cuando es inferior a las frecuencias naturales del plasma (Stewart, 1861).

En la Tabla 1.1 vemos la clasificación típica de las ondas ULF de acuerdo con el tipo (c = continua, i = irregular) y el período de la pulsación (T[s]):

Tabla 1.1. Clasificación de Ondas ULF

	Pc 1	Pc 2	Pc 3	Pc 4	Pc 5	Pi 1	Pi 2
T[s]	0.2-5	5-10	10-45	45-150	150-600	1-40	40-150
f	0.2-5[Hz]	0.1-0.2[Hz]	22-100[mHz]	7-22[mHz]	2-7[mHz]	0.025-1[mHz]	2-25[mHz]

Las pulsaciones derivan su energía del viento solar. Esto se debe a que las partículas que participan en las inestabilidades locales están energizadas a través del campo eléctrico de convección impuesto por el viento solar (<https://wiki.oulu.fi/display/SpaceWiki/>).

1.2.2. Variaciones de Origen Interno

El campo de origen interno experimenta variaciones que pueden ser clasificadas en función de la fuente que las originan: la dipolar y la no dipolar. La parte dipolar tiene su origen en el núcleo externo y la no dipolar se origina en el límite manto-núcleo externo. Las variaciones del campo dipolar se vinculan con los cambios en el momento magnético, en la velocidad de precesión de éste, en el desplazamiento del norte magnético respecto al norte geográfico,

entre otras. Un cambio en el campo no dipolar provoca la variación secular y la deriva hacia el oeste (Lanza y Meloni, 2006).

1.2.2.1. Variación Secular

La variación secular (VS) se define como un cambio en el tiempo en al menos una componente del campo geomagnético para un lugar determinado y cuya escala de tiempo característico sea comprendido entre unos pocos años y algunas decenas de miles de años.

Las amplitudes de esta variación son de aproximadamente algunas decenas de nT/año para las componentes modulares (X,Y,Z,H,F), y de unas pocas decenas de minutos por año para la inclinación (I) y la declinación(D). Dichas componentes presentan tendencias diferentes para cada uno de los observatorios distribuidos a lo largo del planeta, característica que comparte con el campo principal (Lanza y Meloni, 2006).

En la Fig.1.5 observamos un diagrama de la variación secular para Italia central. Dicho diagrama se obtuvo a partir de la proyección estereográfica de la declinación geomagnética (D) e inclinación (I) para los años comprendidos entre 1600 al 2000.

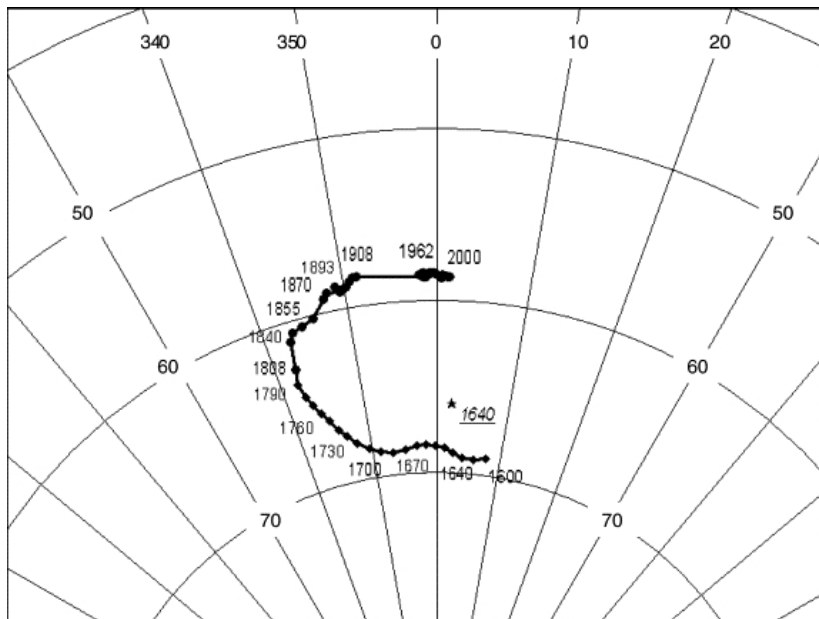


Figura 1.5. Diagrama de la variación secular para Italia central. Dicho diagrama se obtuvo a partir de la proyección estereográfica de la declinación geomagnética (D) e inclinación (I) para los años comprendidos entre 1600 al 2000. (Fuente: Lanza y Meloni (2006))

La observación de la evolución del campo geomagnético en los últimos 400 años, permitió arrojar algunas características sobre la variación secular, que son (<http://roma2.rm.ingv.it/>):

- La disminución media anual del momento dipolar es del orden del 0.005 % de su valor medio
- Una precesión hacia el oeste del eje del dipolo en 0.008 % anual ($0.32^\circ/\text{año}$), que consiste en el movimiento de las componentes geomagnéticas hacia el oeste.
- Un desplazamiento del dipolo al norte del orden de 2 Km/año.
- Una variación de la intensidad del campo no dipolar en un promedio de 10nT/año.

La naturaleza de la variación secular está estrechamente relacionada con dos procesos en la dinámica del núcleo de la Tierra, lo cual implica que la variación ocurra en dos escalas de tiempo distintas. La primera abarca cientos a miles de años y está relacionada con la variación del campo dipolar principal y la segunda incluye decenas de años y se atribuye a la variación del campo no dipolar (Lanza y Meloni, 2006).

Además de los aspectos regulares antes mencionados, el campo geomagnético se caracteriza por presentar fenómenos irregulares como los jerks geomagnético (variaciones de corto periodo) y las inversiones de la polaridad del campo magnético (de largo periodo) (<http://roma2.rm.ingv.it/>).

1.2.2.2. Jerks Geomagnéticos

Un jerk geomagnético (JG) es una variación abrupta del campo geomagnético en alguna de sus componentes con una duración de uno a dos años o puede ser menor a un año (Jackson y Finlay, 2009). Estos representan la transición entre dos periodos de estabilidad o de dos grandes periodos de variación secular lineal. En la Fig.1.6 se muestra los jerks geomagnéticos, delineados en azul, medidos por los observatorios de Chambon La Foret y Tucson.

Los procesos que originan los jerks geomagnéticos hoy en día siguen en debate, aunque se ha podido caracterizar que son fenómenos de origen interno. El origen de los jerks tiene varias hipótesis, como (Lühr et al., 2009):

- Producido por aceleración del movimiento del fluido en el límite manto-núcleo externo,
- Causado por la heterogeneidad de la densidad en la parte superior del núcleo externo, generando inestabilidades en la frontera entre éste y el manto,
- Por difusiones magnéticas y corrientes en el manto inferior, por expulsiones repentinas de flujo en la frontera entre el manto y el núcleo externo,
- Relacionados con el intercambio de momento angular entre el núcleo y el manto.

Estos fenómenos son de escala global, aunque su aparición ocurre en tiempos diferentes, dependiendo de la posición de observación, son causados por un retraso en la manifestación del fenómeno, principalmente entre el hemisferio norte y el sur. Algunos años donde se registraron jerks geomagnéticos son 1969, 1978, 1991 y 1999 (<http://roma2.rm.ingv.it/>).

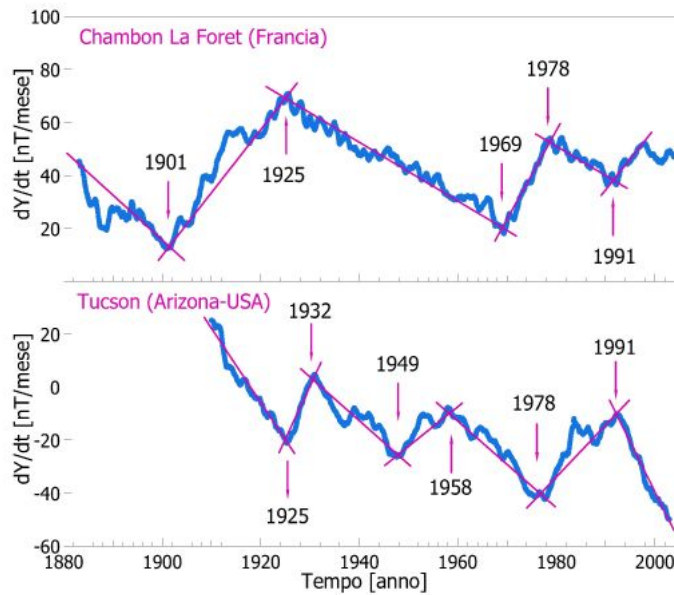


Figura 1.6. Jerks en el Campo Geomagnético observados a partir de la medición de la variación secular, en la componente Y, en Chambon La Foret y Tucson (Fuente: <http://roma2.rm.ingv.it/>)

1.2.2.3. Inversiones de Polaridad del Campo Geomagnético

El campo magnético no siempre tuvo la misma orientación que hoy, ha invertido su polaridad varias veces a lo largo de su historia, hecho confirmado a partir de estudios paleomagnéticos realizado sobre rocas en el fondo del mar (Lanza y Meloni, 2006).

Los procesos que producen las inversiones de polaridad del campo aún son poco conocidos, aunque serían mecanismos con origen en el núcleo externo. Además, se supone que cambios producidos en la interface manto-núcleo son los principales responsables en las inversiones.

Los registros de la polaridad del campo magnético muestran que en los últimos 166 millones de años se han sucedido más de 300 inversiones completas del campo, como se puede ver en la Fig.1.7 para el Jurásico Superior. Los intervalos entre inversiones son muy variables, pueden oscilar entre 40000 años y 35 millones de años, y hasta ahora no se ha encontrado una regularidad en sucesiones de inversiones (<http://roma2.rm.ingv.it/>).

1.2.3. Variación Secular Residual

La variación secular residual es lo que conocemos como una anomalía tectonomagnética (término propuesto por Nagata, en 1969) para denotar las variaciones locales del campo geomagnético (Maksymchuk et al., 2009). Esta distorsión local del patrón normal de las variaciones del campo geomagnético observadas en la superficie de la Tierra se debe a los procesos geodinámicos, que tienen lugar en la corteza terrestre y el manto superior (en zonas tectónicamente activas de la litosfera) (Shapiro et al., 1977).

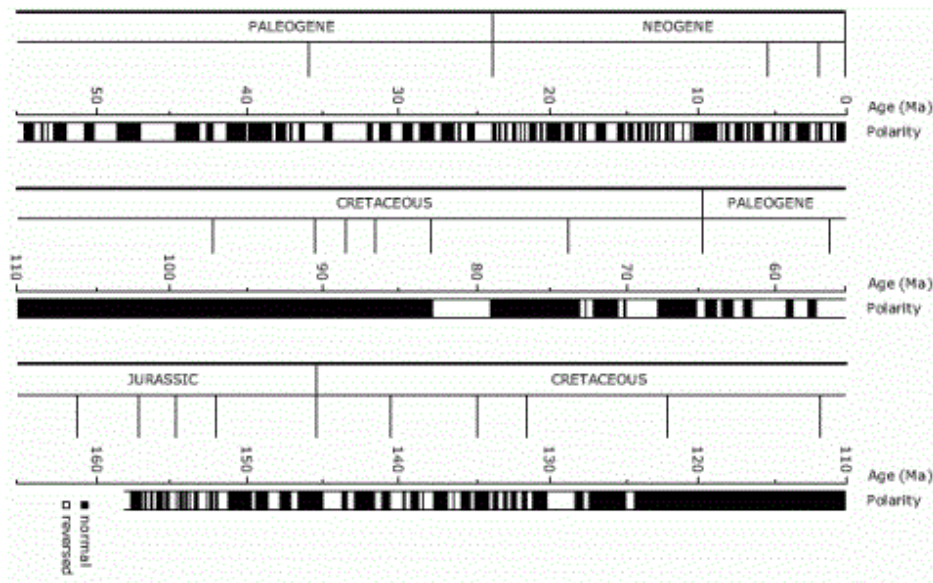


Figura 1.7. Escala de Polaridad Geomagnética del Jurásico Superior (Fuente: <http://roma2.rm.ingv.it/>)

La variación secular residual del campo geomagnético se manifiesta como un cambio en el tiempo de las componentes del campo y cuya escala de tiempo sea mayor a un año, con amplitudes de unas pocas a varias decenas de nT por año. Estas anomalías tectonomagnéticas son causadas principalmente por las variaciones del estado de tensión y deformación de las rocas que dan lugar a efectos piezomagnéticos o electrocinéticos (Maksymchuk et al., 2009).

Como resultado de mediciones de alta precisión del campo geomagnético se descubrió que existen dos tipos de variaciones seculares residuales. La del primer tipo se caracteriza por el crecimiento constante del campo a una velocidad de 2-3 nT/año. Los experimentos de laboratorio con las rocas mostraron que cambios similares pueden ser causados por variaciones en la susceptibilidad magnética y magnetización remanente, producidos por cambios de la presión hidrostática de aproximadamente 10 bares. Las anomalías del segundo tipo se manifiestan por cambios en las tendencias de hasta ± 20 nT/año. Estas anomalías son probablemente causadas por el cambio de la conductividad de la roca debido a los cambios en la presión de poro en las zonas de empuje (Shapiro et. al., 1977).

Estas anomalías pueden deberse a: orígenes térmicos, corrientes inducidas, esfuerzos tectónicos y otros.

1.2.3.1. Origen Térmico

Las variaciones térmicas pueden causar las anomalías, produciendo cambios parciales en la magnetización de la corteza. Las anomalías se producirían por el desplazamiento vertical de la isoterma de Curie.

Para evaluar dichos cambios, Sumitomo (1980) considerará que las anomalías se producen por el desplazamiento vertical de la isoterma de Curie dentro de la corteza, durante un período

do de tiempo, estando parte de ésta compuesta por rocas magnetizadas. El desplazamiento generaría las variaciones, introduciendo cambios en las propiedades magnéticas de las rocas (Sumitomo, 1980).

1.2.3.2. Esfuerzos Tectónicos

Otra de las interpretaciones físicas a estas anomalías geomagnéticas se basa principalmente en el efecto piezomagnético, asociando los cambios magnéticos a la actividad sísmica de una región (Sumitomo, 1980).

El efecto piezomagnético (PME) se entiende como un fenómeno de reversión del efecto de magnetostricción que es característico en los materiales ferromagnéticos (fenómeno de un cambio en las dimensiones de un cristal cuando se magnetiza). Este efecto ha sido bien estudiado y se aplica con frecuencia para estimar los cambios de tensión mediante datos tectonómicos.

Si se considera que una roca ígnea o volcánica se comprime uniaxialmente en la dirección en la que se magnetiza, tanto la susceptibilidad magnética como la magnetización remanente experimentan una disminución en un cierto grado proporcional a la tensión aplicada. Por otro lado, el proceso se invierte cuando la roca se extiende en la misma dirección.

Hay dos procesos por los que se explican a las anomalías a partir del efecto piezomagnético. Por un lado, un cambio uniforme del campo de tensión produce anomalías heterogéneas de la variación secular, causadas por la heterogeneidad lateral en la magnetización de la corteza. Otro caso es que un cambio heterogéneo del campo de tensión produce anomalías heterogéneas de la variación secular incluso en una capa uniformemente magnetizada (Sumitomo, 1980).

Las anomalías de la variación secular derivadas de algún cambio en la magnetización serían proporcionales los esfuerzos tectónicos que las producirían.

1.2.3.3. Corrientes Inducidas

Otro mecanismo propuesto para explicar anomalías de la variación secular se basa en la circulación de corrientes eléctricas como resultado de los potenciales variables inducidos por fluidos a través de rocas sólidas (conocido como efecto electrocinético). Como las intensidades de corriente son variables con el tiempo, entonces pueden producir aumento o disminución de los cambios del campo magnético observables en la superficie de la Tierra (Sumitomo, 1980).

El efecto electrocinético resulta del movimiento de fluidos en rocas porosas. Este efecto puede provocar anomalías magnéticas observables, especialmente en las cuencas sedimentarias (Maksymchuk et al., 2009).

1.3. Modelos del Campo Geomagnético

Algunos modelos del campo geomagnético tienen como objetivo aproximar lo más posible al campo principal medido cerca o sobre la superficie terrestre, además de ser herramientas de suma importancia en relevamientos de prospección magnética, y de aplicación en la tecnología satelital. Además de proporcionar el campo principal, algunos de los modelos más distribuidos también estiman la tasa de cambio del campo geomagnético por año, conocida como variación secular.

1.3.1. Campo Internacional de Referencia Geomagnético (IGRF)

Unos de los principales modelos es el IGRF (International Geomagnetic Reference Field), producido y distribuido internacionalmente cada 5 años por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (Macmillan y Finlay, 2011). Para su desarrollo, la fuente más importante de información son los datos provenientes de los observatorios magnéticos, aunque también se incorporan medidas satelitales (Ørsted, CHAMP y SAC-C), que han permitido mejorar los modelos recientemente publicados por el IGRF.

Los modelos publicados por el IGRF están definidos por los coeficientes de los armónicos esféricos de grado n y orden m , que representan una solución a la ecuación de Laplace del potencial magnético (Ec.1.3), y sus derivadas respecto del tiempo. En dicha ecuación, V representa la función potencial escalar del campo magnético (Ec.1.4) (Macmillan y Finlay, 2011).

$$\nabla^2 V = 0 \quad (1.3)$$

$$\mathbf{B} = -\bar{\nabla}V \quad (1.4)$$

La solución de la Ec.1.3 está formada por una combinación lineal de coeficientes y de armónicos esféricos:

$$\begin{aligned} V(r, \theta, \lambda) = & \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{r^n}{a^{n-1}}\right) (b_n^m \cos(m\lambda) + c_n^m \text{sen}(m\lambda)) P_n^m(\cos(\theta)) \\ & + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a^{n+2}}{r^{n+1}}\right) (g_n^m \cos(m\lambda) + h_n^m \text{sen}(m\lambda)) P_n^m(\cos(\theta)) \end{aligned} \quad (1.5)$$

Donde las funciones $P_n^m(\cos(\theta))$ representan los polinomios asociados de Legendre (Ec.1.6), y r, θ y λ son las coordenadas esféricas del punto donde se obtiene el potencial:

$$P_n^m(\cos(\theta)) = P_n^m(\mu) = \frac{(n-m)!}{2(n!)^2} \cos^m(\theta) \frac{d^{n+m}}{d\mu^{n+m}} (\mu^2 - 1) \quad (1.6)$$

El desarrollo de V está separado en dos componentes:

- Fuente externa: Representado por los coeficientes b_n^m y c_n^m , válida para $0 < r < R = 80Km$. Dichos coeficientes son nulos cuando $r \Rightarrow 0$.
- Fuente interna: Representado por los coeficientes g_n^m y h_n^m , válida para $r \geq a$ (radio medio terrestre). Dichos coeficientes se anulan cuando $r \Rightarrow \infty$.

Como V no es observable, se recurre a las componentes del campo que establecen las siguientes relaciones con la función potencial.(Ec.1.7)

$$\begin{aligned} X &= \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \\ Y &= -\frac{1}{(r \sin(\theta))} \frac{\partial V}{\partial \lambda} \\ Z &= \frac{\partial V}{\partial r} \end{aligned} \quad (1.7)$$

En el año 2000 el desarrollo de armónicos esféricos fue truncado en el orden 10, y con un cálculo de 120 coeficientes, en los modelos posteriores el grado se amplió a 13 (con 195 coeficientes). Hasta estos valores es donde se representa el campo principal, si los aumentamos el modelo comienza a modelar otras fuentes del campo observado. En la Fig.1.8 vemos el modelo IGRF correspondiente al módulo del campo para el año 2015.

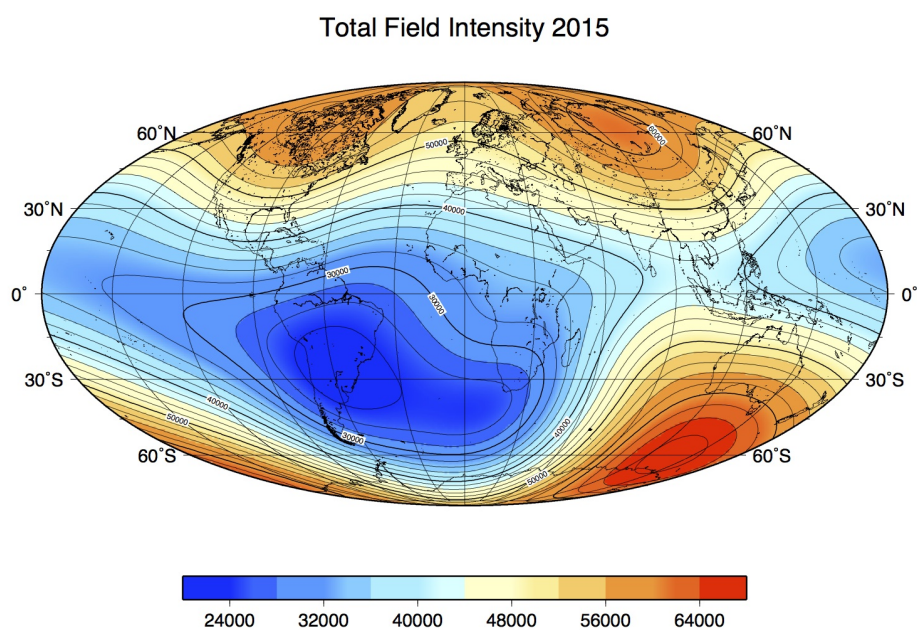


Figura 1.8. Modulo del Campo Geomagnético IGRF 2015 (Fuente: <https://www.ngdc.noaa.gov/>).

El modelo del IGRF considera solo la fuente magnética correspondiente a las corrientes eléctricas producidas en el núcleo externo terrestre, descartando las provenientes de las fluctuaciones generadas por las corrientes eléctricas de la magnetosfera y la ionósfera, así como los campos producidos por la magnetización de las rocas de la corteza (Macmillan y Finlay, 2011).

La precisión del IGRF está limitada principalmente por el número y la cantidad de observaciones, además de la distribución espacial de las mismas.

1.3.2. Modelo Geomagnético de Alta Definición

El High Definition Geomagnetic Model (HDGM) es un modelo de alta resolución a nivel global del campo principal y la corteza. Proporciona valores de campo total, inclinación y declinación del campo geomagnético para cualquier punto sobre la superficie terrestre. Éste se actualiza anualmente para modelar correctamente los cambios seculares en el campo geomagnético. (<http://www.ngdc.noaa.gov/>).

En la Fig.1.9 podemos observar una comparación entre la declinación proporcionada por el HDGM y por el IGRF, sobre las costa brasileñas.

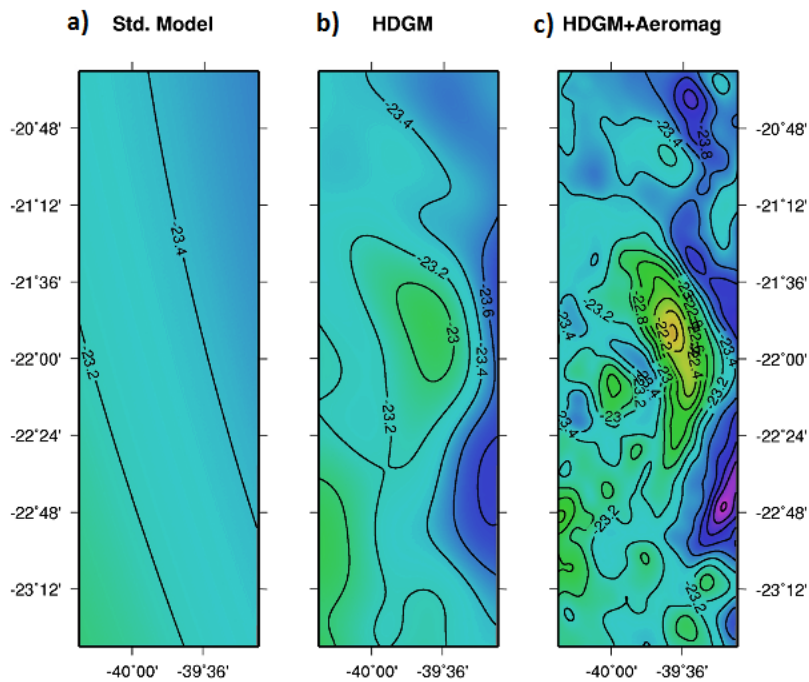


Figura 1.9. Declinación Geomagnética a) IGRF b)HDGM c) HDGM y Aeromagnetismo. (Fuente: <https://www.ngdc.noaa.gov/>)

El HDGM se caracteriza por:

- Poseer alta resolución de la definición del campo generado en la corteza, proporcionando valores precisos de declinación y en profundidad del campo generado en la corteza.
- Tener modelos de variación secular de campo principal desde 1900 a la actualidad.
- Calcular el modelo promedio del campo externo para estimar lo que se conoce como campo perturbado.
- Estimaciones de la incertidumbre utilizando el modelo de error ISCWSA (Industry Steering Committee on Wellbore Survey Accuracy).

1.3.3. Modelo Magnético Mundial

El World Magnetic Model es un modelo que trata de conciliar datos de muy diferente resolución temporal y espacial obtenidos en superficie, y de fuentes satelitales. Este modelo permite acceder a un modelo de error que proporciona estimaciones de la incertidumbre para cada elemento geomagnético (X, Y, Z, H, F, I y D) y para todos los puntos de la superficie de la Tierra.

Los WMM producidos solo caracterizan la sección del campo magnético interno de la Tierra correspondiente a la longitud de onda larga (periodos desde decenas de años), generada principalmente en el núcleo externo fluido de la Tierra. Este modelo, en gran parte, no representa los campos generados por la corteza y el manto superior, y por la ionósfera y la magnetosfera.

El modelo permite acceder con precisión al campo actual y su tasa de cambio, permitiendo extrapolar linealmente los valores hacia el futuro. Esta predicción del WMM es muy precisa en su fecha de lanzamiento y se va deteriorando hacia el final del periodo de 5 años, momento en que son revisados los coeficientes del modelo. En la Fig.1.10 podemos ver el módulo del campo para el modelo perteneciente al año 2015.

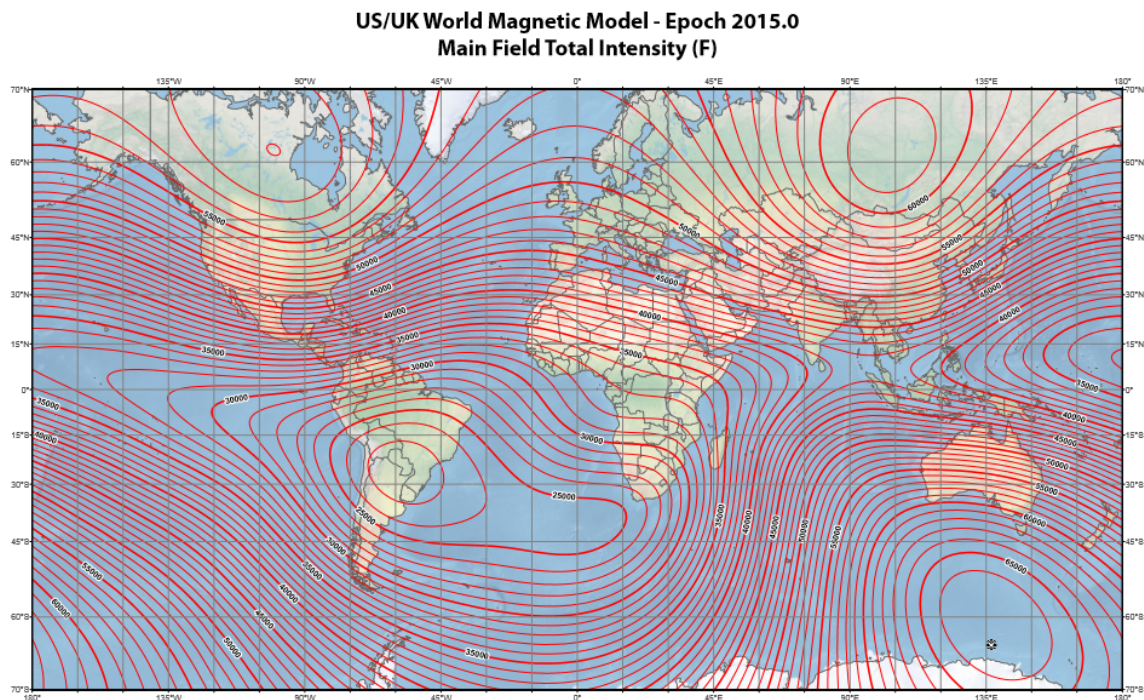


Figura 1.10. Módulo del Campo Geomagnético publicado por WMM (Fuente: <https://www.ngdc.noaa.gov/>).

Sobre la base de los coeficientes WMM de 2015, el polo norte geomagnético se encuentra en 80.37°N de latitud y 72.62°W de longitud y, y el polo sur geomagnético está en 80.37°S de latitud y longitud 107.38°E y. El eje del dipolo está inclinado en $9,69^{\circ}$ respecto del eje de rotación de la Tierra (<https://www.ngdc.noaa.gov/>).

1.3.4. Modelo Geomagnético Global de BGS

El BGS Global Geomagnetic Model (BGGM) es un modelo matemático del campo geomagnético de la Tierra. Se revisa cada año para permitir la inclusión de nuevos datos recopilados desde la última revisión y cualquier desarrollo de la metodología de modelado, lo que permite minimizar los errores que surgen de predecir el campo. El modelo no incluye el campo originado en la corteza y de origen externo, que varían rápidamente.

El BGGM es ampliamente utilizado en la industria del petróleo para la perforación, permitiendo determinar y medir la dirección del pozo respecto a la dirección del campo geomagnético local (<http://www.geomag.bgs.ac.uk/>).

Capítulo 2

Marco Tectónico en los Observatorios Estudiados

2.1. Observatorio Magnético Permanente de Pilar

La estación Pilar (PIL, Lat.: 31.67°S, Long.: 63.88°W, Alt: 336m) está ubicada en la localidad de Pilar, provincia de Córdoba, a orillas de Río Segundo (hoy llamado Xanaes). Las obras de instalación del Observatorio Meteorológico y Geofísico comenzaron a fines del año 1903, permitiendo obtener el primer registro magnetográfico en julio de 1904.

La región aledaña a la estación está caracterizada por dos provincias geológicas, donde en el occidente existen las Sierras Pampeanas Orientales y en el oriente la llanura Chacabonaense. La primera corresponde a un orógeno generado durante el proterozoico, responsable del magmatismo y metamorfismo de esa edad, cubiertos por sedimentitas continentales asociadas a eventos glaciarios con frecuentes niveles piroclásticos (Ramos, 1999). La segunda es una extensa planicie que presenta una transgresión marina del mioceno medio. El subsuelo se compone de varias cuencas sedimentarias entre las que se destacan la cuenca Chacabonaense, la cuenca del Salado, la antefosa de Claromecó y la cuenca del Colorado (las dos últimas no serían parte de la región de estudio), donde las rocas sedimentarias están acompañadas de rocas magmáticas y metamórficas (Ramos, 1999).

En la Fig. 2.1 se muestran los terremotos que se encuentran en un área cuadrada, de 600km de lado, en un periodo de tiempo de 30 años (entre 1970-2000), con su centro en Pilar (rombo anaranjado). Dicha estación está ubicada sobre la placa Sudamericana. La actividad observada se debe a la interacción entre la placa de Nazca y la antes mencionada, cuyo borde se encuentra en el límite occidental del continente, donde la litosfera oceánica subducta por debajo de la placa Sudamericana. La convergencia asociada con este proceso es responsable del levantamiento de la Cordillera de los Andes y de la cadena volcánica activa presente (Hayes et al., 2014).

En relación con una placa Sudamericana, la placa de Nazca se mueve lentamente hacia el este-noreste a una velocidad que varía aproximadamente 80mm/año en el sur y 65mm/año en el norte. Aunque la velocidad de subducción varía poco a lo largo de todo el arco, donde se extiende el contacto entre las placas mencionadas, hay cambios complejos en los procesos geológicos que influyen dramáticamente en la actividad volcánica, deformación de la corteza y generación de terremotos (Hayes et al., 2014).

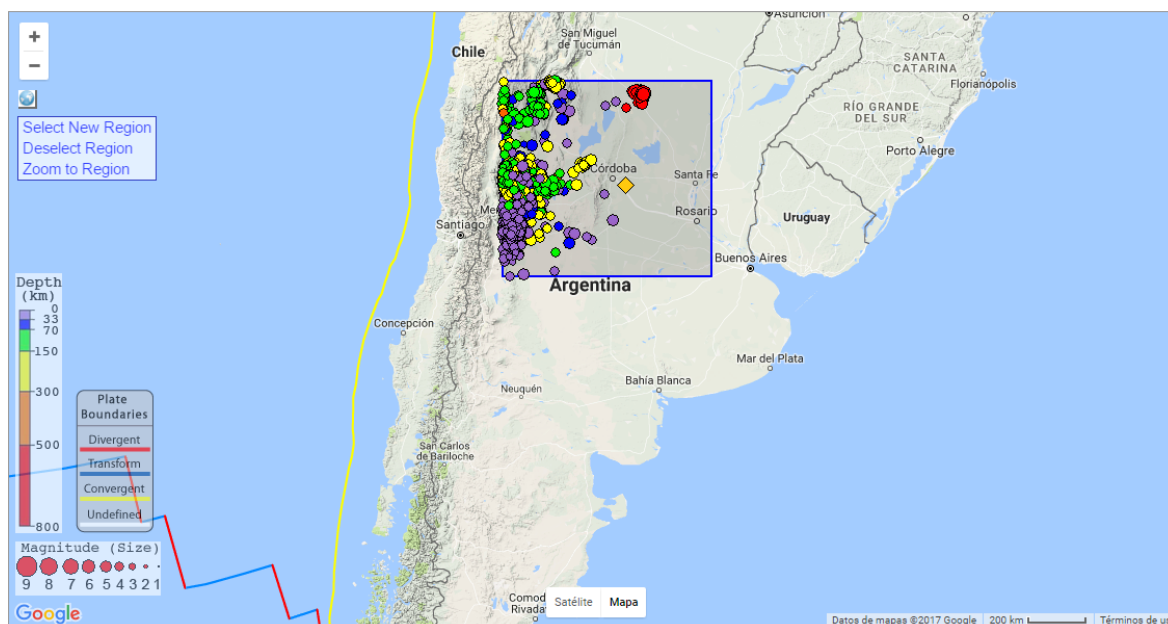


Figura 2.1. Eventos sísmicos registrados entre 1970-2000 en un área cuadrada de 600Km de lado y circundante al Observatorio Magnético de Pilar. Generado a partir de la página de Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)

Por otro lado, los sismos someros que ocurren dentro de la placa continental se producen debido a deformación generada por la convergencia entre las placas y la existencia de esfuerzos locales. Estos sismos intraplaca son los que generan la deformación responsable del levantamiento de la cordillera de los Andes, y se originan generalmente a profundidades menores a los 30Km (<http://www.csn.uchile.cl/>).

Los terremotos interplaca se producen como resultado de la liberación de energía acumulada por el acoplamiento entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. Dichos sismos definen el contacto entre placas y suelen ser de gran magnitud, siendo ejemplos de estos sismos el terremoto de Valdivia de 1960 ($M_w=9.5$), y el terremoto del Maule de 2010 ($M_w=8.8$) (<http://www.csn.uchile.cl/>). El contacto mencionado se muestra en la Fig.2.2 donde se puede observar la profundidad y geometría de la zona de subducción.

Por otro parte, los eventos sísmicos intraplaca que ocurren dentro de la placa Nazca se originan a profundidades mayores que 60 km hasta la máxima profundidad en que la placa siga teniendo un comportamiento frágil (hasta aproximadamente los 700 km de profundidad) (<http://www.csn.uchile.cl/>). Los sismos generados a profundidades mayores a 600 km como resultado de la deformación interna de la placa de Nazca pueden exhibir grandes magnitudes, un ejemplo es el terremoto de magnitud 7.0 ocurrido en enero de 2011 en la provincia de Santiago del Estero a una profundidad de 608 Km. (Hayes et al., 2014).

En las regiones sobre el centro de Chile y Argentina la placa de Nazca posee un ángulo de subducción de aproximadamente 10° o menos. En estas regiones de subducción “plana”, la placa de Nazca se mueve horizontalmente por varios cientos de kilómetros antes de continuar su descenso hacia el manto (Hayes et al., 2014).

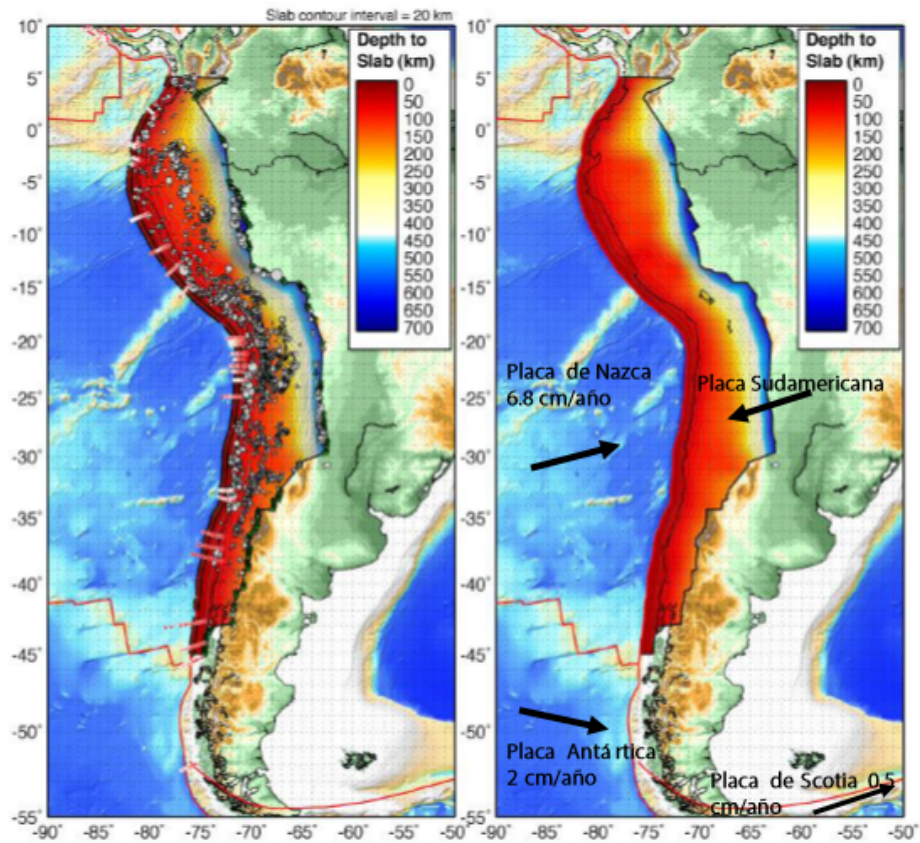


Figura 2.2. Marco tectónico de Chile. Se muestra la interacción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. Los colores indican la profundidad alcanzada por la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Los puntos de color blanco son sismos interplaca que permiten determinar la profundidad y geometría de la zona de subducción. (Fuente: Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile)

2.2. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas

La estación Islas Argentinas (AIA, Lat.: 65.25°S, Long.: 64.25°W, Alt: 10m) está situada en la estación antártica ucraniana Akademik Vernadsky, en la Península Antártica. Comenzó su construcción en el año 1955 para iniciar su operación y obtener los primeros registros en 1957.

La estación está sobre la placa Antártica, la cual está centrada en el Polo Sur. La actividad sísmica está determinada por un complejo sistemas de placas entre las que se destacan: placa Sudamericana, placa Shetland, placa de Scotia, placa Antártica y la placa de Phoenix. Siendo la actividad de mayor interés la concentrada en el sector sur-oeste, ya que es la zona más cercana al Observatorio de Islas Argentinas (rombo amarillo). En la Fig. 2.3 se muestran los terremotos que se encuentran en un área cuadrada, de 600km de lado, en un periodo de tiempo de 30 años (entre 1970-2000) con su centro en la estación.

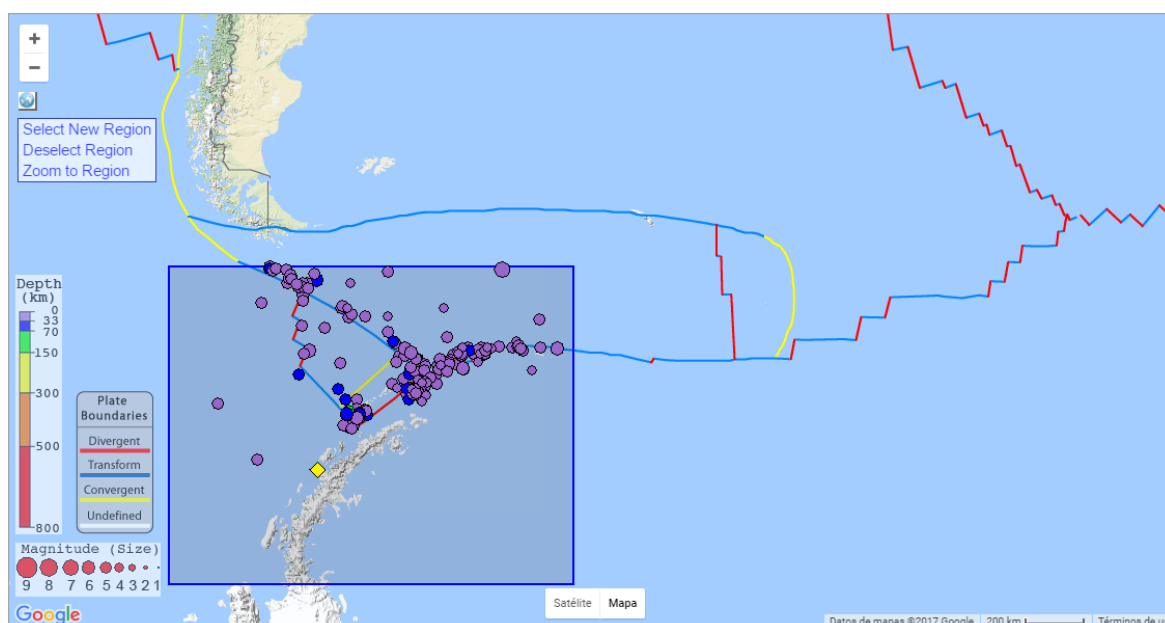


Figura 2.3. Eventos sísmicos registrados entre 1970-2000 en un área cuadrada de 600Km de lado y circundante al Observatorio Magnético de Islas Argentinas. Generado a partir de la página de Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)

En la Fig.2.4 se muestra la disposición de las placas mencionadas. Al oeste se encuentra la antigua placa oceánica inactiva de Phoenix, que ahora forma parte de la placa Antártica, que está limitada al este por la zona de fractura Shackleton, una fractura oceánica que se extiende desde el sur de Sudamérica hasta el extremo norte de la Península Antártica (Civile, 2012).

La actividad sísmica se concentra donde la litosfera oceánica del Atlántico Sur subduce por debajo de la placa Sandwich del Sur. La mayoría de los eventos son intermedios (70-150 km), mientras que los otros límites (norte y sur) de la placa de Scotia se describen principalmente por eventos de poca profundidad (0-70km). Por otro lado, los estudios realizados muestran que en la región del Mar de Scotia la placa Antártica se desplaza lentamente (1,7

a 2,0 cm/año) hacia el este con respecto a la placa Sudamericana (Civile et al., 2012).

La región de las Islas Shetland del Sur-Península Antártica es un sistema geodinámico que experimenta cambios rápidos en la configuración de las placas. De hecho, la fosa de Shetland del Sur es el último segmento sobreviviente de una zona de subducción que una vez se extendió a lo largo del borde occidental de la Península Antártica (Robertson et al., 2003).

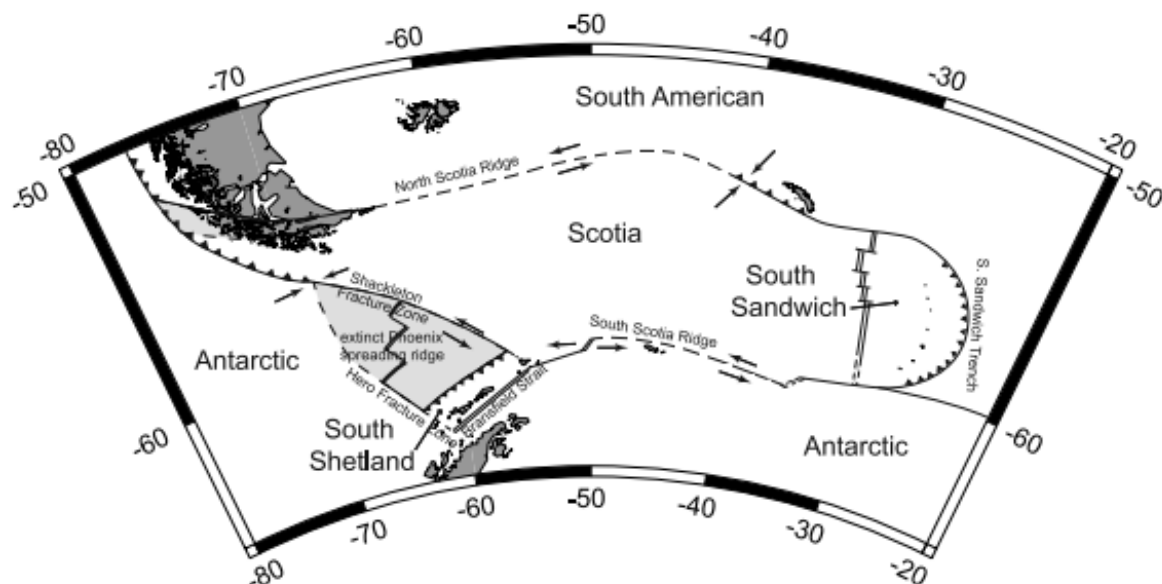


Figura 2.4. Mapa tectónico de la Península Antártica y la región del Mar de Scotia. (Fuente: Robertson et. al (2003))

Kanao (2014) afirma que la actividad sísmica que se observa en la región mostrada en la Fig.2.4 es la más alta en la Antártida, incluyendo las áreas volcánicas activas de Isla Decepción, junto con la zona de subducción de la fosa Shetland del Sur y el rift en el Estrecho de Bransfield, donde las profundidades focales de los terremotos son en su mayoría menos profundas que 40 km. De hecho, durante dos décadas en 1971-1989, sólo cuatro terremotos ocurrieron con profundidades focales entre 40 y 100 Km (Kanao, 2014).

Por otro lado, Robertson et al.(2003) realizaron un estudio en la región de las Shetland del Sur durante el periodo que abarca 1997-1999. Los eventos analizados alcanzaron una profundidad máxima de 65 km, pero la mayoría son inferiores a los 30 km (Robertson, 2003). Según Kanao (2014) muchos de los terremotos que ocurrieron entre 10 a 30 km de profundidad se localizan en la región que se extiende desde la fosa Shetland del Sur hacia las islas Shetland del Sur.

Por otra parte, las localizaciones de los terremotos sugieren la existencia de convergencia activa a lo largo de la zona de la subducción en la fosa Shetland del Sur (Kanao, 2014), sin embargo, los catálogos sísmicos globales muestran bajos niveles de sismicidad. Además, los estudios estarían mostrando subducción continua a un ritmo muy lento y de bajo ángulo. En consecuencia, la fosa Shetland del Sur representa así una lenta convergencia con ausencia de terremotos de profundidad intermedia. En este contexto, algunas de las estimaciones de la velocidad de subducción se han hecho usando datos de anomalías magnéticas, y oscilan entre

2,4 cm/año y 0,9 cm/año (Robertson, 2003).

Los registros sísmicos indican que los terremotos locales ocurren frecuentemente en el estrecho de Bransfield (Robertson, 2003). Muchos terremotos se localizan en el área del arco posterior, ya sea en grandes volcanes submarinos o en la región de rifting a lo largo del centro del Estrecho de Bransfield (Kanao, 2014). Por su parte, Pelayo y Wiens (1989) observaron que los terremotos se agrupan cerca de los volcanes activos de Isla Decepción y Isla Bridgeman. En estos lugares los terremotos indican que la sismicidad se asocia con un rifting activo (Kanao, 2014). En consecuencia, en el estrecho de Bransfield se originan terremotos con mecanismos extensionales, y además presenta un fondo marino lineal con grandes construcciones volcánicas y un alto flujo de calor (Robertson, 2003).

Capítulo 3

Recopilación de Datos

3.1. Observatorio Magnético Permanente de Pilar

Para calcular la *Variación Secular Residual* (VSR) en la estación de Pilar es necesaria la obtención de los valores medios anuales (VMA) del campo geomagnético, en sus siete componentes (H, D, I, X, Y, Z, F).

Los VMA se extrajeron de internet (<http://www.geomag.bgs.ac.uk/>), seleccionando de un listado de observatorios magnéticos permanentes del mundo el correspondiente a Pilar (PIL). El período de tiempo comprende desde 1905.5 hasta el año 2007.5, exceptuando los años 1957.5, 1958.5, 1959.5, 2002.5, 2003.5 y 2004.5 para los cuales la estación no calculó o publicó los resultados. Para tener continuidad en los datos decidimos utilizar los correspondientes a los años entre 1970.5 y 2000.5.

En la Tabla 3.1, se muestra la disposición de los datos descargados a partir de 1905.5, que incluye los años y las siete componentes de los VMA, por lo que no contiene la totalidad de los datos. La totalidad de los datos que utilizaremos se puede observar en la Fig. 3.1.

Tabla 3.1. Valores Medios Anuales en el Observatorio Magnético de Pilar

Observatorio de Pilar									
Year	D[°,']	H[nT]	I[°,']		X[nT]	Y[nT]	Z[nT]	F[nT]	
1970.5	1	47.5	22065	-28	17.5	22054	690	-11877	25058
1971.5	1	39.5	21996	-28	22.0	21987	637	-11877	24998
1972.5	1	31.7	21926	-28	27.4	21918	585	-11883	24939
1973.5	1	24.0	21856	-28	33.1	21849	534	-11892	24882
:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
2000.5	-2	43.2	20067	-31	51.1	20047	-949	-12466	23624

Otro de los elementos necesarios para el cálculo de la VSR, son los valores del campo proporcionados por el modelo geomagnético del IGRF en la estación Pilar (PIL, Lat.: 31.67°S, Long.: 63.88°W, Alt: 336m). Los valores del modelo se adquirieron ingresando la posición, con la altitud en kilómetros y el año (ejemplo: 1905.5, para que coincida con las fechas con los VMA), para el cual disponemos de los datos de los valores medios anuales. Además desde el menú inicial debemos seleccionar las componentes a utilizar, en este estudio serían todas las componentes del campo. El ingreso de los datos se repite hasta obtener todos los años

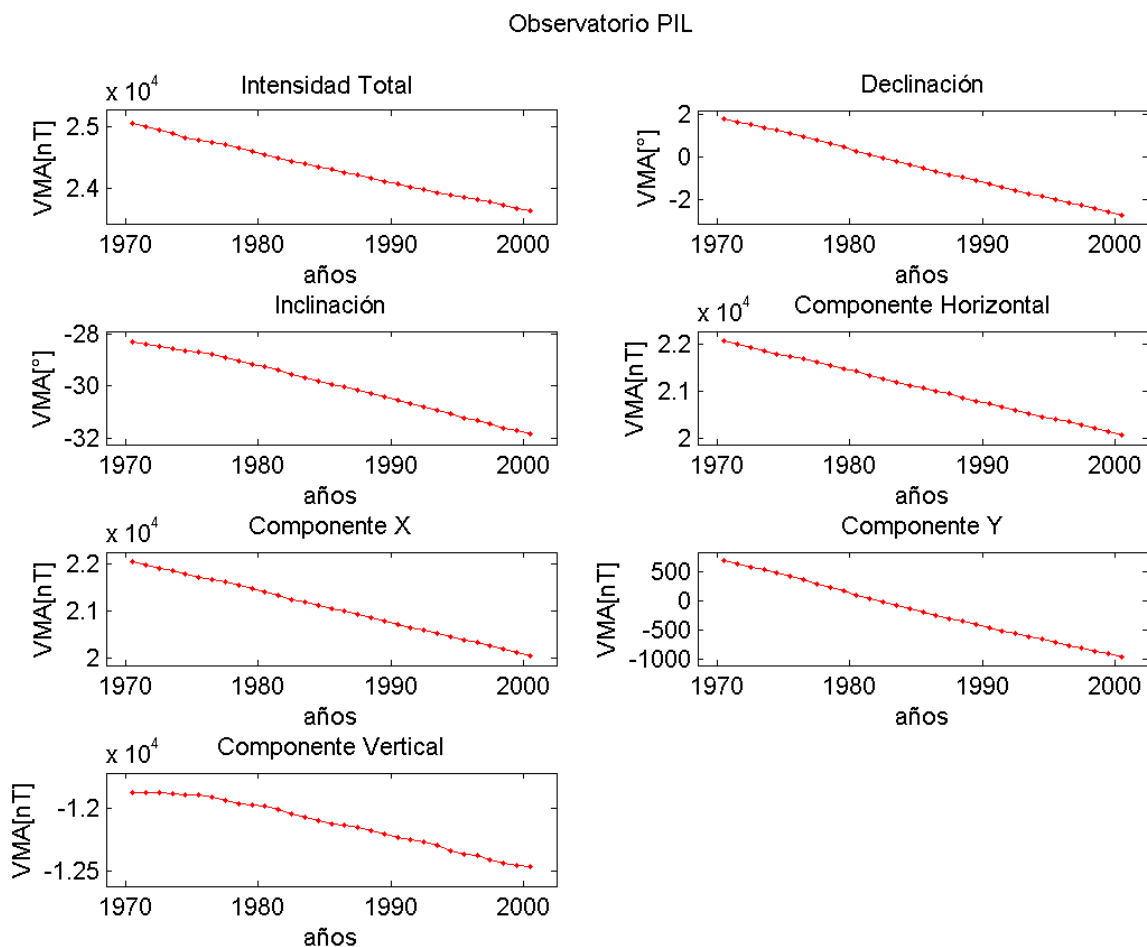


Figura 3.1. Valores medios anuales correspondientes al Observatorio Magnético de Pilar, en sus siete componentes

para los cuales tenemos valores de VMA y completar el intervalo de tiempo correspondiente al Observatorio Magnético de Pilar.

Un ejemplo de la disposición de los elementos del campo proporcionado por el IGRF se observa en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2. Modelo de IGRF en el Observatorio Magnético de Pilar

Observatorio de Pilar							
Year	D[°]	H[nT]	I[°]	X[nT]	Y[nT]	Z[nT]	F[nT]
1970.5	1.785	22075	-28.314	22064	688	-11893	25074
1971.5	1.643	22006	-28.401	21997	631	-11899	25017
1972.5	1.500	21937	-28.489	21929	574	-11905	24959
1973.5	1.356	21868	-28.577	21862	517	-11911	24902
:	:	:	:	:	:	:	:
2000.5	-2.725	20070	-31.738	20047	-954	-12414	23599

La totalidad de los datos a utilizar, correspondientes al modelo del IGRF, se exponen en la Fig. 3.2, en sus siete componentes.

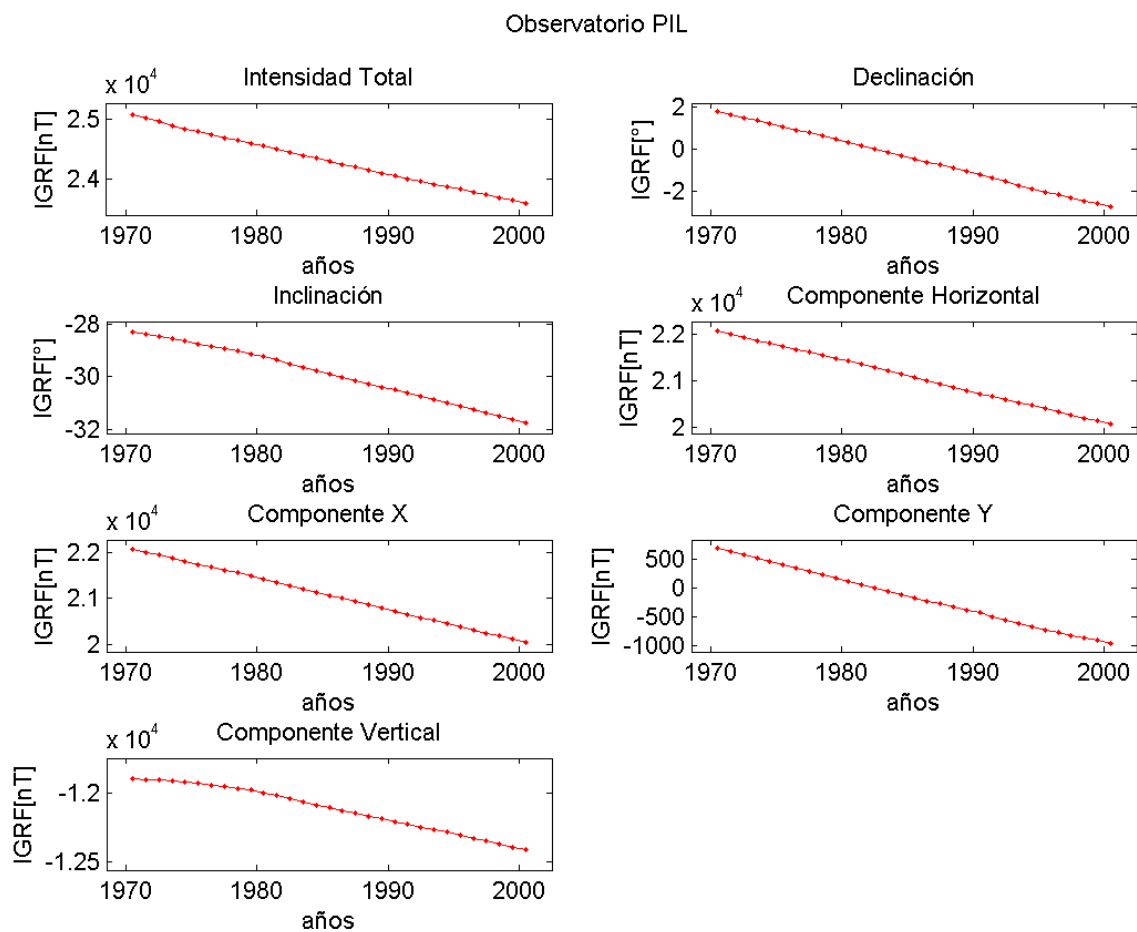


Figura 3.2. Las componentes del campo geomagnético modelado por el IGRF en el Observatorio Magnético de Pilar

3.2. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas

Los VMA se extrajeron de la misma base de datos de donde se descargaron para el Observatorio Magnético de Pilar, seleccionando Islas Argentinas (AIA, Lat.: 65.25°S, Long.: 64.25°W, Alt: 10m) del listado mencionando en la sección anterior. El periodo de tiempo comprende desde 1957.5 hasta el año 2013.5. La totalidad de los datos que utilizaremos se visualizan en la Fig. 3.3, salvo los elementos correspondientes al año 1985.5 para el cual no fueron publicados los resultados. Para establecer un paralelismo entre ambas estaciones solo se utilizarían los correspondientes al intervalo 1970.5-2000.5.

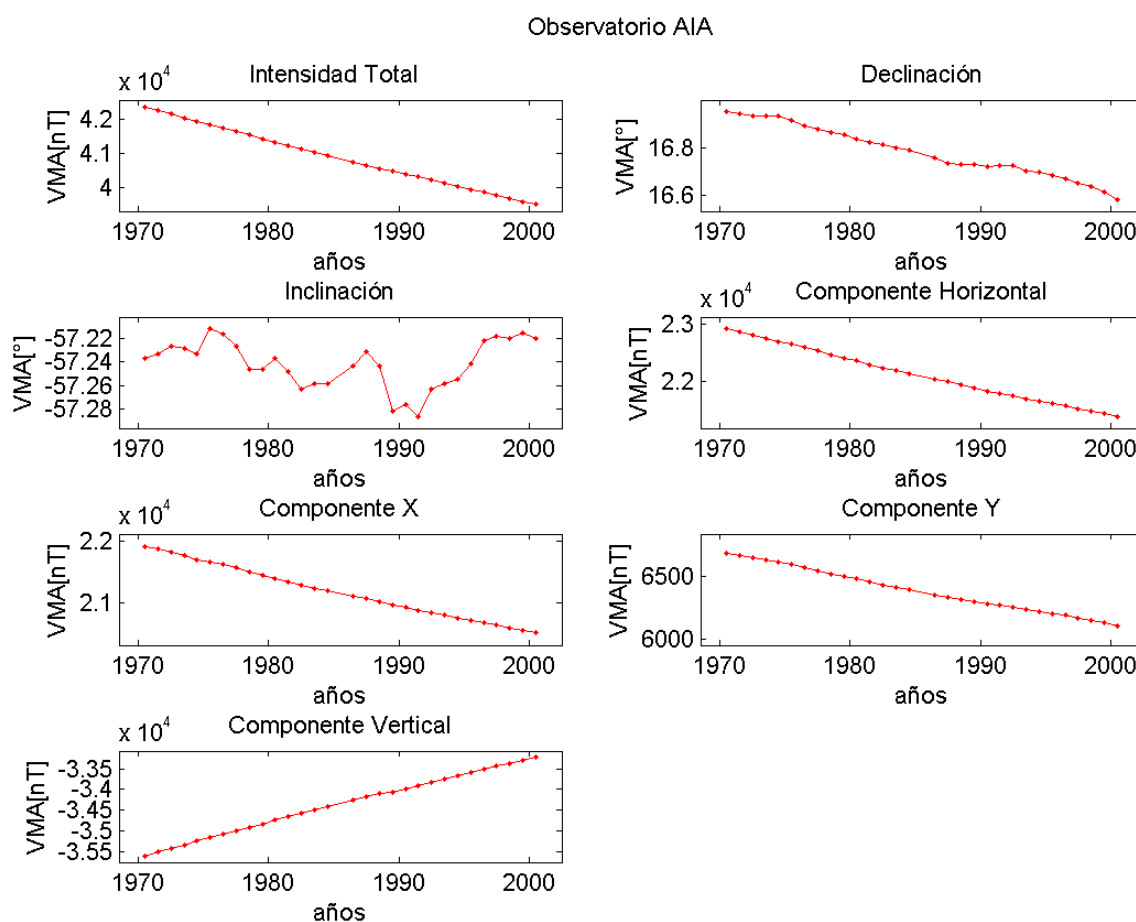


Figura 3.3. Valores Medios Anuales correspondientes al Observatorio de Islas Argentinas, en sus siete componentes

Los valores del modelo IGRF en la estación Islas Argentinas se obtuvieron del mismo modo que para Pilar, ingresando la posición, con la altitud en kilómetros, y el año (ejemplo: 1957.5). El ingreso de los parámetros se repite hasta completar el intervalo de tiempo correspondiente al Observatorio Magnético de Islas Argentinas.

La disposición de los datos, tanto del IGRF como de los VMA, es la misma que asignamos en el Observatorio Magnético de Pilar, y que se puede advertir en las tablas 3.1 y 3.2, respectivamente. La totalidad de los datos a utilizar, correspondientes al modelo del IGRF,

se puede advertir en la Fig. 3.4, en sus siete componentes.

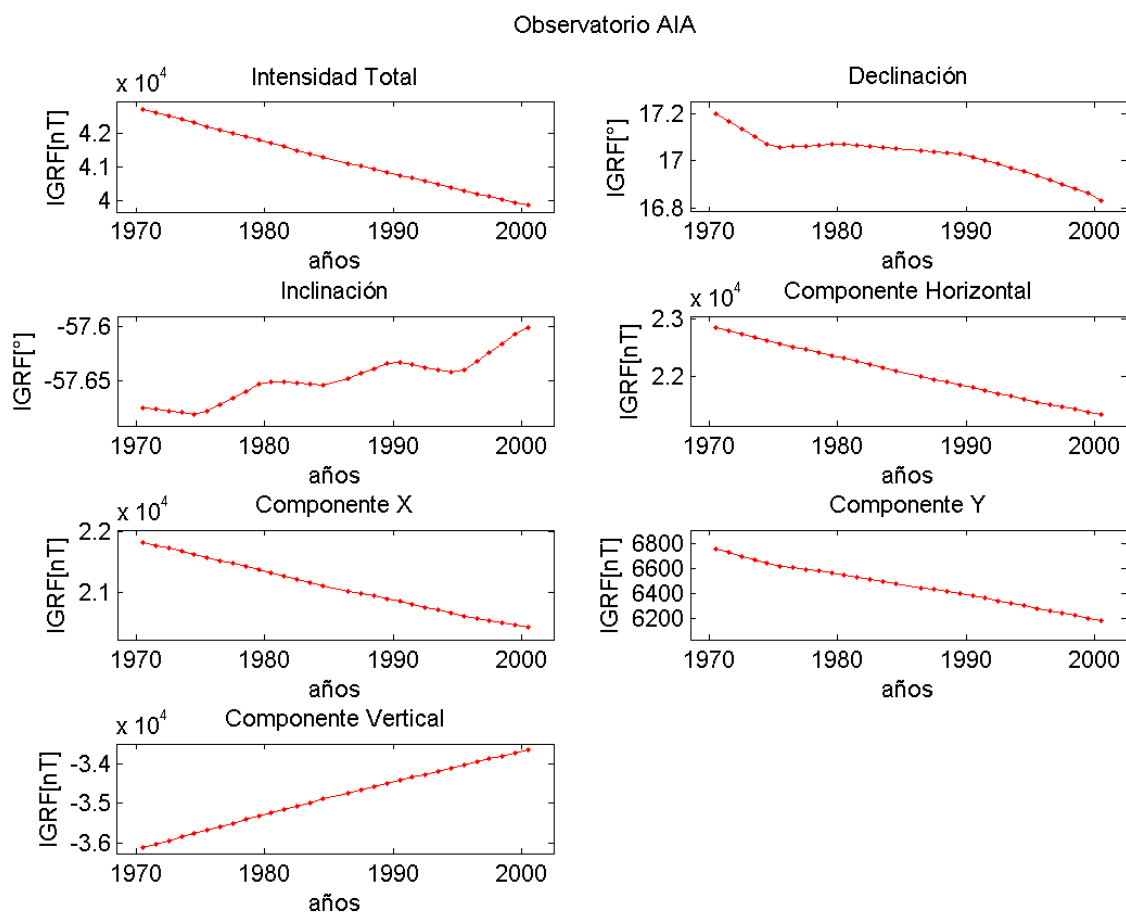


Figura 3.4. Las componentes del campo geomagnético modelado por el IGRF en el Observatorio Magnético de Islas Argentinas

Capítulo 4

Variación Secular Residual: Cálculo y Resultados Obtenidos

4.1. Metodología de Cálculo

El objetivo al momento de calcular la *Variación Secular Residual (VSR)*, como ocurre en el campo de los Métodos Magnéticos de Prospección, es poder aislar el campo originado en la corteza del resto de las contribuciones del campo observado, con la diferencia que lo que se analiza es la variación temporal y no la espacial, además de que el interés está centrado en la variación secular. En la Ec.4.1 podemos observar el campo cortical en función del campo observado y del resto de sus contribuciones.

$$\bar{F}_{CampoCortical} = \bar{F}_{CampoObservado} - \bar{F}_{CampoPrincipal} - \bar{F}_{CampoExterno} - \bar{F}_{CampoInducido} \quad (4.1)$$

Los VMA por la naturaleza de su cálculo, contienen información del campo aportado por el núcleo externo y por la corteza. Esto se debe a que al realizar el promedio de los registros, las variaciones de origen externo son atenuadas generando que la información que permanezcan sean las contribuciones internas. Aun así, los datos pueden contener aportes de origen externo que corresponden a los periodos de mayor actividad solar, los cuales deben ser eliminados.

A diferencia de los VMA, los elementos del IGRF contiene solo las contribuciones del núcleo externo (campo principal), producto de la selección del orden y grado utilizados para obtener dicho modelo.

Los cálculos comienzan realizando la derivada respecto al tiempo de los VMA y de los elementos del modelo, obteniendo así la variación secular a partir de ambos datos. Luego, por las características mencionadas de los datos, de la diferencia entre las VS calculadas obtenemos la variación secular residual. En la Ec.4.2 vemos esta operación y por la propiedad de conmutatividad respecto de la derivada es posible invertir el orden de los cálculos.

$$\frac{\partial \bar{F}_{CampoCortical}}{\partial t} = \frac{\partial (\bar{F}_{VMA} - \bar{F}_{IGRF})}{\partial t} = \frac{\partial \bar{F}_{VMA}}{\partial t} - \frac{\partial \bar{F}_{IGRF}}{\partial t} \quad (4.2)$$

Finalmente, debemos eliminar los posibles aportes del campo externo, incluyendo el campo inducido, que no hayan sido eliminados de los VMA. Los métodos para independizar la VSR de las contribuciones externas consisten en la utilización del índice Dst. Primero, debemos identificar los periodos de actividad solar, que se clasifican en: alta actividad y actividad

media-baja. Luego, se procede a calcular la correlación de la VSR y el índice Dst. Si el índice da bajo la VSR no se modifica (Maus y Weidelt., 2004).

Por otro lado, se debe calcular la derivada temporal del índice Dst, si es muy alta y positiva se debe ignorar la corrección, debido a que no representa las variaciones de origen externo. Por último, con estos valores se corrigen la VSR en función del nivel de actividad solar. Si la actividad es alta la VSR se modifica como en la Ec.4.3 y si es media-baja se corrige como se muestra en la Ec.4.4 (Maus y Weidelt, 2004).

$$VSR_{corregido} = VSR_{calculada} - \frac{dDst}{dt} \quad (4.3)$$

$$VSR_{corregido} = VSR_{calculada} - 0.75 \frac{dDst}{dt} \quad (4.4)$$

A continuación, se procedió a indicar de forma particular este proceso para ambas estaciones, mostrando los resultados producidos en cada operación para cada una.

Debido a que se intentará explicar la VSR vinculándolos con algún indicador de actividad tectónica, ya sea el número de terremotos (siguiendo los estudios de Gianibelli (2011)), o ensayando algún escenario geológicamente compatible, siguiendo los ejemplos de los trabajos de Sumitomo (1980) y Gawali et al.(2011), se analizará la VSR sobre las componentes horizontal y vertical, así como sobre el módulo del campo.

4.2. Observatorio Magnético Permanente de Pilar

4.2.1. Procesamiento de Datos

Primero, se realizó la diferencia entre los valores medios anuales medidos en el Observatorio Magnético de Pilar y valores del campo obtenidos del modelo de IGRF, en ese mismo punto. En consecuencia, se logró aislar el campo cortical que contenían los VMA.

Luego, se realizó la derivación sobre los valores obtenidos en la operación anterior, el campo residual y todas sus componentes. Como se trabaja con datos discretos, la derivación de primer orden respecto al tiempo se realiza sobre cada una de las muestras de los elementos mencionados.

La derivada para la muestra i se efectúa con el cociente de la diferencia entre el valor del campo $i+1$ y el valor $i-1$, y la diferencia entre la muestra $i+1$ de la serie temporal y la muestra $i-1$, como se ejemplifica en la Ec.4.5 para la componente Z . De esta manera, las muestras pertenecientes a la variación secular residual calculada son asignada al elemento de la secuencia temporal i , de los datos originales, obteniendo de esta manera el par $(VSRZ(i), t(i))$.

$$VSR(i)_{Vertical} = \frac{\partial Z_i}{\partial t} = \frac{Z_{i+1} - Z_{i-1}}{t_{i+1} - t_{i-1}} \quad (4.5)$$

Finalmente, debemos eliminar las contribución de las fuentes externas de la VSR calcula, utilizando el índice Dst, para de esta manera contener solamente los aportes cuyas fuentes provienen de la corteza. Como los índice Dst se comenzaron a calcular y publicar a partir de

1957, resultó conveniente el intervalo de tiempo elegido para realizar el análisis. En la Fig.4.1 se muestra la variación secular residual obtenida en el Observatorio Magnético de Pilar.

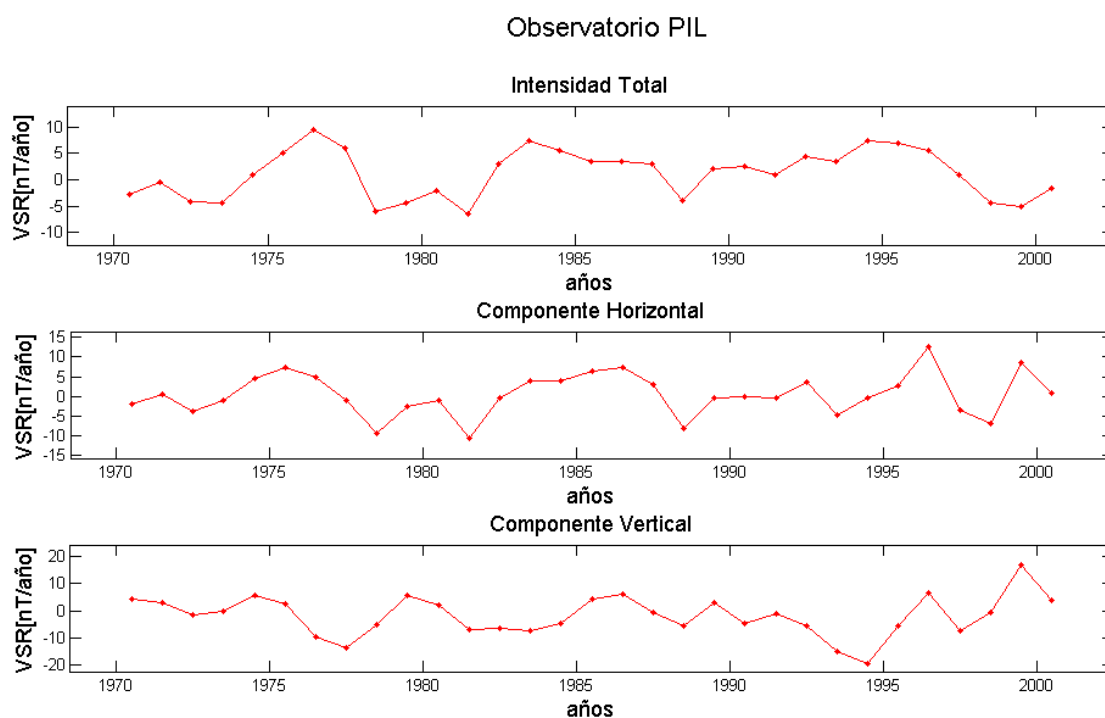


Figura 4.1. Variación Secular Residual en el Observatorio Magnético de Pilar

4.2.2. Resultados Obtenidos

Si analizamos el modulo del campo (F) en los periodos trabajados, la VSR presenta un valor máximo de 9.5 nT/año aproximadamente y un valor mínimo de -6.5 nT/año. En la Tabla 4.1, se muestran los máximos y los mínimos correspondientes a la VSR en las componentes horizontal y vertical. La componente horizontal exhibe valores similares y cercanos a la decena de nT/año tanto en los valores superiores como inferiores. La componente vertical tiene valores que oscilan entre 17 y -19.4 nT/año, siendo estos el máximo y el mínimo, respectivamente.

Observatorio Magnético de Pilar			
	H	Z	F
Máximo	12.7[nT/año]	17[nT/año]	9.5[nT/año]
Mínimo	-10.5[nT/año]	-19.4[nT/año]	-6.5[nT/año]

Tabla 4.1. Valores Máximos y Mínimos en las Componentes de Variación Secular Residual en el Observatorio Magnético de Pilar

Parte de la variación secular residual, como se mencionó en la Sec.1.2.3, tiene una componente caracterizada por un crecimiento constante de carácter lineal, denominada de primer tipo, con su origen vinculado a variaciones en la susceptibilidad magnética y magnetización remanente de las rocas superficiales. Para obtenerla, se calculó la regresión lineal mediante el método de mínimos cuadrados, determinando así que la VSR en Pilar tiene un aumento con una tasa de $0.07nT/año^2$ (en el campo total, F), valor que no puede ser considerado por ser menor a la precisión presente en los instrumentos de medición, y que se repite en el resto de las componentes (ver Tabla 4.2). En la Fig.4.2 se observa dicha variación como una recta de color azul.

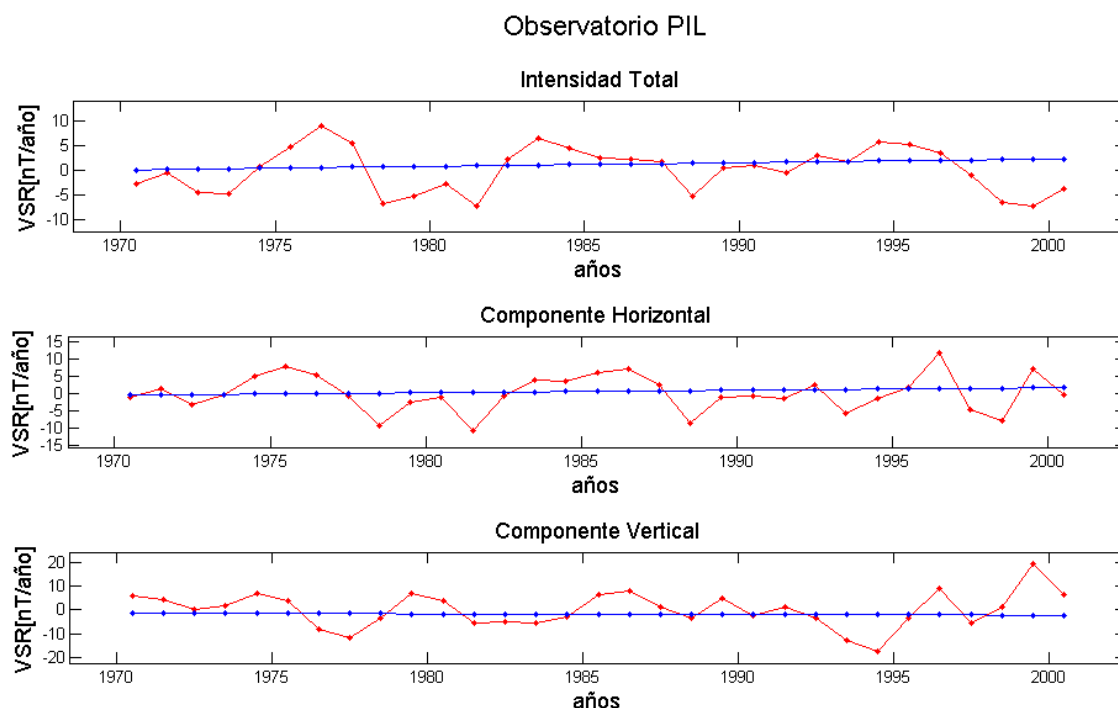


Figura 4.2. Variación Secular Residual de Primer Tipo (azul) y de Segundo Tipo (rojo) en el Observatorio Magnético de Pilar

Observatorio Magnético de Pilar			
	H	Z	F
Máximo	11.5[nT/año]	19.2[nT/año]	9[nT/año]
Mínimo	-10.7[nT/año]	-17.3[nT/año]	-7.4[nT/año]
Pend.	0.07[nT/año ²]	-0.03[nT/año ²]	0.07[nT/año ²]

Tabla 4.2. Valores Máximos y Mínimos de las Anomalía Residual de Segundo Tipo y Valor de la Pendiente de Anomalía Residual de Primer Tipo en el Observatorio Magnético de Pilar

En la Fig.4.2, observamos, en color rojo, la curva perteneciente a lo que se conoce como

anomalías del segundo tipo. Estas, se manifiestan con variaciones con un rango de hasta ± 9 nT/año para el modulo del campo, luego de retirar la tendencia lineal que corresponde a la anomalía del tipo 1. El origen estaría asociado a cambios en la conductividad de la roca debido a las variaciones en la presión de poro.

4.3. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas

4.3.1. Procesamiento de datos

Para Islas Argentina, se repiten los cálculos utilizados para el Observatorio Magnético de Pilar. En primer lugar, se realiza la diferencia entre los VMA y los valores del IGRF, donde solo sobrevive el campo cortical en el punto estudiado, más posibles contribuciones externas. Luego, se derivan los elementos obtenidos en la operación anterior de manera análoga a lo explicado en Pilar.

Por último, solo resta calcular y aplicar las correcciones de campo externo, obtenidas a partir del índice Dst, para de esta manera independizarse de las contribuciones que no provienen de procesos internos. Los resultados de las operaciones se graficaron para observar el comportamiento de la variación secular residual en todas sus componentes. Dichos gráficos son los pertenecientes a la Fig.4.3 .

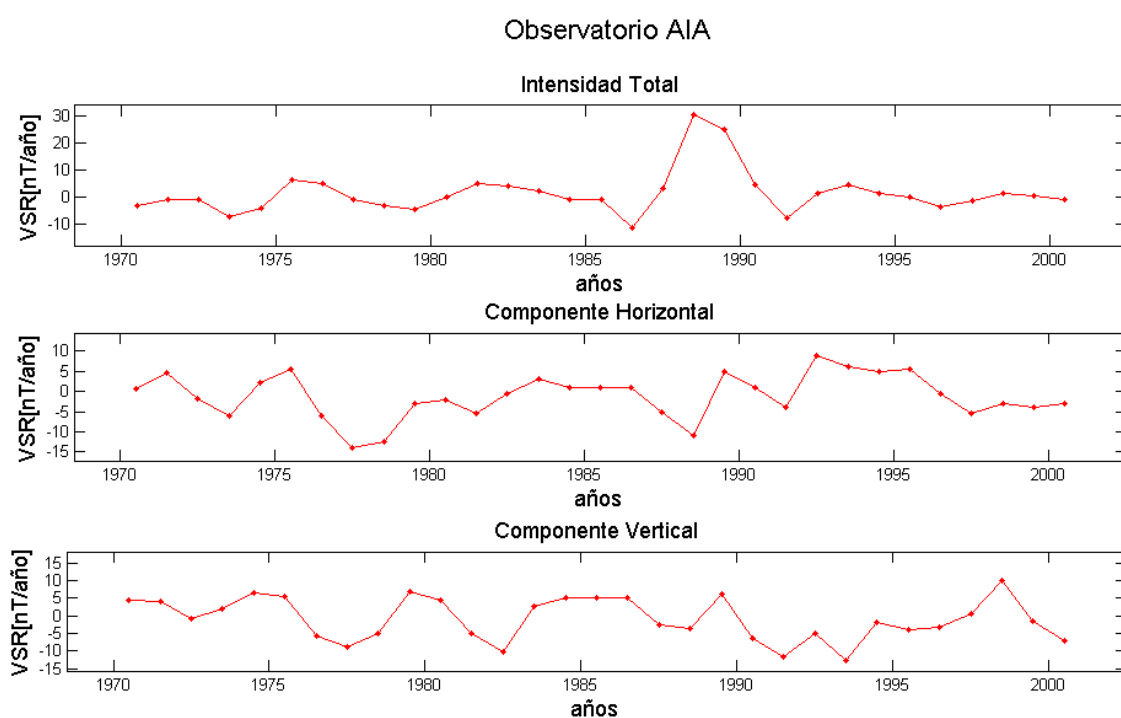


Figura 4.3. Variación Secular Residual en el Observatorio Magnético de Islas Argentinas

4.3.2. Resultados Obtenidos

En la Tabla 4.3, se observan los máximos y los mínimos de la VSR en todas sus componentes en el Observatorio Magnético de Islas Argentinas. En las componente vertical se observan valores cercanos a la decena de nT/año, en cambio, en el módulo del campo vemos que posee un valor superior de 30nT/año con un mínimo de -11.2 nT/año. Por su parte, la componente horizontal manifiesta un máximo de 8.8 nT/año y un mínimo de -14nT/año. En la Tabla 4.3 se pueden observar dichos valores.

Observatorio Magnético de Islas Argentinas			
	H	Z	F
Máximo	8.8[nT/año]	10.2[nT/año]	30.5[nT/año]
Mínimo	-14[nT/año]	-12.8[nT/año]	-11.2[nT/año]

Tabla 4.3. Valores Máximos y Mínimos en las Componentes de Variación Secular Residual en el Observatorio de Islas Argentinas

Por otro lado, en la Fig.4.4 se muestra la variación secular residual de primer tipo, con una tendencia lineal que presenta una variación anual de $0.1nT/año^2$ en el módulo del campo, asociada a variaciones en la susceptibilidad magnética y en la magnetización remanente de las rocas presentes en la corteza. En la componente horizontal el valor de esta contribución no debe ser considerado debido a que es inferior a la precisión de los instrumentos de medición (ver Tabla 4.4). Por su parte, la componente vertical posee un decrecimiento de $0.2nT/año^2$. Repitiendo los cálculos realizados en el Observatorio Magnético de Pilar esta contribución se obtuvo utilizando el método de mínimos cuadrados.

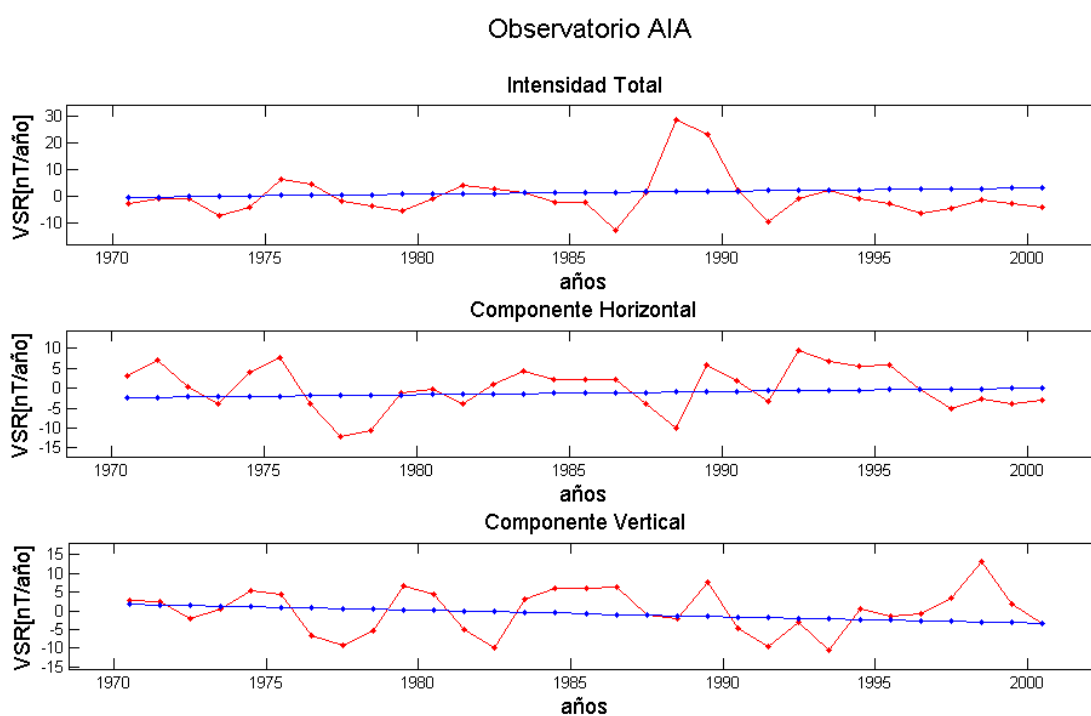


Figura 4.4. Variación Secular Residual de Primer Tipo (azul) y de Segundo Tipo (rojo) en el Observatorio de Islas Argentinas

En la Fig.4.4 se observa la curva perteneciente a la variación secular residual de segundo

4.3. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas

tipo y se caracteriza por presentar variaciones con un rango de hasta $\pm 28 \text{ nT/año}$ en el módulo del campo. Su origen estaría asociado a cambios en la presión de poro cuyo efecto sobre la roca induce variaciones en la conductividad. Los valores que toma la VSR de segundo tipo pueden verse a partir de los máximos y los mínimos presentes en la Tabla 4.4.

Observatorio Magnético de Islas Argentinas			
	H	Z	F
Máximo	9.5[nT/año]	13.4[nT/año]	28.6[nT/año]
Mínimo	-12.1[nT/año]	-10.4[nT/año]	-12.8[nT/año]
Pend.	0.08[nT/año ²]	-0.2[nT/año ²]	0.1[nT/año ²]

Tabla 4.4. Valores Máximos y Mínimos de las Anomalía Residual de Segundo Tipo y Valor de la Pendiente de Anomalía Residual de Primer Tipo en el Observatorio Magnético de Islas Argentinas

Capítulo 5

Análisis Cualitativo de los Resultados

Para poder configurar una evidencia que muestre la dependencia de la variación secular residual con la actividad tectónica es necesario encontrar un parámetro que nos permita establecer la comparación. Basándonos en trabajos publicados anteriormente por Gianibelli (2011), la dependencia entre ambas variables, en caso que existiera, se explorará estableciendo una comparación gráfica entre las VSR y la cantidad anual de terremotos.

La cantidad de terremotos, si bien cuantifica la actividad tectónica, no cuantifica el efecto real del evento en el campo geomagnético observado, debido a que sismos con características disímiles son considerados iguales al momento de sumarlos. Por tal motivo, al momento de analizar las curvas, el cambio en la actividad tectónica no necesariamente se manifestará en una variación proporcional en la VSR. Aun así, según Gianibelli (2011), los cambios en la variación secular residual están acompañados por el crecimiento de la actividad de liberación elástica.

Los datos sismológicos se recolectaron del sitio web del Servicio Geológico de los Estados Unidos o USGS (<http://earthquake.usgs.gov/>). Esta web tiene un amplio listado de catálogos que permiten tener una base de datos que caracterizan la sismicidad de las regiones estudiadas. Aun así no se pudo asegurar que la región este correctamente caracterizada sísmicamente, debido a que dichos catálogos no contemplan el total de las estaciones sismológicas presentes. Este hecho, sumado a que el sitio nos permite discriminar los eventos tectónicos en función de las características que vamos a discriminar en nuestro análisis.

Para adquirir los datos, ingresamos el período temporal del análisis, las coordenadas de la estaciones, el radio del área de trabajo entorno a éstas y la profundidad de los eventos.

Para encontrar los eventos que determinan los cambios en la variación secular residual, en caso de que las hubiera, se necesita discriminar los sismos en función de su profundidad y distancia a la estación geomagnética.

El análisis realizado en el estudio se ve condicionado por la evolución en la capacidad de adquisición los datos sísmicos. El trabajo está limitado temporalmente por la incapacidad de disponer de información que caracterice fehacientemente la actividad sismológica en Argentina, para todo el período temporal en el que se dispone de los datos geomagnéticos. Esta falta de datos sísmicos se ha debido básicamente a la gran extensión que presenta nuestro

país y a la baja densidad poblacional, con lo que las estaciones sismológicas existentes se encuentran muy dispersos. Este conflicto se fue subsanando con la sucesiva incorporación de estaciones sismológicas y la incorporación de instrumentos con tecnología de mayor sensibilidad (<http://www.inpres.gov.ar/>) que se tradujo en cambios significativos en la cantidad de terremotos registrados, como se observa en la Fig.5.1. En consecuencia, los cambios mencionados deben considerarse en la medida que interfieran visualmente en la comparación de las curvas estudiadas.

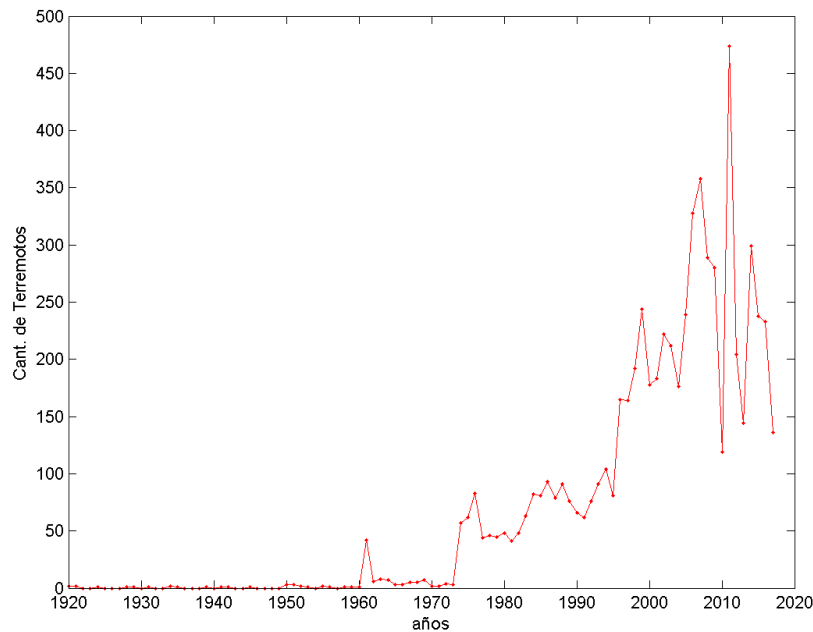


Figura 5.1. Cantidad de Terremotos Registrados Anualmente en el Territorio Argentino según Servicio Geológico de los Estados Unidos

5.1. Observatorio Magnético Permanente de Pilar

5.1.1. Profundidad de los Eventos Sísmicos

Para poder estimar una profundidad aproximada para la cuál los eventos sísmicos origina la variación secular residual, o parte de ella, es necesario utilizar una distancia preliminar para independizarnos de esta variable. Para esto, seguimos el mismo criterio que Mundt(1978), establecimos dicha distancia como la separación horizontal entre estaciones magnéticas. Este criterio no tiene consistencia desde el punto de vista de los procesos internos que ocurren en el interior terrestre, sino desde la disponibilidad de estaciones existentes.

Además, se descargaron los datos utilizando la clasificación de terremotos en función de la profundidad, para luego graficarlos junto a la variación secular residual y encontrar una relación, en caso de tenerla. Dicha clasificación es:

- Someros (0-60Km)
- Intermedios (60-300Km)

- Profundos (>300Km)

En la Fig.5.2, observamos el conteo anual de terremotos someros (curva azul) y la variación secular residual (curva roja) en el módulo del campo, la componente horizontal y la vertical, en ese orden.

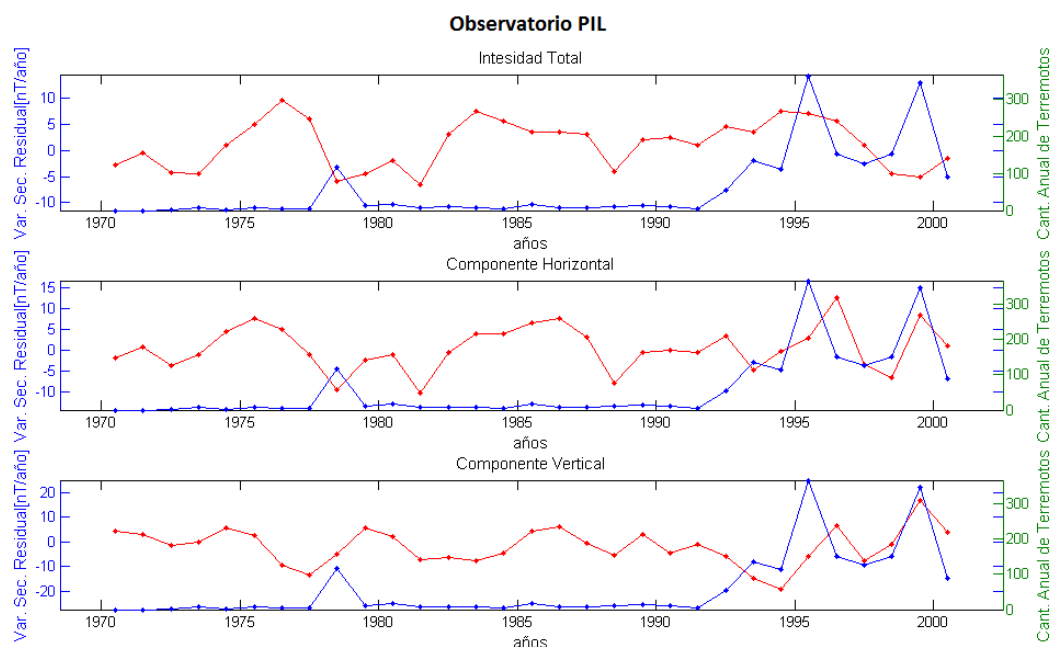


Figura 5.2. Curvas del Variación Secular Residual (rojo) y Cantidad de Terremotos Anuales Someros (azul)

Se contaron los terremotos contenidos en un radio de 750Km desde la posición de la estación Pilar, considerando como observatorio magnético más cercano al ubicado en la localidad de La Quiaca (LQA, Lat.: -22.1° , Long.: -65.6° , Alt.: 3450m), provincia de Jujuy.

La Fig.5.2 nos permite determinar que no existe conexión entre la cantidad de terremotos anuales someros con ninguna de las componentes graficadas de la variación secular residual, o al menos en el rango de frecuencia de los datos que disponemos.

En la Fig.5.3, mostramos la VSR y el conteo anual de terremotos de profundidad intermedia, con la misma distancia horizontal utilizada para los eventos someros. De estos gráficos, nos encontramos que no existe vinculación entre los eventos sísmicos y la variable geomagnética estudiada.

Por último, en la Fig.5.4, utilizando las mismas consideraciones que en las Fig.5.2 y Fig.5.3, parece manifestarse una mayor correlación de la cantidad de terremotos profundos contados en un año con la VSR, principalmente en las componentes horizontal (H) y vertical (Z). En consecuencia, el análisis continuará considerando únicamente estas dos primeras componentes y los eventos de profundidades superiores a 300Km.

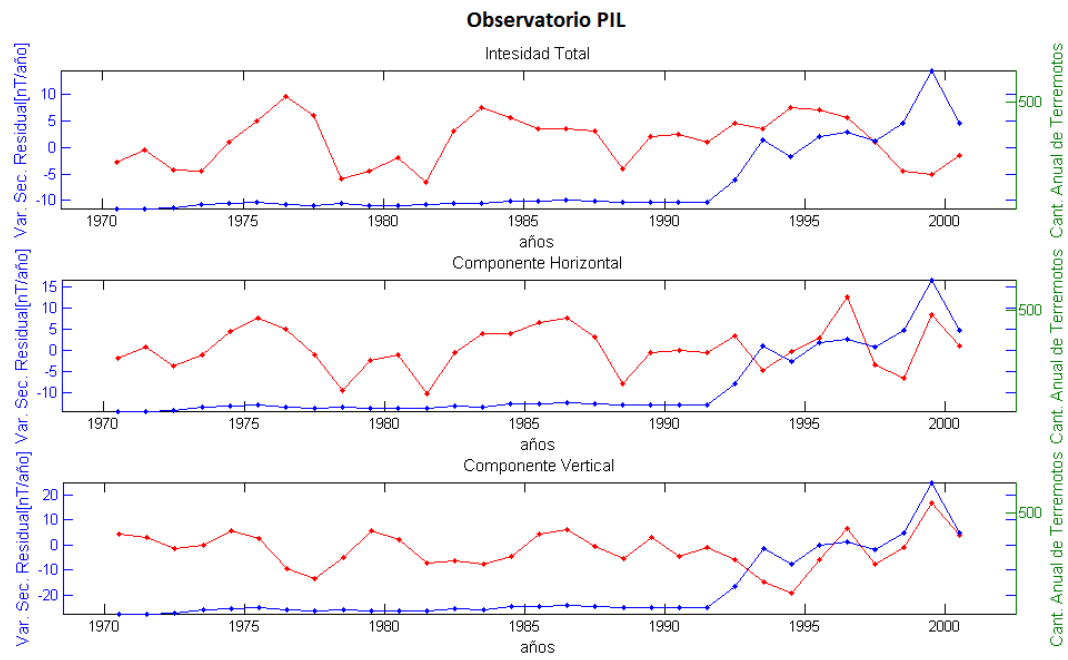


Figura 5.3. Curvas del Variación Secular Residual (rojo) y Cantidad de Terremotos Anuales Intermedios (azul)

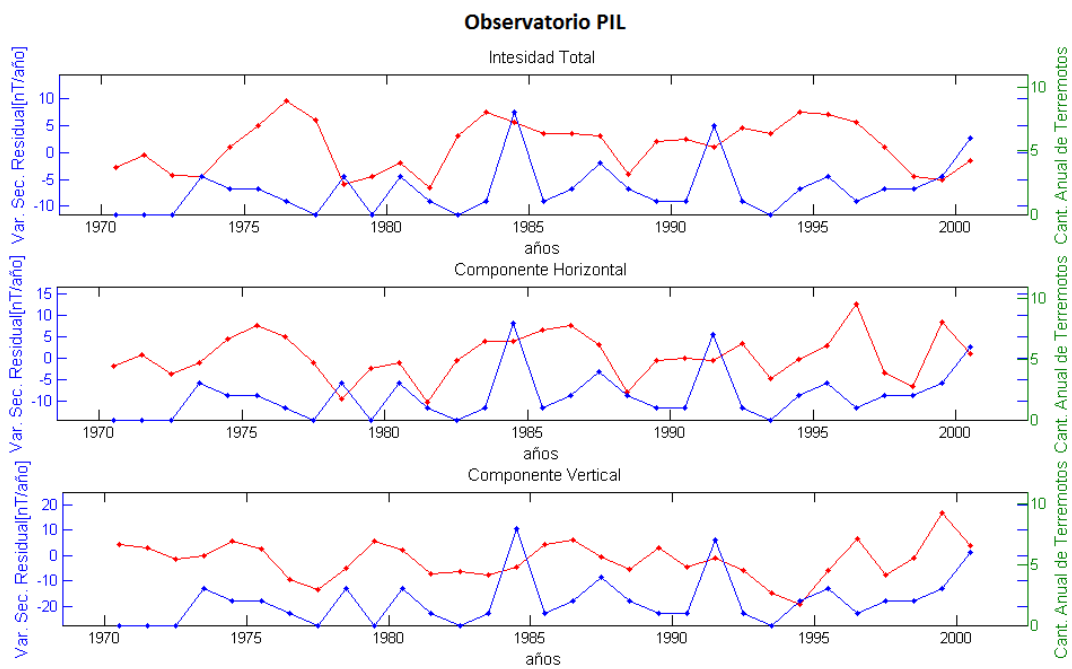


Figura 5.4. Curvas del Variación Secular Residual (rojo) y Cantidad de Terremotos Anuales Profundos (azul)

5.1.2. Restricción Espacial de los Sismos

La restricción espacial de los eventos sísmicos se refiere a la búsqueda de las distancias epicentrales de los terremotos que determinan el comportamiento de la VSR. Este elemento está determinado por el radio, alrededor de la estación, para el cual se extrajeron los datos sísmicos y que es necesario modificar el criterio utilizado, el usado por Mundt (1978). Mundt contaba con una mayor densidad de estaciones, que estaban distribuidas uniformemente, por lo que su criterio no tiene un carácter físico.

Para poder obtener esta distancia, se realizó un análisis de carácter empírico, lo que genera que los resultados sean dependientes del observador. Se realizó un conteo de la cantidad de terremotos en anillos centrados en Pilar y se evaluó si contribuían a generar una curva con mayor correlación con la variación secular residual, tanto en la componente horizontal como en la vertical. Este trabajo se ejecutó con terremotos a profundidades superiores a los 300Km, como se pueden ver en las siguientes imágenes correspondientes a la estación de Pilar.

En la Fig.5.5 se puede observar la componente horizontal de la VSR con la cantidad de terremotos anuales. Los eventos sísmicos están caracterizados por tener profundidades superiores a los 300Km y además porque sus distancias epicentrales se mantienen entre ciertos diferentes límites para cada gráfica.

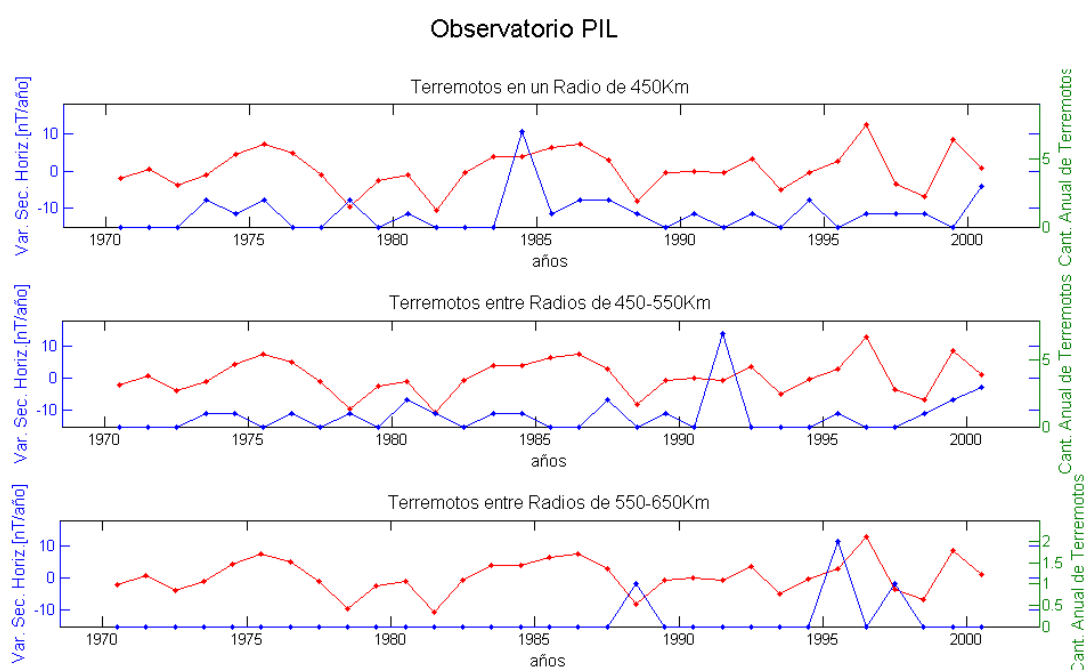


Figura 5.5. Comparación entre la Componente Horizontal (rojo) y Cantidad de Terremotos Profundos (azul), en anillos centrados en el Pilar

En el gráfico superior las distancias no superan los 450Km en relación al observatorio de Pilar. El gráfico intermedio sólo considera los terremotos ocurridos a distancias de entre 450Km y 550Km, intentando mostrar de esta manera como aún en estas longitudes los eventos parecen acompañar el comportamiento de la VSR. Por el contrario, en el gráfico inferior, los eventos representados tienen distancias que se ubican entre 550Km y 650Km mostrando

como el conteo de dichos eventos dejarían de acompañar el comportamiento de la curva de la VSR. En consecuencia, podemos decir que los eventos con distancias epicentrales superiores a los 550km no estarían contribuyendo a los cambios observados en el campo geomagnético.

Análogamente, en la Fig.5.6, se repite el proceso pero esta vez comparando la cantidad de eventos sísmicos con la componente vertical de la VSR. Como lo observamos los gráficos tienen la misma disposición que con la componente horizontal, donde el gráfico intermedio se presenta los eventos que se encuentra en el último anillo (distancias entre 450Km y 550Km) donde parece que los terremotos influyen el comportamiento de la VSR.

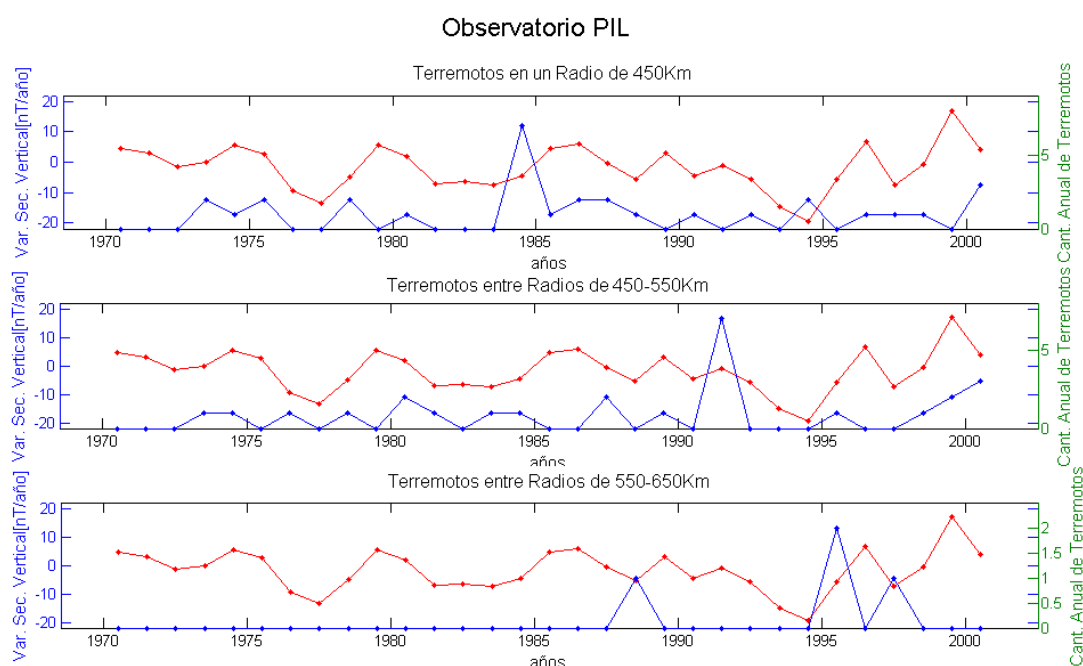


Figura 5.6. Comparación entre la Componente Vertical (rojo) y Cantidad de Terremotos Profundos (azul), en anillos centrados en el Pilar

En la Fig.5.7 se muestran las curvas de las componentes vertical y horizontal de la VSR con la cantidad anual de terremotos que se encuentran a un radio de 550Km respecto al observatorio y a profundidades superiores a los 300Km.

Repitiendo el proceso realizado por Gianibelli (2011), se filtraron las curvas generadas por la variación secular residual y la cantidad anual de terremotos, para de esta manera determinar el comportamiento de ambas series en bajas frecuencia y resaltar las similitudes, en caso que existieran.

Para realizar este trabajo, se utilizó un filtro Butterworth debido a que posee una respuesta plana hasta la frecuencia de corte. El filtro se ejecutó en el dominio de las frecuencias, mediante el uso de la Transformada de Fourier, utilizando una frecuencia angular de corte de $\pi/3$ y un intervalo de muestreo de un año. En la Fig.5.8 se observan las señales originales con sus respectivas series filtradas.

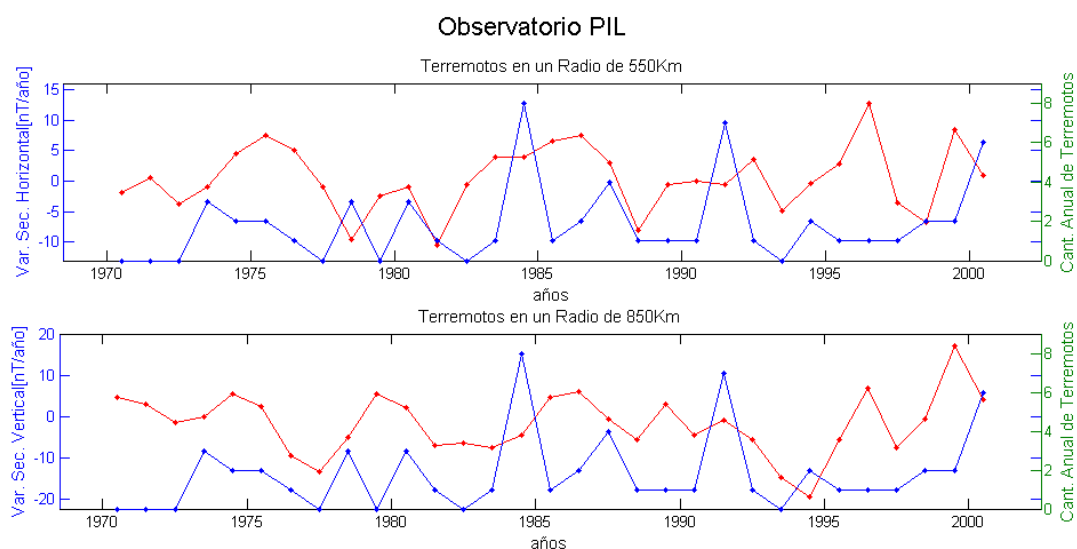


Figura 5.7. Comparación entre la Comp. Horizontal (rojo) (superior) y la Comp. Vertical (rojo) (inferior) con la Cant. de Terr. Prof. (azul), con distancias epicentrales inferiores a los 550Km

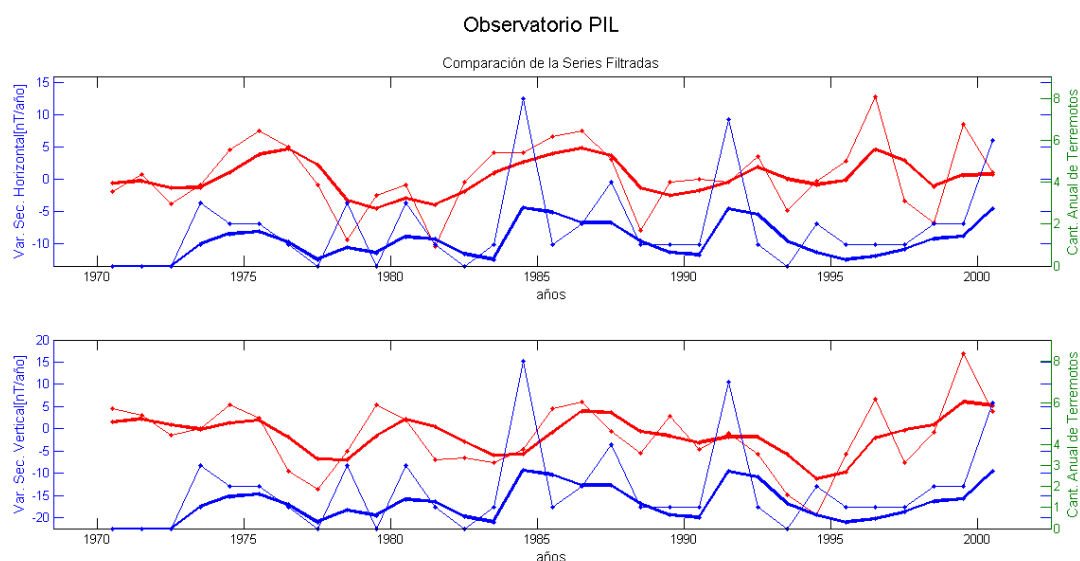


Figura 5.8. Comparación entre la Comp. Horizontal (rojo) y la Comp. Vertical con Cant. de Terr. con Prof. Sup. a 300Km (azul) y Dist. Epicentrales Inferiores a los 550Km, y sus series filtradas (líneas más gruesas)

En Fig.5.8 se observa la correlación de las series filtradas, donde parece mostrar mayor relación la componente vertical de la VSR con el número de terremotos. Esto, indicaría que los procesos físicos que determinan los cambios en la VSR estaría determinado por los terremotos que tienen profundidades superiores a los 300Km y distancias epicentrales inferiores a los 550Km. En el área determinada por los eventos no necesariamente coincide con los espacios donde las rocas de la corteza manifiestan cambios en sus propiedades magnéticas,

5.1. Observatorio Magnético Permanente de Pilar

debido a que a ciertas profundidades existen temperaturas (que supera la isoterma de Curie) que impiden la existencias de las propiedades mencionadas.

5.2. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas

5.2.1. Profundidad de los Eventos Sísmicos

En el Observatorio de Islas Argentinas a diferencia de lo realizado en el Observatorio de Pilar, cuando comparamos los eventos sísmicos con la VSR para poder discernir una posible dependencia de una sobre otra, no se descargaron los datos sismológicos clasificándolos en función de la profundidad. Esto último, se debe a que los terremotos registrados en las cercanías de la estación no supera los 150Km de profundidad.

Para descargar los datos sismológicos seguimos el mismo criterio que Mundt (1978), estableciendo como distancias epicentrales máximas a la separación horizontal desde Islas Argentina al Observatorio de Arctowski (ARC, Lat.: 62.17°S, Long.: 58.48°W, Alt.: 16m), que se encuentra a 450Km de la estación estudiada.

En la Fig.5.9 podemos distinguir el resultado de conteo de los terremotos seleccionados comparados con la VSR. Además, se muestra que las componentes horizontal (H), intensidad total (F) y vertical (Z), principalmente en esta última, los elementos de la VSR parecen guardar mayor dependencia con la cantidad anual de terremotos. Para trazar un paralelismo con el trabajado realizado en Pilar, continuaremos analizando sólo la componente horizontal y la vertical.

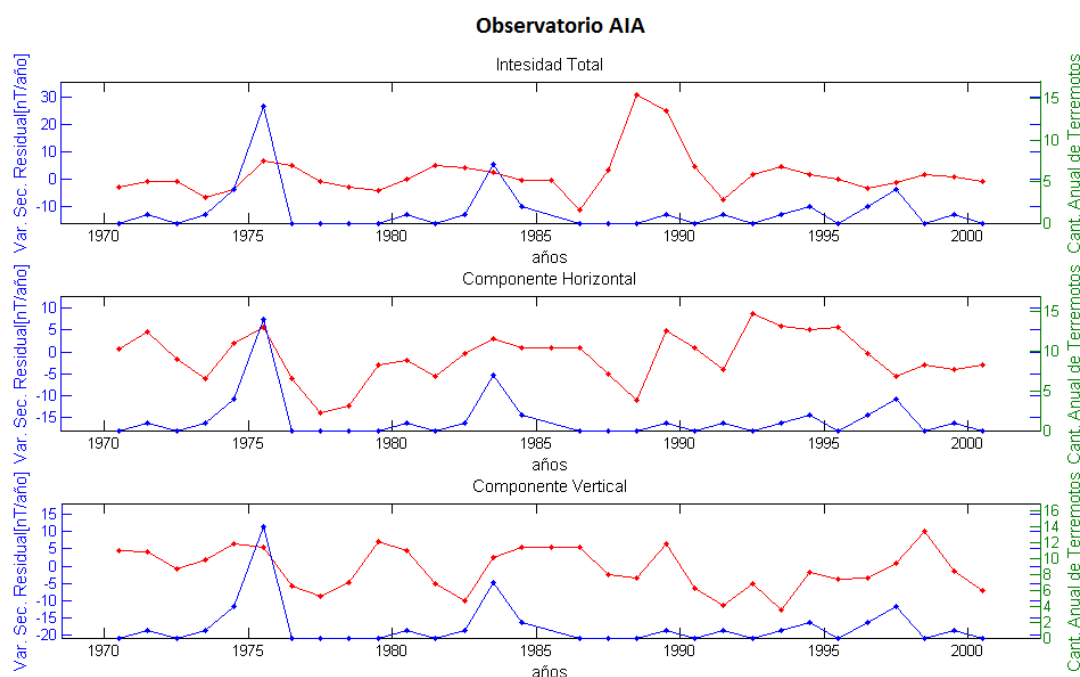


Figura 5.9. Comparación entre las Curvas de la Variación Secular Residual (rojo) y Cantidad de Terremotos Anuales (azul) en el Islas Argentinas

5.2.2. Restricción Espacial de los Sismos

En el Observatorio de Islas Argentinas se comenzó a estudiar la VSR a partir de 1970, debido a que es cuando comienza a establecerse registros de terremotos, según que se observó en la Fig.5.9. Además, se presenta la necesidad de modificar la distancia, respecto de Islas Argentinas, que delimita la distancia epicentral máxima de los datos sismológicos descargados y que representan los eventos que podrían explicar el comportamiento de la curva de la VSR.

En el gráfico superior de la Fig.5.10 se presenta la componente horizontal de la VSR y los eventos sísmicos con distancias epicentrales inferiores a 750Km respecto a la posición de la estación Islas Argentinas. En el gráfico central se visualizan los sismos cuyas distancias están contenidas entre 750Km y 850Km desde la estación, donde los terremotos contenidos en este anillo parecen ser el último donde las curvas se acompañan. No obstante, el último gráfico muestra la comparación de la VSR y los eventos con epicentros contenidos en el anillo delimitado entre 850Km y 950Km de distancia, y que parecen perder cualquier tipo de relación con la variable geomagnética.

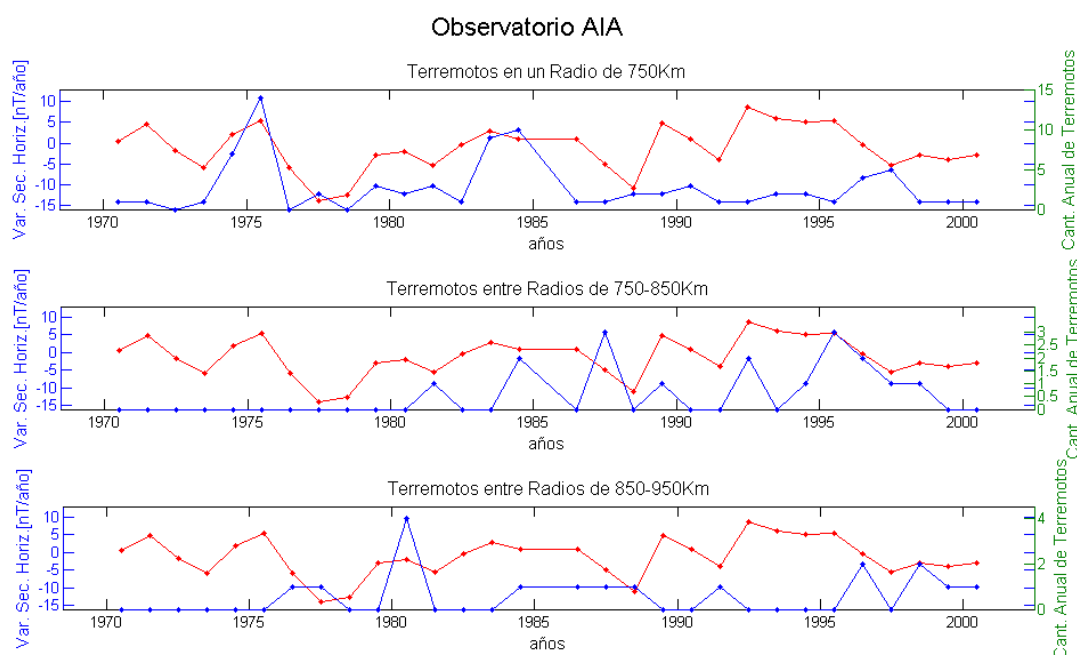


Figura 5.10. Comparación entre la Componente Horizontal (rojo) y Cantidad de Terremotos (azul) en anillos centrados en Islas Argentinas

Análogamente, a lo hecho con la componente horizontal, en la Fig.5.11 comparamos la cantidad de eventos sísmicos con la componente vertical de la VSR. En el gráfico intermedio se presenta los eventos que se encuentra en el último anillo (distancias entre 750Km y 850Km) donde la ocurrencia de terremotos parece determinar el comportamiento de la VSR.

En la Fig.5.12 se muestran las curvas de las componentes vertical y horizontal de la VSR con la cantidad anual de terremotos que se encuentran a un radio de 850Km respecto al observatorio.

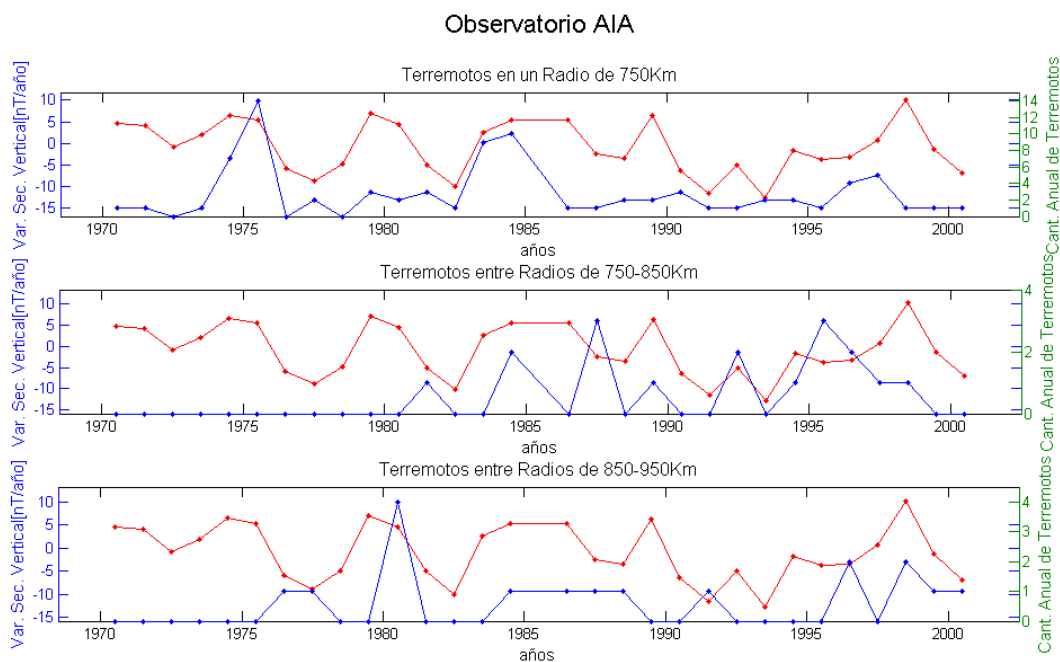


Figura 5.11. Comparación entre la Componente Vertical (rojo) y Cantidad de Terremotos (azul) en anillos centrados en Islas Argentinas

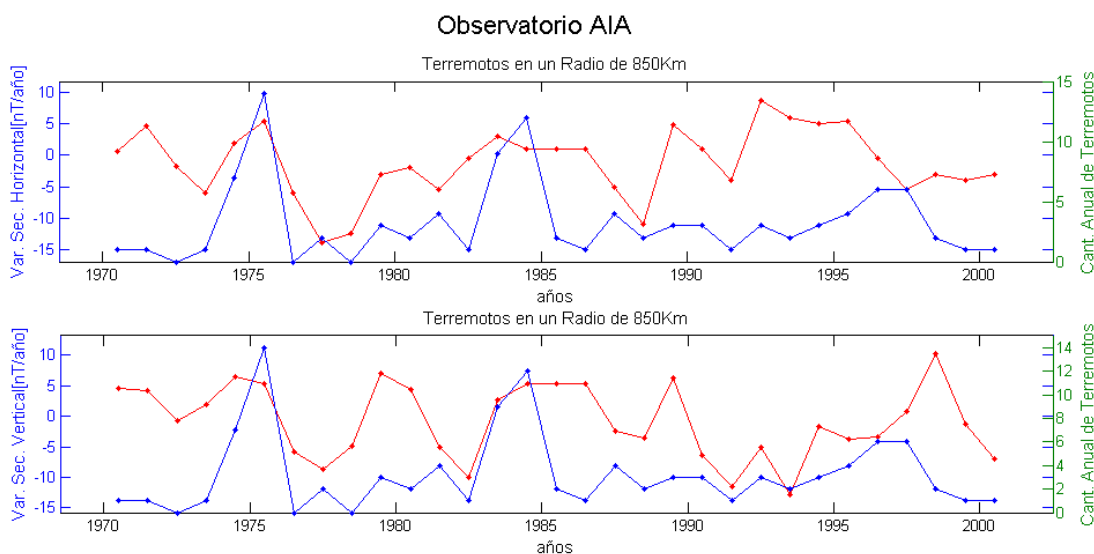


Figura 5.12. Comparación entre la Comp. Horizontal (rojo) (superior) y la Comp. Vertical (rojo) (inferior) con Cantidad de Terremotos Anuales con Dist. Epicentrales Inferiores a 850Km respecto a Islas Argentinas

Análogamente a lo trabajado en el Observatorio Magnético de Pilar, se filtran las curvas correspondientes a la variación secular residual y la cantidad anual de terremotos, y de esta manera se puede determinar el comportamiento de las series estudiadas a bajas frecuencia y resaltar las similitudes entre ambas.

5.2. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas

De igual manera, se utilizó un filtro Butterworth en el dominio de la frecuencia, con una frecuencia angular de corte de $\pi/2$ y un intervalo de muestreo de un año. En la Fig.5.13 se observan las señales originales con sus respectivas series filtradas.

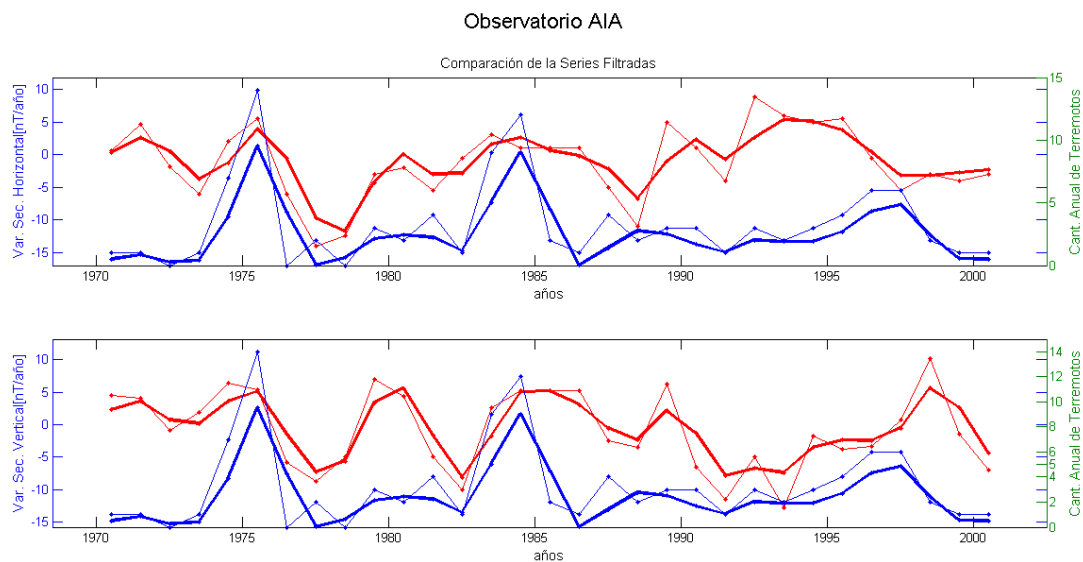


Figura 5.13. Comparación entre la Comp. Horizontal (rojo) y la Comp. Vertical (rojo) con Cant. de Terr. con Prof (azul) con Dist. Epicentrales Inferiores a los 850Km Respecto a Islas Argentinas, y sus series filtradas (líneas más gruesas)

Esto indicaría que los procesos físicos que determinan los cambios en la VSR estarían influenciados por los terremotos que tienen distancias epicentrales inferiores a los 850Km.

Capítulo 6

Variación Secular Residual: Posible Explicación Física en las Estaciones

En la capítulo anterior hemos podido mostrar una vinculación entre la variación secular residual y la actividad tectónica, más precisamente la ocurrencia de terremotos, y además establecer las regiones donde se ubicarían parte de los procesos que las generan. Aun así, no determinamos cuales son los procesos (descritos en la Secc.1.2.3) que originan esta variación en el campo geomagnéticos.

A partir de trabajos de otros autores, realizados tanto en las regiones de nuestro estudio como en otras, intentaremos definir cuáles son los procesos que dominan parte (o el total) del comportamiento de la variación secular residual.

6.1. Observatorio Magnético Permanente de Pilar

Gawali et al. (2011) realizaron mediciones de la VSR por un período de 6 años, a lo largo de 10 puntos que determinan un perfil. Partiendo de la existencia de una relación de proporcionalidad entre las anomalías y los esfuerzos tectónicos, en caso que el proceso responsable de dichas anomalías sea el piezomagnético, calculó la regresión lineal para el modulo del campo con mínimos cuadrados en las estaciones, para poder observar el aumento o disminución del nivel de estrés en las estaciones del perfil.

Repitiendo el trabajo de Gawali et al.(2011), suponiendo que el efecto piezomagnético es el dominante en el origen de la VSR en Pilar, calculamos la pendiente de la regresión lineal para periodos de 6 años para la VSR en el Observatorio Magnético de Pilar. Las pendientes se obtuvieron cada tres años, superponiendo de esta manera los intervalos de cálculo, para conocer el estado relativo de tensiones en la región y compararlas con la cantidad terremotos anuales (con profundidades mayores a los 300Km y distancias epicentrales inferiores a los 550Km).

En la Fig.6.1, advertimos la evolución temporal de las pendientes de la regresión lineal calculadas a partir de los valores del módulo del campo y de la componente vertical de la VSR, contrapuesta con la cantidad de terremotos con distancias epicentrales inferiores a los 550Km y su serie filtrada. La proporcionalidad, establecida por los autores mencionados, entre estas y las tensiones presentes en la corteza superior nos permite observar la evolución de las tensiones a partir de las pendientes mencionadas. Particularmente los máximos de las pendientes calculadas con la componente vertical son seguidas por periodos de aumentos de la

ocurrencia de cantidad de terremotos y los periodos de decrecimiento de las tensiones se manifiesta después de periodos de crecimiento de eventos sísmológicos. Esto, muestra la estrecha relación existente entre la variación secular residual y las tensiones tectónicas, fortaleciendo la hipótesis que dicha variación se debe principalmente al efecto piezomagnético.

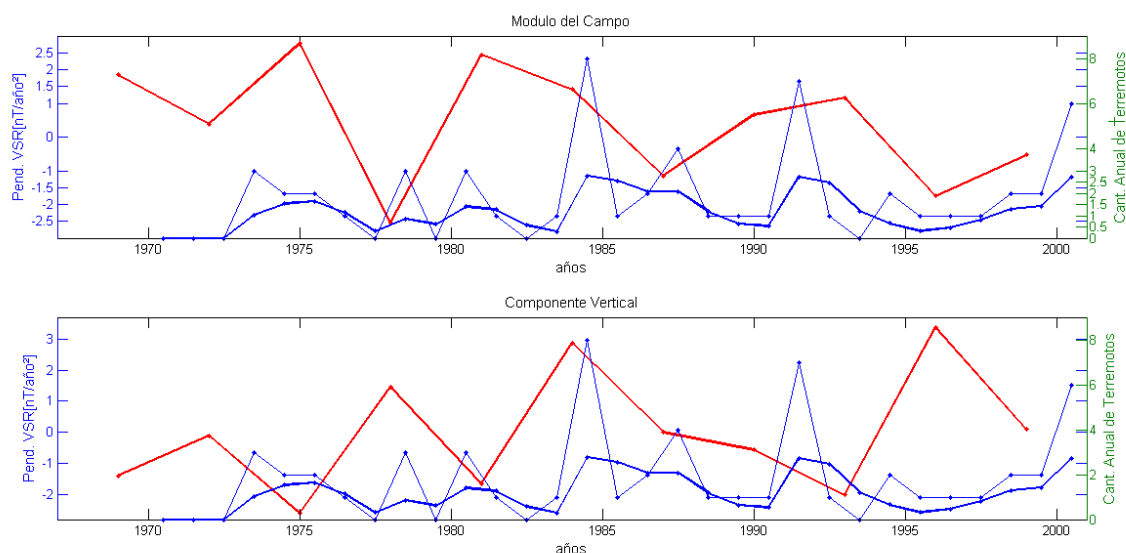


Figura 6.1. Evolución de las tensiones en Pilar a partir de las pendientes de la regresión lineal de las anomalías de las componentes vertical (rojo) y del módulo del campo (rojo), en contraposición con la cantidad anual de terremotos (azul) y su serie filtrada (curva azul gruesa)

Aunque el efecto piezomagnético parecería ser determinante en la definición de la VSR, debido a las características geológicas presentes en la región, este podría no ser la única fuente de esta variación.

La región aledaña a la estación está caracterizada por dos provincias geológicas, donde en el occidente tenemos un orógeno responsable del magmatismo y metamorfismo presente, cubiertos por sedimentitas continentales asociadas a eventos glaciares con frecuentes niveles piroclásticos (Ramos, 1999). Al oriente existe una extensa llanura que presenta una extensa transgresión marina del mioceno medio, donde la constitución de su subsuelo intervienen varias cuencas sedimentarias acompañadas de rocas magmáticas y metamórficas (Ramos, 1999).

Si bien no fue cuantificado en este estudio, la presencia de estructuras sedimentarias descripta indicaría la posible contribución del efecto electrocinético en la definición de la VSR.

Por otro lado, se admite la posibilidad que exista una fuente termal que contribuyera a la VSR, ya que los estudios hechos por Osella et al. (1993) detectaron un área geotérmica importante en la llanura de Tucumán. Según este estudio, la fuente termal estaría influenciando los registros geomagnéticos en Pilar. Esta zona se caracteriza por aguas termales y capas acuíferas hipertermales y con gradientes geotérmicos tres o cuatro veces superiores a los normales. Si estos gradientes presentaran cambios temporales podrían estar participando

en la constitución de la VSR medida sobre Pilar. La fuente de calor parece estar asociada con la actividad magmática ubicada a una profundidad entre 8 y 25 km, con un espesor de varias decenas de kilómetros. Los estudios realizados en esta área indicaron la presencia de una estructura altamente conductora, probablemente correlacionada con esta fuente de calor (Osella et. al, 1993).

6.2. Observatorio Magnético Permanente de Islas Argentinas

El continente antártico pertenece a regiones de baja actividad sísmica. Sin embargo, el volcanismo existente en el estrecho de Bransfield indica la presencia de procesos tectónicos activos en la corteza (Maksymchuk et al, 2009).

Medidas geomagnéticas efectuadas por Maksymchuk et al. (2009) han demostrado la existencia de gradientes de hasta 20-40 nT/m, y que supone originadas en rocas volcánicas con alta y baja magnetización. Además afirma que la alta amplitud del efecto tectonómico es causada por la alta magnetización de las rocas y las tensiones tectónicas en la corteza y en consecuencia asegura que las anomalías son determinadas por el efecto piezomagnético.

Repitiendo el trabajo de Gawali et al.(2011), suponiendo que la hipótesis de Maksymchuk (2009) es correcta, calculamos la pendiente de la regresión lineal para periodos de 6 años para la VSR en el Observatorio Magnético de Islas Argentinas. Las pendiente se obtuvieron cada tres años, para conocer el estado relativo de tensiones en la región.

En la Fig.6.2, mostramos la evolución temporal de las pendientes de la regresión lineal calculadas a partir de los valores del módulo del campo y de la componente vertical de la VSR, graficándolo en forma conjunta con la cantidad de terremotos anuales con distancias epicentrales inferiores a los 850Km y su serie filtrada. Igualmente, a partir de las pendientes, vemos la evolución en el tiempo de las tensiones presentes en la corteza debido a la relación de proporcionalidad existente con la VSR. Sabemos que la ocurrencia de terremotos produce un alivio en las tensiones debido a la liberación de energía producida en estos eventos. Esta

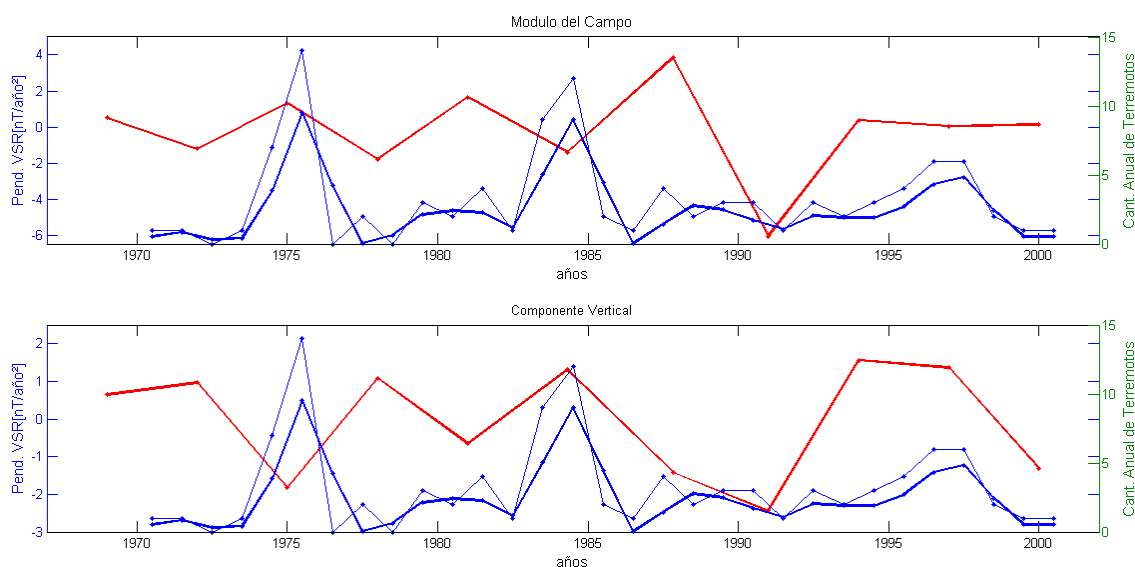


Figura 6.2. Evolución de las tensiones en Islas Argentinas a partir de las pendientes de la regresión lineal de las anomalías de las componentes vertical (rojo) y del módulo del campo (rojo), en contraposición con la cantidad anual de terremotos (azul) y su serie filtrada (curva azul gruesa)

situación que se manifiesta en los valores proporcionales a las tensiones calculados a partir

de la regresión lineal de la VSR calculadas a partir de la componente vertical, debido a que el aumento de la cantidad de terremotos parece coincidir con los mínimos de las tensiones, y viceversa. En consecuencia, esto implicaría que el efecto de las tensiones tectónicas o efecto piezomagnético, son la fuente principal de la VSR registrada en Islas Argentinas.

Además, la ausencia de cuencas sedimentarias y afloramientos de rocas abisales en el archipiélago de Islas Argentinas indicaría que la influencia del efecto electrocinético puede ser despreciado. Por otro lado, la presencia de vulcanismo en la región, más precisamente en el estrecho de Bransfield, manifiesta la posibilidad que existan aportes de origen térmico.

Conclusiones

Se realizó el análisis de las variaciones seculares residuales en las estaciones geomagnéticas de Pilar (provincia de Córdoba) y de Islas Argentinas (Península Antártica) en los periodos que abarcan entre 1970 hasta el año 2000.

En el Observatorio de Pilar se registraron variaciones seculares residuales, en el módulo del campo, con amplitudes de $\pm 9\text{nT/año}$ en las variaciones de tipo dos (cuyo origen estaría asociado a cambios en la conductividad de la roca debido a los cambios en la presión de poro en las zonas de empuje), y una variación lineal de 0.07 nT/año^2 , valor que no debemos considerar por ser inferior a la precisión de los instrumentos de medición, en la que conocemos como anomalía de tipo uno (serían causados por variaciones en la susceptibilidad magnética y magnetización remanente de las rocas, causados por cambios de la presión hidrostática). Por otro lado, el Observatorio de Islas Argentinas presentó anomalías del tipo uno con un crecimiento lineal de 0.1 nT/año^2 y variaciones del tipo dos con un rango de $\pm 28\text{ nT/año}$ (aproximadamente).

Por otra parte, se pudo conectar las variaciones seculares residuales en las estaciones con la actividad tectónica en las regiones cercanas a las mismas, además determinar parámetros que caractericen los eventos sísmicos que originan el fenómeno estudiado. En Pilar, los sismos se caracterizarían por ser profundos (profundidades superiores a los 300Km) y tener distancias epicentrales inferiores a los 550Km, donde las similitud de las curvas del conteo de eventos y la VSR se profundizan en la componente vertical en frecuencias angulares inferiores a $\pi/3$. Por el contrario, en Islas Argentinas, los terremotos tendrían distancias epicentrales inferiores a 850Km donde el vínculo con la VSR se establece en mayor medida en la componente vertical en frecuencias angulares que no superan los $\pi/2$.

Por su parte, se habría establecido como principal origen de las anomalías (en periodos superiores a un año) al efecto piezomagnético. Aun así, aunque no se cuantificaron o analizaron se admite la posible existencia de otras fuentes con contribuciones en ordenes inferiores.

En Pilar, basándonos en otros autores que admiten la posible influencia de fuentes termales en la llanura de Tucumán, caracterizada por aguas termales y gradientes geotérmicos tres o cuatro veces superiores a los normales, se consideran posibles aportes de origen térmico. Además, la región circundante a la estación está definida por la presencia de cuencas sedimentarias, habilitando que existan contribuciones a la VSR a partir del efecto electrocinético.

Por su parte, en Islas Argentinas, la presencia de vulcanismo activo cercano abre la posibilidad que existan aportes de origen térmico. Además, podemos descartar que existan, o al menos despreciarse, lo que conocemos como efecto electrocinético debido a la ausencia de cuencas sedimentarias y afloramientos abisales.

Algunas de las conclusiones mencionadas están sujetas a suponer que la actividad tectónica estaría bien caracterizada por la base de datos utilizada. Además, suponer que el conteo anual de terremotos sería una herramienta apropiada para establecer un vínculo con la variación secular residual, y el efecto que estos tendrían sobre la variable geomagnética estudiada, es una hipótesis fuerte. Por tales motivos, es necesario considerar la posibilidad de repetir parte del trabajo realizado considerando la incorporación de información sismológica proveniente de otras fuentes, además del USGS, e incorporar otras variables que cuantifique el efecto que tienen los eventos sísmicos como la energía liberada, la distancia a la estación, entre otros.

Bibliografía

- [1] Basavaiah, N., (2011). Geomagnetism Solid Earth and Upper Atmosphere - Perspectives Springer.
- [2] British Geological Survey. Sitio Web: <http://www.geomag.bgs.ac.uk/>
- [3] Campbell, W. (1997). Introduction to Geomagnetic Fields. Estados Unidos de América: Editorial Cambridge University Press, 1-174.
- [4] Centro Sismológico Nacional - Universidad de Chile. Sitio Web: <http://www.csn.uchile.cl/>.
- [5] Civile, D., E. Lodolo, A. Vuan and M.F. Loreto (2012). Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data. *Tectonophysics* 550-553, 17-34.
- [6] De Michelis, P., R. Tozzi, (2005). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 261-272.
- [7] Di Mauro, D., M. Di Persio, S. Lepidi, F. Masci, G. Mele , A. Meloni , P. Palangio (2008). The INGV tectonomagnetic network in central Italy. Fifteen years of observations and future developments: an update. *Annals of Geophysics*, 51, 1, 137-146.
- [8] Gawali, P.B. , S.Y. Waghmare, L. Carlo and A.G. Patil (2011). Geomagnetic secular variation anomalies investigated through tectonomagnetic monitoring in the seismoactive zone of the Narmada-Son Lineament, Central India . *J. Ind. Geophys. Union.* 15, 2, 61-76.
- [9] Gianibelli, J.C. (2011). Geodinamica y Observatorios Geomagneticos. *Latinmag Letters*, 1, 2, A05, 1-7. Proceedings Tandil, Argentina.
- [10] Hayes, G.P., Gregory M. Smoczyk, Harley M. Benz, Antonio Villaseñor, and Kevin P. Furlong. (2014). Seismicity of the Earth 1900-2013: Seismotectonics of South America (Nazca Plate Region). U.S. Geological Survey.
- [11] Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). Sitio Web: <http://www.iris.edu/>.
- [12] Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Sitio Web: <http://www.inpres.gov.ar/>.
- [13] Institute of Research and Development Tokai University, Japan. Sitio Web: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>.
- [14] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Sitio Web: <http://roma2.rm.ingv.it/>.
- [15] Jackson, A., Finlay, C. (2009). Geomagnetic Secular Variation and Its Applications to the Core. En M. Kono (Ed.), *Treatise of Geophysics, Geomagnetism*. Alemania, 147-193.

-
- [16] Kanao, M. (2014). Seismicity in the Antarctic Continent and Surrounding Ocean. *Open Journal of Earthquake Research*, 3, 5-14.
- [17] Langel, R., Hinze, W. (1998). *The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere. The satellite Perspective*. Cambridge University Press, 25-33.
- [18] Lanza, R. and A. Meloni. (2006). *The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologist*. Alemania: Editorial Springer.
- [19] Logachev, A.A., y V.P. Zajarov (1978). *Aplicación de la Exploración Magnética*. Barcelona: Editorial Reverté, S. A..
- [20] Lühr, H., M. Korte and M. Mandea (2009). The recent Geomagnetic Field and its Variations. En Hutter K. (Ed.), *Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics. Geomagnetic Field Variations*. Berlín: Springer, 25-63.
- [21] Macmillan, S. and C.C. Finlay (2011) The International Geomagnetic Reference Field, IAGA Special Sopron Book Series, Vol. 5, *Geomagnetic Observations and Models*, Ed. Mandea, M., Korte, 265-276, DOI: 10.1007/978-90-481-9858-0-10.
- [22] Maksymchuk, V.Y., Vladimir G. Bakhmutov, Yuriy M. Horodysky and Ihor O. Chobotok (2009). Results and perspectives of tectonomagnetic investigations in the Western Antarctic. *Annals of Geophysics*, 52, 1.
- [23] Maus, S. y P. Weidelt (2004). Separating the magnetospheric disturbance magnetic field into external and transient internal contributions using a 1D conductivity model of the Earth. *Geophysical Research Letters*. Vol. 31, L12614, doi: 10.1029/2004GL020231.
- [24] Mundt, W. J. (1978). Geomagnetic Secular Variation Anomalies in the GDR. *Geomag. Geoelectr.*, 30, 523-531.
- [25] National Geophysical Data Center (NGDC). Sitio Web: <http://www.ngdc.noaa.gov/>.
- [26] Osella, A., A. Favetto and H.P. Martinelli (1993). Lateral Heterogeneities in the Upper and Mid-mantle Conductivity in Argentina. *PAGEOPH*, 141, 1.
- [27] Parkinson, W.D. (1983). *Introduction to Geomagnetism*. Scottish Academic Press, Rдинburgh.
- [28] Pelayo, A.M. and D.A. Wiens (1989). Seismotectonics and Relative Plate Motions in the Scotia Sea Region. *Journal of Geophysical Research*, 94, B6, 7293-7320.
- [29] Ramos, Victor A. (1999). Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino, en *Geología Argentina*. Editado por Caminos, R., 41-96.
- [30] Rossignol, J.C. (1980). Magnetic field anomalies associated with geodynamic phenomena. *Geophysical Survey*, 4, 435-454.
- [31] Robertson Maurice, S.D., Douglas A. Wiens and Patrick J. Shore.(2003). Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment. *Journal of Geophysical Research*, 108, NO. B10, 2461, doi:10.1029/2003JB002416.
- [32] Schindelegger, M., D. Salstein, J. Böhm. (2013). Recent estimates of Earth-atmosphere interaction torques and their use in studying polar motion variability. *J. Geophys. Res.*, 118, DOI:10.1002/jgrb.50322.

- [33] Shapiro, V.A, A.L. Aleinikov, A.A. Nulman, V.A. Pyankov and A.V. Zubkov. (1977). Secular Variation Anomalies and Aseismic Geodynamic in the Urals. Ural Scientific Center, U.S.S.R.
- [34] Stewart, B. (1861). On the Great Magnetic Disturbance which Extended from August 28 to September 7, 1859, as Recorded by Photography at the Kew Observatory, Phil. Trans. Roy. Soc. London, 425.
- [35] Sumitomo, N. (1980). Geomagnetic Secular Variation Anomalies in Relation to the Recent Crustal Movement in the Southwestern Region of Japan. Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, 30, 9, 279 .
- [36] Treccani, Enciclopedia on line. Sitio Web: <http://www.treccani.it/enciclopedia/magnetismo/>.
- [37] United States Geological Survey. Sitio Web: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>.
- [38] Universidad de Atacama, Chile. Sitio Web: <https://www.geovirtual2.cl/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html>.
- [39] University of Oulu, Finlandia. Sitio Web: <https://wiki.oulu.fi/display/SpaceWiki/>.
- .