



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

***DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS DE LA VARIACIÓN
SECULAR DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO EN LA
REPÚBLICA MEXICANA***

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERA GEOFÍSICA**

**PRESENTA
THALIA ANAID AVILES ESQUIVEL**

**DIRECTOR DE TESIS
M.C. JUAN ESTEBAN HERNÁNDEZ QUINTERO**

CIUDAD UNIVERSITARIA



MÉXICO, D.F. 2014

Para tener prioridades había que saber lo que uno desea, y eso significa conocerse, admitirlo y asumir las consecuencias de llevarlo adelante.

Marie Curie

La buena suerte sonríe a las mentes bien preparadas

Louis Pasteur

Mujer al fin te decidiste a nacer, que el cielo te proteja y la tierra te permita crecer y avanzar tan lejos como tu quieras.

Lo que con amor se siembra, con provecho a de cosecharse.

Ahora me doy cuenta de que nunca me perdí, solamente estaba cambiando.

Cuando tengas que elegir entre dos caminos, pregúntate cuál de ellos tiene corazón. Quien elige el camino del corazón nunca se equivoca.

Popol Vuh

AGRADECIMIENTOS

Cuando lea mi título diré Ingeniera Geofísica Thalia Anaid Aviles Esquivel y habré de reconocer con honor y profundo agradecimiento a quienes lo han hecho posible:

Gracias a mis padres, por darme lo más valioso que tengo, la vida. Por ayudarme a crecer, por su amor, por la libertad y el ejemplo de lucha y valor por vivir.

José Antonio mi hermano, con tu ayuda esto fue posible, no encuentro las palabras para agradecerte que durante tanto tiempo mi meta estuviera antes que la tuya.

A Marco Antonio, mi hermano menor. Por tu sinceridad y complicidad, por tu compañía y nobleza.

Nadia querida, a veces me ayudas a crecer otras ocasiones crecemos juntas. Gracias por tu compañía a lo largo de este camino, por tu familia, que a ratos la adopto un poco. A Humberto por tu agradable compañía. Al Sr. Humberto Gutiérrez y la Sra. Laura Quintanar, me han dado más que una casa, un hogar y un medio para que llegar a hoy fuese más fácil, gracias con todo mi corazón.

A Emilio, a la Sra. Ruth Luna, Sr. Pablo Torres por su apoyo, calidez y confianza. A mi prima Abigail e Israel por abrirme las puertas de su casa.

Querido Sebastián, mi amigo y colega. Hemos descubierto el mundo desde más allá del cielo y hasta el centro de la Tierra. Perseverancia es lo que he aprendido de ti. Ojalá nuestros caminos estén siempre un poco cerca.

A mis locos amigos Ana Belén, Alan, Joshua, Biviana, Martín, Ernesto, Carlos Chaves me divertí tanto con ustedes que aún los extraño. A mi maestro amoroso del amor, Francisco Chacón

Hernández. A mis compañeros de la carrera, con quienes viví la vida Universitaria desde las desveladas hasta las fiestas.

A las mujeres que han estado en mi camino, ayudándome a hacer las cosas diferente: a Lulú Ríos (por abrir mi mirada), a mí tía Lupis (por enseñarme a amar el mundo), a mí tía Tere (por tu fortaleza), a mí tía Lupíta (por tu dulzura) y a la Dra. Graciela Binimelis (por la oportunidad).

Esteban, mi maestro. Gracias por la oportunidad de descubrir el geomagnetismo este misterioso y extravagante fenómeno. Por llevarme al congreso de la IAGA, fue una de las experiencias más hermosas de mi vida. Y por tu paciencia.

A mi amada UNAM por todo lo que das, a mi Facultad en particular, a la beca PRO Ciencias de la Tierra, al Instituto de Geofísica y al Instituto de Ciencias de la atmósfera por formarme como profesionista.

Finalmente gracias a todos los hombres y mujeres de mi sistema, una parte de este proyecto es a su memoria.

Índice General

Resumen	9
Abstract	9
1. Introducción	10
2. Descripción del Campo Geomagnético	13
2.1 Origen del Campo Geomagnético	13
2.2 Componentes del Campo Magnético.....	15
2.3 Descripción matemática del campo geomagnético	17
2.3.1 Análisis de armónicos esféricos	17
2.4 Representación del campo geomagnético utilizando modelos dipolares	21
2.4.1 Modelo dipolar geocéntrico axial	21
2.4.2 Modelo geocéntrico dipolar inclinado	22
2.4.3 Modelo excéntrico dipolar	23
2.5 Campo Geomagnético Internacional de Referencia.....	24
3. Variaciones del Campo Geomagnético	26
3.1 Variaciones de origen interno	26
3.1.1 Características generales de la Variación Secular	27
3.1.2 Jerks geomagnéticos	28
3. 1.3 Variación del campo dipolar	29
3.2 Variaciones de origen externo	30
3.2.1 Variaciones externas regulares	31
3.2.2 Variaciones externas irregulares	32
4. Campo geomagnético en México y casos de estudio de Variación Secular regional.....	34
4.1 Breve historia de Geomagnetismo en México.....	34
4.2 Estudios regionales de Variación Secular del Campo Magnético Terrestre en México	35
4.3 Estudios de Variación Secular del campo magnético a nivel regional.....	36
5. Metodología	38
5.1 Control de calidad de los datos y localización de los observatorios de referencia	38
5.2. Reducción de la base de datos.....	43
5.3 Cambios relativos anuales e interpolación de resultados.....	44
6. Resultados.....	45
6.1 Mapas de VS de la componente H	50
6.2 Mapas de VS de la componente D	54

7. Discusión de resultados	56
7.1 Análisis de las componentes magnéticas	56
7.2 Características del campo geomagnético en México	57
7.3 Inventario de los aciertos y errores del análisis	61
8. Conclusiones	63
9. Referencias.....	66

Índice de Figuras

Fig. 2.1 Modelo mecánico del dínamo auto sustentado (Campbell, 1997)	14
Fig. 2.2. Componentes del vector de inducción magnética o vector de campo geomagnético referido al punto P, sobre la superficie terrestre (Tauxe, 2013).....	16
Fig.2.3. Tierra centrada en el origen de las coordenadas x,y,z . En coordenadas esféricas el punto P está sobre la superficie de la Tierra.	18
Fig.2.4. El modelo dipolar geomagnético axial	21
Fig.2.5. Modelo geocéntrico dipolar inclinado	22
Fig.3.1. Espectro de amplitud de las variaciones geomagnéticas en función de la frecuencia (Constable, 2005)	33
Fig.5.1. Diagrama de flujo del control de calidad de los datos.....	39
Fig. 5.2. División de la República Mexicana por regiones. Las estaciones de repetición que se presentan corresponden a las consideradas para el periodo de estudio.	41
Fig. 5.3. Ubicación de los observatorios magnéticos de referencia	42
Fig.6.1.Curvas de la componente H de cada ER por región después del control de calidad	46
Fig.6.2.Curvas de la componente H de los observatorios de referencia para cada región	46
Fig.6.3.Curvas de la componente D de cada ER por región después del control de calidad	47
Fig.6.4.Curvas de la componente D de los observatorios de referencia para cada región	47
Fig.6.5 Mapas del campo de velocidades de la componente H en la República Mexicana	52
Fig.6.6 Mapas del campo de velocidades de la componente D en la República Mexicana	53

Índice de Tablas

Tabla 2.1. Sistemas de referencia para expresar las componentes del campo geomagnético (Cifuentes, 2009)	17
Tabla 5.1. Primera división por regiones en que se dividió la República Mexicana, para estudiar el comportamiento del campo geomagnético por zonas.	40
Tabla 5.2. Regiones en que se dividió la República Mexicana, para estudiar el comportamiento del campo geomagnético por zonas	41
Tabla 6.1. Porcentaje de disminución en la magnitud de las componentes H y F en los observatorios geomagnéticos de referencia, durante 1950 a 2012.	48

Resumen

Se llevó a cabo un estudio de variación secular del campo magnético en México durante el periodo de 1950 al 2012. Se utilizó la red de estaciones de repetición mexicana y se utilizaron 4 observatorios geomagnéticos, ya que los resultados de Mizuno (1984) muestran un mejoramiento en el análisis de la variación secular al utilizar más de un observatorio. Este estudio se basa en el método de Mizuno (1984) y se analizó la componente horizontal, la declinación y la intensidad magnética. México se estudió por regiones, donde los resultados muestran que existe continuidad del campo magnético entre estas áreas, y que el modelo IGRF-11 tiene una buena aproximación en el norte y centro de México, y menor en el sur.

Los resultados muestran además que la intensidad magnética ha decreció 8.56% durante el periodo de estudio, y que la componente horizontal es más susceptible a los cambios del campo magnético que la intensidad y la declinación. Finalmente en los mapas de variación secular pueden observarse dos características principales, un campo regional y un campo de anomalías de velocidad. El primero corresponde a la variación secular originada por las corrientes entre el manto y el núcleo externo de la Tierra, mientras que el origen del campo de las anomalías de velocidad probablemente viene de procesos tectónicos a lo largo de la costa del Pacífico, el Golfo de California y la unión triple del Golfo de México por ejemplo. Por lo tanto este estudio, es una discusión preliminar del comportamiento del campo magnético en México y del porque los mapas de variación secular son influenciados al menos por estas dos principales fuentes.

Abstract

A regional magnetic secular variation research was made between 1950 to 2012. This study is related with the Mexican repeat station network and four reference magnetic observatories, it is based on Mizuno method (1984), and a data set was analyzed for horizontal component, declination and magnetic intensity. The reason to apply four magnetic observatories instead one is because Mizuno (1984) results show an improvement in the secular variation analysis. For this reason Mexico was divided by regions where was possible to see continuity between regions and was noticed that the model IGRF-11 has a good accuracy in the north and central Mexico; nevertheless in the south is less.

The results show that the magnetic intensity decreased 8.56 % during the study period; and the recorded data show that the horizontal component is more susceptible to the magnetic field changes than declination and the intensity. Finally, in the secular variation maps it can be observed two main characteristics, a regional and velocity anomalies field as well. The first one corresponds to the secular variation field originated by the currents in the mantle-core boundary, meanwhile the origin of the velocity anomaly field probably come from to the tectonic features along the Pacific coast, the California Gulf faults and the Triple Junction in the Gulf of Mexico for example. This study presents a preliminary discussion about the magnetic field behavior in Mexico and why this secular variations maps was influenced by at least two different sources.

1. Introducción

El campo magnético medido sobre la superficie de la Tierra es producido a partir de tres contribuciones a diferente escala. La primera es el campo magnético principal, el cual constituye el 99% del campo geomagnético y cuyo origen se encuentra en el núcleo líquido externo de la Tierra. En segundo lugar se encuentra el campo de las anomalías, su origen es la corteza terrestre asociada a la distribución de los minerales ferromagnéticos. La tercera contribución es producida por las variaciones pseudoperiódicas y transitorias originadas por la actividad solar (Campos y Urrutia, 1991). Además, el campo geomagnético experimenta variaciones en el tiempo, las más importantes son las que ocurren en el campo principal y las variaciones externas debidas a la actividad solar.

La variación secular del campo geomagnético es un cambio en el tiempo en al menos una componente del campo para un lugar determinado (Jackson y Finlay, 2009) y cuya escala de tiempo sea mayor a un año (Meyer, 2005). Se origina por las corrientes que fluyen entre el manto y el núcleo externo de la Tierra, y aunque es un fenómeno que se registra a nivel global existen zonas donde el campo permanece mayormente estático.

La variación secular fue observada por primera vez por Henry Gellibrand durante el siglo XVII, cuando comparó registros de los datos geomagnéticos tomados en Londres durante varios años (Jackson y Finlay, 2009). Desde entonces se han realizado esfuerzos internacionales para medir el campo magnético y a partir de su análisis inferir los procesos internos que lo originan, además de las aplicaciones científicas, industriales e ingenieriles (Lewis, 2010).

A nivel mundial se han llevado a cabo múltiples investigaciones del comportamiento de la variación secular a nivel regional, uno de ellos es el realizado por Mizuno (1984), quien encuentra que en Japón el comportamiento del campo geomagnético de cada estación de repetición es similar al registrado en el observatorio más cercano y diferente a los observatorios más alejados de ellas. Esto implica la existencia de cambios en el campo magnético en extensiones territoriales menores a las de México.

En la República Mexicana se ha estudiado la variación secular a través de las cartas geomagnéticas, y por investigaciones realizadas por varios autores. Por ejemplo, Hernández y Orozco (1997) describen el comportamiento de la variación secular en México de 1952 a 1990, se basan en el método descrito por Mizuno (1984) y utilizan el observatorio magnético de Teoloyucan como referencia.

El presente trabajo plantea tres objetivos principales, el primero fue consolidar una base de datos de las componentes geomagnéticas de 1950 al 2012 para la República Mexicana, el segundo es implementar el método de Mizuno (1984) utilizando 4 observatorios geomagnéticos de referencia y el tercero, resultado de los dos anteriores, fue generar los mapas de variación secular en México durante el periodo de 1950 al 2012.

Para cumplir con el primer objetivo fue necesario organizar y revisar exhaustivamente las bases de datos de 1952 al 2012. Ello consistió en analizar la calidad de los datos de dichos registros y verificar si estos datos podían ser utilizados, si tenían ruido o estaban mal medidos y hacer un inventario del número de datos que se tenían por año y su distribución a lo largo de México.

Los observatorios de referencia a utilizar, se determinaron a partir de la disponibilidad de datos y su ubicación geográfica. Se utilizaron 3 observatorios de origen extranjero, dado que México solo cuenta con uno, el de Teoloyucan. Una vez que se determinó la ubicación de los observatorios y se había revisado la calidad de los datos, se dividió la República Mexicana por regiones, de tal manera que a cada región se le asignara el observatorio magnético más cercano. La división de la República por regiones se hizo con base en los patrones de comportamiento de las curvas de las componentes magnéticas en las estaciones de repetición, de su cercanía a los observatorios, y considerando la eficiencia para el cálculo en las interpolaciones. Cabe aclarar que una estación de repetición se define como aquel lugar donde se realizan mediciones del vector del campo magnético en intervalos regulares de tiempo y cuya posición es conocida. El fin de las estaciones de repetición es proveer de información acerca del cambio de la variación secular del campo geomagnético en el tiempo (Barraclough y De Santis, 2011).

Posteriormente, con base en la densidad de los datos se determinó el intervalo de tiempo en que se realizarían los cálculos para obtener la variación secular, el intervalo fue de manera general cada 5 años, aunque como se verá en los resultados existen épocas en que los datos no son suficientes, razón por la cual los mapas de Variación Secular obtenidos se encuentran en intervalos de 5, 10 y 20 años. Una vez calculada la primera derivada numérica a partir del método de Mizuno (1984) se obtuvieron los mapas de Variación Secular del campo geomagnético por regiones, y al observar la existencia de continuidad del campo entre fronteras, se integraron los datos de estas regiones para obtener un solo mapa de la variación secular por época de estudio.

Los resultados de las curvas de las componentes magnéticas muestran un decremento generalizado en la componente de la intensidad total del campo (F) en un 8.5% durante el periodo de estudio. Además se observa que la tasa de disminución se incremento alrededor de 1975, de manera

diferente en cada observatorio. De los mapas de variación secular para la componente magnética horizontal (H) y para la declinación (D) se observa que existen dos comportamientos a grandes rasgos, uno de escala regional y otro al que llamamos anomalías de velocidad, el primero corresponde a la variación secular como tal, mientras que las anomalías de velocidad se les asocian a una fuente más somera comparada con aquella que origina la variación secular. A través de los mapas se describe también, la parte dinámica y estática de la variación secular y el comportamiento de la línea de isoporica de velocidad cero de la componente horizontal y de la declinación.

Esta tesis además de aportar los resultados propuestos en sus objetivos, hace un análisis de los datos analizados, las ventajas de aplicar la metodología de Mizuno (1984) con más de un observatorio de referencia, así como las recomendaciones que se sugieren para el progreso y mejoramiento en el análisis de datos geomagnéticos para las condiciones y posibilidades con las que cuenta México.

Finalmente, este trabajo es la suma de los esfuerzos realizados por el Instituto de Geofísica de la UNAM en los últimos 60 años para generar los datos que en este trabajo se utilizan. Además, continúa con las investigaciones hechas para estudiar la variación secular en México, y lo hace implementando 4 observatorios de referencia. A nivel Latinoamérica este estudio representa uno de los pioneros para estudiar este fenómeno y unirse a los esfuerzos internacionales para inferir en el futuro los procesos internos que ocurren entre el manto y el núcleo externo de la Tierra, el mejoramiento de los modelos globales, así como mejorar los procesos de corrección en exploración.

2. Descripción del Campo Geomagnético

La naturaleza del campo magnético como fenómeno físico es generado a partir de dos formas: la primera es a través de partículas cargadas eléctricamente y en movimiento, y la segunda se debe a que las partículas elementales como los electrones tienen un campo magnético intrínseco a su alrededor. Por su parte el campo geomagnético se origina a partir de la primera definición, es decir, por corrientes eléctricas, las cuales se originan con el movimiento de los materiales en el núcleo externo de la Tierra (Halliday *et. al.*, 2001).

2.1 Origen del Campo Geomagnético

El origen interno del campo geomagnético se describe desde 1600 con la obra “*De Magnete*” de William Gilbert. Posteriormente en el siglo XIX a través del análisis de armónicos esféricos, Gauss (1838) demuestra el carácter interno y externo del campo geomagnético. Sin embargo, variaciones temporales de baja frecuencia hacían dudar del origen interno del campo (Lanza y Meloni, 2006) por lo cual la discusión acerca de su origen continuo.

El argumento más fuerte para sustentar la hipótesis del origen interno es la magnetización uniforme de toda la superficie terrestre. No obstante, al conocer el gradiente de temperatura dentro de la Tierra la hipótesis se replanteo, pues aproximadamente a 25 km de profundidad la temperatura es más alta que la temperatura de Curie para los materiales ferromagnéticos que existen en el límite entre el manto y núcleo externo de la Tierra (Lanza y Meloni, 2006), lo que anula sus propiedades electromagnéticas.

Posteriormente se consideró que la magnetización se producía entre los 25 y 30 km de profundidad (antes de alcanzar la temperatura de Curie) pero el valor de la magnetización producida sería en promedio de 10^4 Am^{-1} , un valor superior a las rocas de la corteza. Además, una magnetización constante contradecía las variaciones del campo magnético de la Tierra (Lanza y Meloni, 2006). Lo cual sumaban dos razones más para abandonar esta hipótesis.

Recientemente en el siglo XX, las investigaciones en sismología mostraron que la Tierra posee un núcleo externo líquido compuesto de materiales altamente conductivos. Este descubrimiento permitió considerar nuevamente la hipótesis del origen interno del campo magnético bajo una nueva perspectiva, un campo magnético generado a partir de un sistema de corrientes eléctricas (Lanza y Meloni, 2006).

Las teorías que explican el origen interno del campo magnético a través de estas corrientes eléctricas, consideran en su hipótesis un dinamo magnetohidráulico y sirve para explicar el mecanismo análogo que existe en el núcleo externo de la Tierra, lugar donde se genera la parte dipolar del campo y donde coexisten el níquel y el hierro (materiales eléctricamente conductores) con el campo magnético, lo cual produce una retroalimentación, permitiendo que el interior de la Tierra opere como un dínamo autosustentable (Buttler, 1992).

Para explicar su funcionamiento, se considera el modelo mecánico propuesto por Bullard-Gellman de 1954 el cual se muestra en la figura 2.1 (Campbell, 1997). El modelo se basa en un disco de cobre rotando en un eje eléctricamente conductor. Utilizando la regla de la mano derecha, el campo inicial de inducción magnética \mathbf{B} , tiene dirección hacia arriba y perpendicular al disco (Lanza y Meloni, 2006). El movimiento del disco giratorio con la conexión tipo “cepillo” es radial, en sentido contrario al giro de las manecillas del reloj. La corriente (i) circula hacia afuera a través del conductor en forma de espiral rodeando al eje del dínamo, creando de esta forma un campo magnético que incrementa la intensidad del campo preexistente, lo que causa a su vez la generación de más corriente. De tal forma, que el disco rotatorio genera un campo magnético cada vez mayor (Cifuentes, 2009).

Cuando algunos procesos naturales causan la interrupción del funcionamiento del dínamo o su decaimiento y posteriormente su restablecimiento, la dirección predominante del campo queda determinada por el campo inicial en relación con el flujo del dínamo (Cifuentes, 2009). Es importante recalcar que el mecanismo del dínamo auto sustentado es invariante a la polaridad, es decir, este mecanismo funciona para cualquier polaridad en la que se encuentre el campo magnético (Buttler, 1992).

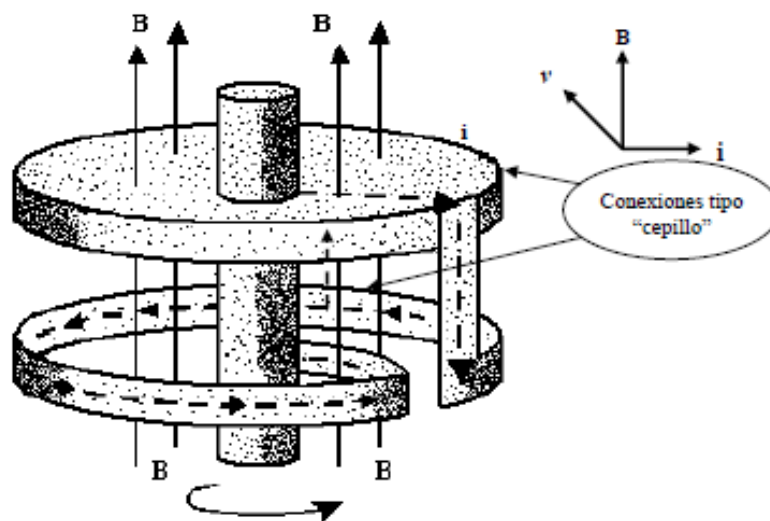


Fig. 2.1 Modelo mecánico del dínamo auto sustentado (Campbell, 1997)

Sin embargo, las corrientes eléctricas producidas únicamente mediante el dínamo decaerían en un intervalo de tiempo entre 1000 y 10000 años, debido a que existe un proceso de disipación resistiva, es decir, pérdida de energía eléctrica (Halliday *et. al.*, 2001). Para explicar el fenómeno necesario para sostener el flujo de los materiales en movimiento y por lo tanto del dínamo, se propone una teoría que considera como fuente de energía el enfriamiento gradual del núcleo líquido externo de la Tierra produciendo un incremento del núcleo sólido interno (Lanza y Meloni, 2006).

A pesar de que el modelo del geodínamo explica muchos de los fenómenos observados del campo interno, existen otro tipo de fenómenos que deben ser estudiados para tener un panorama más completo de los complejos procesos que suceden en el interior de la Tierra. Por ejemplo, las corrientes que producen la parte no dipolar del campo, llamadas corrientes de eddy (Buttler, 1992), el proceso que produce la variación secular diferenciada por regiones y los recientemente descubiertos Jerks geomagnéticos.

2.2 Componentes del Campo Magnético

La inducción magnética \mathbf{B} describe al campo geomagnético, por su carácter vectorial puede ser descompuesto en cinco componentes modulares y en dos angulares (Cifuentes, 2009). En la figura 2.2 se muestra la geometría del vector \mathbf{B} , donde el punto de medida es el origen del sistema coordenado (Lanza y Meloni, 2006) y donde las componentes del campo magnético son:

1. Componente con dirección sur-norte, X. Es la proyección de \mathbf{B} sobre un eje horizontal con dirección y sentido al norte geográfico.
2. Componente con dirección oeste-este, Y. Es la proyección de \mathbf{B} sobre un eje horizontal con dirección y sentido al este geográfico.
3. Componente con dirección vertical, Z. Es la proyección de \mathbf{B} sobre un eje vertical con dirección y sentido al Nadir. La dirección vertical es asumida perpendicular a la superficie de la Tierra.
4. Componente horizontal, H. Es la proyección de \mathbf{B} sobre un plano horizontal, sobre el cual se encuentran las componentes X y Y.
5. Intensidad total, F. Es el módulo de \mathbf{B} .
6. Declinación, D. También llamada variación magnética y medida en sentido de las manecillas del reloj, es la diferencia angular entre el norte verdadero o geográfico con el norte magnético o bien, hacia la componente horizontal de \mathbf{B} (H)

7. Inclinación, I . También llamado el ángulo de buzamiento, es el ángulo formado entre la componente H y \mathbf{B} .

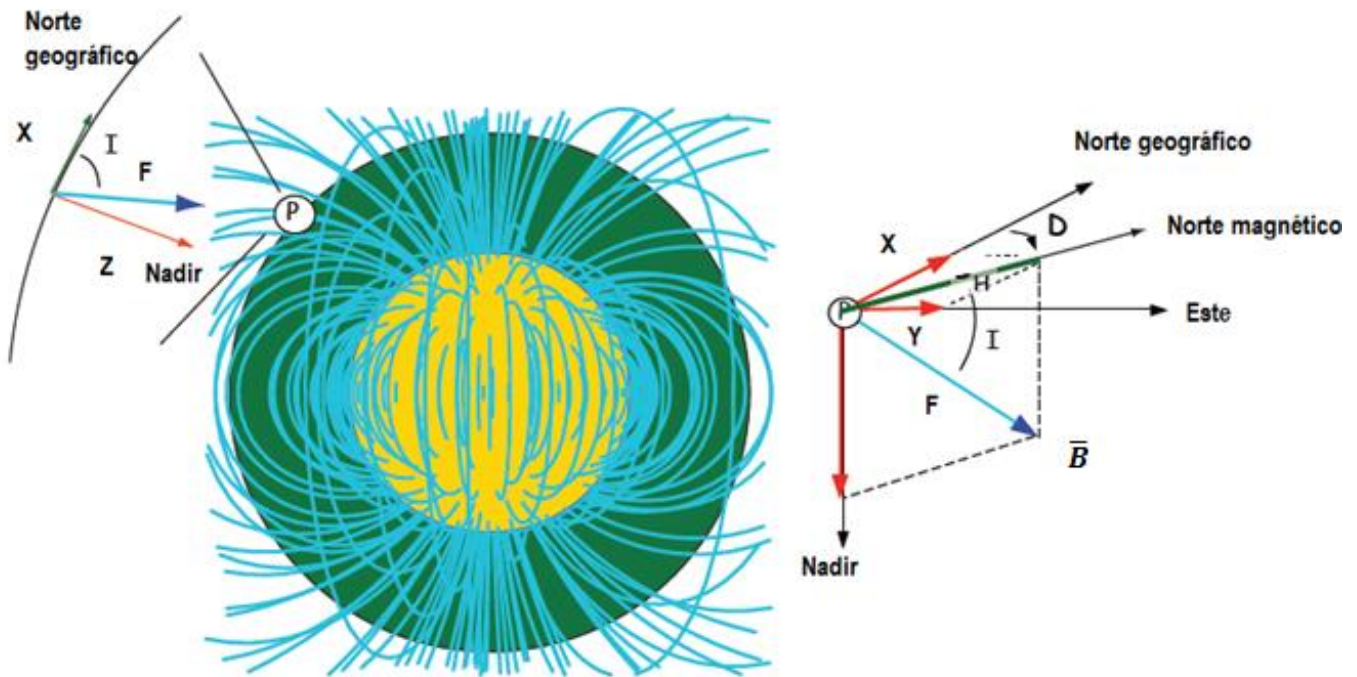


Fig. 2.2. Componentes del vector de inducción magnética o vector de campo geomagnético referido al punto P, sobre la superficie terrestre (Tauxe, 2013)

Para describir de manera completa el vector del campo geomagnético en un punto de la superficie terrestre, es necesario conocer al menos tres de sus componentes no coplanares. Las componentes de \mathbf{B} pueden ser dadas en diferentes sistemas coordenados. En la tabla 2.1 se muestra el sistema de referencia, las componentes magnéticas que la caracterizan y las ecuaciones de transformación necesarias para obtener las cuatro componentes magnéticas restantes.

La unidad de medida de \mathbf{B} en el SI es el Tesla (T), pero por fines prácticos en geofísica se utiliza un submúltiplo, el nanoTesla (nT), equivalente a 10^{-9} T (Lanza y Meloni, 2006). Este ajuste de unidades se realiza porque la magnitud del campo geomagnético es muy débil y requiere una medida adecuada. Convencionalmente X, Y, Z y H están dadas en nanoTeslas (nT), mientras I y D suelen darse en grados sexagesimales.

Sistema de Referencia	Componentes magnéticas utilizadas		Ecuaciones de transformación
Coordenadas Cartesianas	XYZ	$H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ $D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right)$ $Z=Z$	$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ $D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right)$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}\right)$ $I = \text{sen}^{-1}\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}}\right)$
Coordenadas Cilíndricas	HDZ	$X=H \cos(D)$ $Y=H \text{sen}(D)$ $Z=Z$	$F = \sqrt{H^2 + Z^2}$ $D=D$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{H}\right)$
Coordenadas Esféricas	DFI	$X=F \cos(I) \cos(D)$ $Y=F \cos(I) \text{sen}(D)$ $Z=F \text{sen}(I)$	$H = F \cos(I)$ $D = D$ $Z = F \text{sen}(I)$

Tabla 2.1. Sistemas de referencia para expresar las componentes del campo geomagnético (Cifuentes, 2009)

2.3 Descripción matemática del campo geomagnético

2.3.1 Análisis de armónicos esféricos

El objetivo de realizar una descripción matemática del campo geomagnético, es probar analíticamente que este campo medido sobre la superficie de la Tierra es generado en su mayor parte por el emplazamiento de un dipolo en el centro de la Tierra. Para ello es necesario explicar las ecuaciones que gobiernan el magnetismo utilizando condiciones de frontera específicas para la Tierra y la función de los armónicos esféricos para resolver el potencial.

Las ecuaciones de Maxwell para el vector de inducción magnética (**B**) prueban que el campo geomagnético es generado en un 99% a partir de un dipolo dentro de la Tierra. Las ecuaciones 1 y 2 describen la divergencia y el rotacional de **B** (Lanza y Meloni, 2006).

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \left(\mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right) \quad (2)$$

Donde el \mathbf{J} denota la densidad de corriente eléctrica, \mathbf{D} es el vector de desplazamiento eléctrico y μ_0 es la permeabilidad magnética.

Para aplicar las ecuaciones anteriores del campo geomagnético, se considera un espacio donde no existen superficies de discontinuidad y donde las corrientes eléctricas tanto en superficie, como en la ionósfera de la Tierra son despreciables (Lanza y Meloni, 2006). Por lo cual las ecuaciones anteriores sólo son válidas para regiones a menos de 100 km de distancia de la superficie terrestre (Meyer, 2005); se puede asumir entonces que el rotacional de \mathbf{B} es:

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0 \quad (3)$$

Y dado que el rotacional de \mathbf{B} es cero, \mathbf{B} puede ser derivado a partir del potencial magnético V :

$$\mathbf{B} = -\nabla V \quad (4)$$

Sustituyendo 4 en 1, obtenemos la ecuación de Laplace (Meyer, 2005)

$$\nabla \cdot (-\nabla V) = -\nabla^2 V = 0 \quad (5)$$

La ecuación de Laplace puede representarse en coordenadas cartesianas (x, y, z) , o bien en coordenadas esféricas (r, θ, λ) . Donde r es la distancia de la superficie al centro de la Tierra, θ es la colatitud geocéntrica igual a $\theta = \frac{\pi}{2} - \varphi$, donde φ es la latitud, λ representa la longitud medida del meridiano de Greenwich hacia el este y el radio de la Tierra es $a=6371.2$ km. En la figura 2.3 se representa el sistema esférico que se utilizará en adelante.

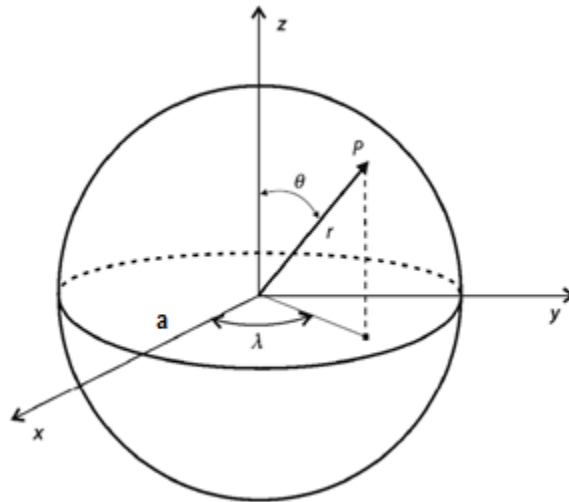


Fig.2.3. Tierra centrada en el origen de las coordenadas x,y,z . En coordenadas esféricas el punto P está sobre la superficie de la Tierra.

El objetivo es poder resolver la ecuación de Laplace (Ec.5) a través del análisis de armónicos esféricos. Para ello deben considerarse tres aspectos importantes del potencial:

- 1) La variable r considera dos orígenes principales del campo magnético de la Tierra y por consecuencia del potencial que genera el campo. Entonces la solución debe contar con la representación del origen interno y externo del campo.
- 2) La variable λ tiene un comportamiento periódico que oscila entre 0 y 2π , por lo cual se utiliza una función periódica para su estudio, por ejemplo, Series de Fourier.
- 3) Para θ se utilizan las funciones de Schmidt, las cuales representan las variaciones latitudinales del campo magnético. Las funciones de Schmidt difieren a las funciones de Legendre utilizadas para gravimetría solo en un factor de normalización.

Para la primera condición deben satisfacerse las condiciones de frontera de la ecuación de Laplace, que incluye dos posibles fuentes del campo geomagnético, y para ello se utilizan dos coeficientes que denotan su origen. Para el campo externo se utiliza $(r/a)^n$ porque debe ser generado a grandes distancias de la Tierra, y su magnitud debe disminuir desde la superficie hacia el centro de la Tierra, siendo cero en el centro. Por el contrario, el campo geomagnético interno debe disminuir conforme se aleja del centro de la Tierra, está condición se expresa $(a/r)^{n+1}$ y es cero en el infinito (Lanza y Meloni, 2006).

La ventaja del potencial magnético es que podemos evaluar el vector del campo en cualquier lugar fuera de la fuente que lo produce. La expresión general del potencial magnético puede ser escrita de la siguiente forma (Lanza y Meloni, 2006):

$$V(r, \theta, \lambda) = a \left[\sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{r}{a}\right)^n T_n^e + \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} T_n^i \right] \quad (6)$$

La ecuación 6 es una función con la cual se obtiene una buena aproximación del campo, donde la función T_n con superíndices i y e , hacen referencia al campo interno y externo respectivamente. Esta función es el producto de dos funciones angulares que representan la dependencia latitudinal y longitudinal. Por lo tanto tenemos una función armónica esférica de la forma $T_n(\theta, \lambda)$ (Lanza y Meloni, 2006).

$$T_n = \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\theta) \quad (7)$$

Donde g_n^m y h_n^m son los coeficientes de expansión del potencial magnético, llamados coeficientes de Gauss y $P_n^m(\theta)$ es la función semi normalizada de Schmidt. En magnetismo siempre se considera un par de polos opuestos (dipolo) dado que no se ha demostrado la existencia del monopolo. El termino $n=0$ corresponde al monopolo, que sería el comportamiento de $1/r$, lo cual viola la ecuación de Maxwell $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$. La contribución $n=1, 2, 3$ son las del dipolo, cuadrupolo, octupolo, respectivamente (Meyer, 2005).

El análisis del campo magnético se realiza en función de sus componentes, las cuales se obtienen a partir de las derivadas espaciales del potencial, se utiliza un punto P (r, θ, λ) como un sistema de referencia topocentrico (Meyer, 2005).

$$X = \frac{\partial V}{r \partial \theta} = \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \frac{d}{d\theta} P_n^m(\cos\theta) \quad (8)$$

$$Y = -\frac{\partial V}{r \sin \theta \partial \lambda} = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n m (g_n^m \sin m\lambda - h_n^m \cos m\lambda) P_n^m(\cos\theta) \quad (9)$$

$$Z = \frac{\partial V}{\partial r} = -\sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n (n+1) (g_n^m \sin m\lambda + h_n^m \cos m\lambda) P_n^m(\cos\theta) \quad (10)$$

Para $r=a$, el sistema de ecuaciones quedan simplificados de la siguiente forma:

$$X = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{dP_n^m}{d\theta} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \quad (11)$$

$$Y = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n m P_n^m (g_n^m \sin m\lambda - h_n^m \cos m\lambda) \quad (12)$$

$$Z = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m [(n g_n^{me} - (n+1) g_n^{mi}) \cos m\lambda + (n h_n^{me} - (n+1) h_n^{mi}) \sin m\lambda] \quad (13)$$

De las ecuaciones anteriores se concluye que el potencial originado a partir del dipolo magnético cae con un orden de $1/r^2$ y que la magnitud de las componentes del campo lo hacen a una tasa de $1/r^3$. Utilizando las ecuaciones 11,12 y 13 observamos que se trata de un problema lineal de mínimos cuadrados para resolver los coeficientes de armónicos esféricos g_n^m y h_n^m (Meyer, 2005). A partir de encontrarlos se ha logrado modelar el campo interno de la Tierra, y son además una fuente importante para modelar la variación secular del campo.

2.4 Representación del campo geomagnético utilizando modelos dipolares

La mayor contribución del análisis de armónicos esféricos es mostrar que el campo geomagnético es de origen dipolar en su gran mayoría. De tal forma, que los modelos realizados consideraron representar a la fuente a través de un dipolo centrado en la Tierra y cuyo eje es el de rotación terrestre. Sin embargo, cuando se promedió un tiempo suficiente de datos se percataron que este modelo no explicaba de manera completa los valores observados, y encontraron que un dipolo inclinado de aproximadamente 11.5° respecto al eje de rotación de la Tierra mejoraba los valores dados por el análisis de armónicos esféricos. Finalmente se experimentó con un modelo excéntrico dipolar que describe aun mejor el campo geomagnético (Tauxe, 2013) en ciertas latitudes. A continuación se describen los tres modelos mencionados, donde cada uno mejora la aproximación del campo calculado al campo observado.

2.4.1 Modelo dipolar geocéntrico axial

La representación del Campo Magnético Terrestre se hace a través de un modelo dipolar geocéntrico axial (GAD, *Geocentric Axial Dipole*, por sus siglas en inglés), el cual consiste en un imán dipolar en el centro de la Tierra y alineado con el eje de rotación (Buttler, 1992).

El modelo dipolar geocéntrico axial (Fig.2.4) tiene un dipolo magnético M en el centro de la Tierra y está alineado con su eje de rotación. La latitud geográfica es λ con un rango de -90° a 90° en el sur y norte geográfico respectivamente, el radio promedio de la Tierra r_e , la dirección del campo geomagnético en la superficie producido por el dipolo-axial se observa a través de la I y el N (Buttler, 1992).

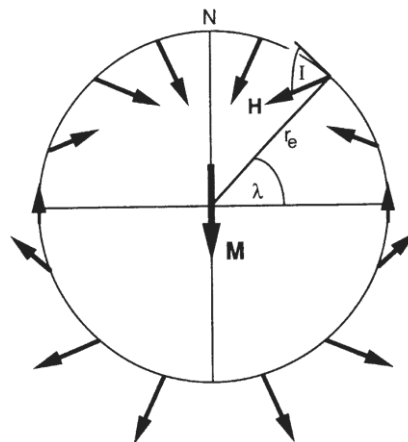


Fig.2.4. El modelo dipolar geomagnético axial

El comportamiento de I y F producidas estrictamente por un campo GAD serían observadas como líneas paralelas a la latitud, además la I variaría de -90° a $+90^\circ$ en los polos y 0° en el ecuador. Sin embargo, esto no se observa en la naturaleza, de tal manera que se busco un modelo que se acercara más a los datos que obtenidos (Tauxe, 2013).

2.4.2 Modelo geocéntrico dipolar inclinado

La inclinación del dipolo geocéntrico inclinado (IGD, *Inclined Geocentric Dipole*, por sus siglas en inglés) respecto al eje de rotación es de aproximadamente 11.5° . Los polos que mejor se ajustan a este modelo son puntos en la superficie de la Tierra, donde las extensiones del dipolo inclinado intersecan con la superficie terrestre y les llamamos polos geomagnéticos. Sin embargo, es un hecho que estos polos no coinciden con los polos magnético (donde la Inclinación es igual a 90°), lo cual indica que el campo magnético de la Tierra tiene un comportamiento mucho más complejo que una simple explicación de un dipolo inclinado en el centro de la Tierra (Tauxe, 2013).

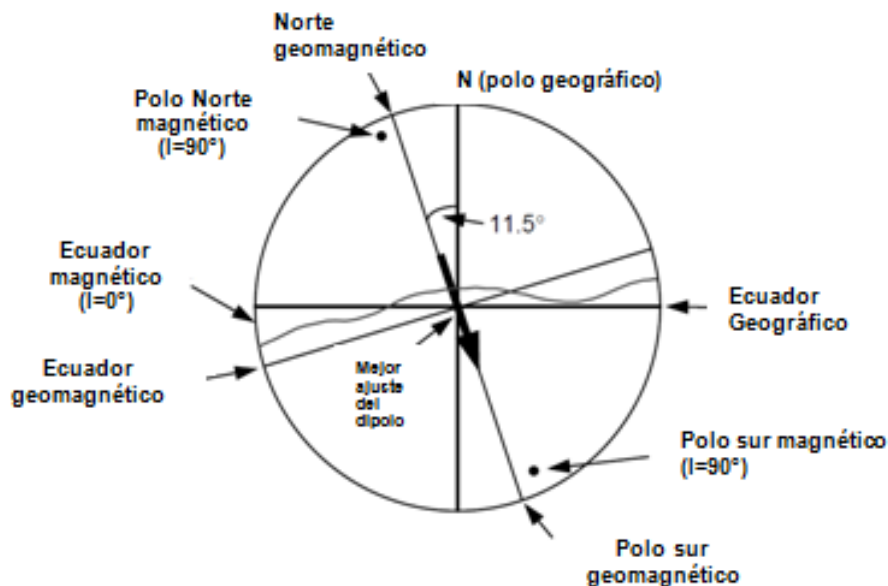


Fig.2.5. Modelo geocéntrico dipolar inclinado

Según Buttler (1992), este modelo explica el 90% del origen del campo geomagnético, y dado que el 10% restante no puede ser explicado bajo este modelo se diseñó uno más que mejorara la aproximación del campo calculado con el medido en superficie.

2.4.3 Modelo excéntrico dipolar

Es posible mejorar el modelo IGD a través de un ajuste no geocéntrico. El nuevo modelo es un dipolo excéntrico, el cual describe el campo geomagnético sólo parcialmente mejor que el dipolo geocéntrico inclinado. Para el campo magnético presente, el mejor ajuste del dipolo excéntrico tiene una posición de 500 km (aproximadamente 8% del radio de la Tierra) del centro hacia el noroeste de la cuenca del Pacífico (Buttler, 1992).

La capacidad de describir el campo geomagnético utilizando el dipolo excéntrico depende de la localización sobre la superficie terrestre. Por ejemplo, en algunos lugares lo describe perfectamente, mientras que el 20% de la superficie terrestre no puede ser descrito aún con el mejor ajuste dipolar para esa zona. Esto indica la existencia de un orden mayor del campo geomagnético, es decir, la parte no dipolar. Este campo no dipolar se determina a partir de la substracción del mejor ajuste dipolar del campo menos los valores del campo magnético observado (Buttler, 1992).

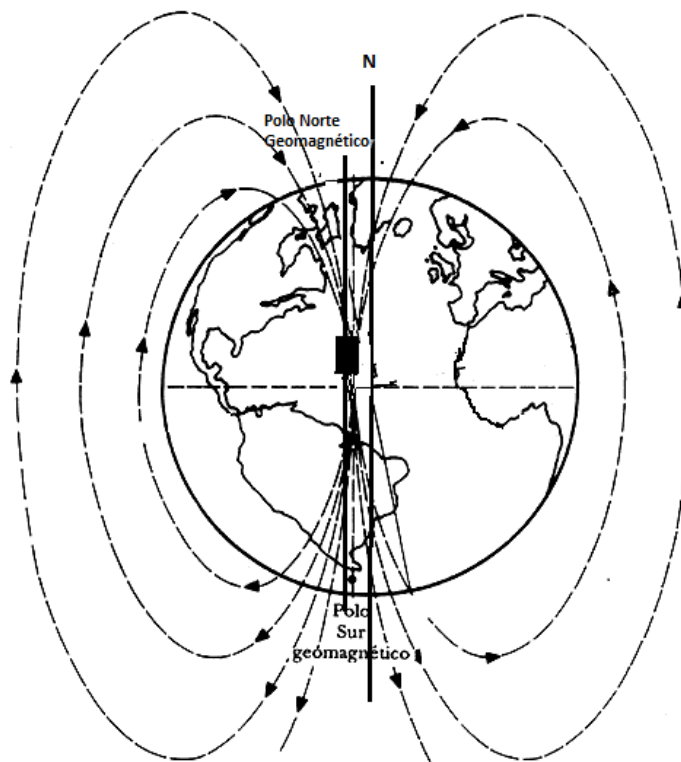


Fig.2.6. Modelo excéntrico dipolar

2.5 Campo Geomagnético Internacional de Referencia

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, *International Geomagnetic Reference Field*, por sus siglas en inglés) es un modelo matemático cuyo objetivo es mejorar la aproximación del campo geomagnético de origen interno medido sobre o cerca de la superficie terrestre. Este modelo es producido y distribuido internacionalmente a través de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA, *International Association of Geomagnetism and Aeronomy*, por sus siglas en inglés) (Macmillan y Finlay, 2011).

Este modelo considera como fuente del campo magnético terrestre las corrientes eléctricas en el núcleo líquido de la Tierra. El modelo descarta las fluctuaciones del campo de mayor frecuencia producidas por las corrientes en la magnetósfera y en la ionósfera, así como las variaciones del campo producidas por la magnetización de la de las rocas en la corteza (Macmillan y Finlay, 2011).

Cada modelo que constituye el IGRF es un grupo de armónicos esféricos de grado n y orden m , que representan una solución a la ecuación de Laplace del potencial magnético (Ec.6) y su solución se asocia con encontrar los valores de los coeficientes de Gauss g_n^m y h_n^m [nT]. El IGRF también estima una tasa de cambio del campo geomagnético por año $\delta g_n^m / \delta t$ y $\delta h_n^m / \delta t$, es decir, la variación secular y se representa en nT/año (Macmillan y Finlay, 2011).

Es importante considerar que ningún modelo de campo magnético puede ser mejor que los datos en los cuales está basado dicho modelo. Por lo tanto, los datos de los observatorios magnéticos son la fuente de información más importante acerca de cómo varía el campo en el tiempo, así como las medidas de satélite, las cuales han permitido mejorar los modelos recientes del IGRF.

La precisión del IGRF es limitada debido a la combinación de varios factores: 1) la colección de armónicos esféricos es finita, 2) depende del número y calidad de observaciones, 3) la distribución espacial de los datos (Meyer, 2005), 4) la diferencia entre el valor del IGRF y la parte del campo que intenta modelar y 5) el error de la parte del campo que el IGRF que no intenta modelar (Macmillan y Finlay, 2011).

El primer modelo IGRF fue ratificado por la IAGA en 1969, desde entonces el modelo ha sido revisado y actualizado 10 veces con un intervalo de cinco años (Macmillan y Finlay, 2011) debido a que el campo magnético de la Tierra varía relativamente rápido (Meyer, 2005). Cada generación del IGRF es sometida a revisión, una vez aprobada no es sometida a más modificaciones y se le considera Campo Magnético de Referencia Definitivo (DGRF, *Definitive Geomagnetic Reference Field*, por sus siglas en inglés), mientras que los modelos no definitivos son los que seguirán sometidos a revisión (Macmillan y Finlay, 2011).

Los modelos del IGRF hasta la época de 1995.0 consideran hasta 10 armónicos esféricos, actualmente (IGRF-11) se extienden hasta grado 13 pues consideran los datos que provienen de los satélites OSTERD y CHAMP. Por su parte los modelos que predicen la variación secular se han extendido hasta grado 8 (Macmillan y Finlay, 2011).

3. Variaciones del Campo Geomagnético

El campo magnético medido sobre la superficie de la Tierra posee tres contribuciones principales a diferente escala. La primera, es el campo magnético principal, el cual constituye el 99% del campo geomagnético y su origen se encuentra en el núcleo líquido externo de la Tierra. En segundo lugar se encuentra el campo de las anomalías cortical, cuyo origen es la corteza terrestre, asociada a la distribución de los minerales ferromagnéticos. La tercera y última contribución es la originada por la actividad solar (Campos y Urrutia, 1991).

El campo geomagnético experimenta variaciones en su magnitud, las cuales pueden ser divididas en función de la fuente que las ocasiona: las de origen externo, son generadas por el viento solar, mientras que las de origen interno, pueden dividirse en las generadas en la parte dipolar y en la parte nodipolar. Las primeras tienen su fuente en el núcleo externo de la Tierra, y las segundas entre el límite del manto y el núcleo externo (Lanza y Meloni, 2006). Las variaciones de la corteza no se consideran pues el campo magnético que generan no contribuye de manera significativa al campo principal de la Tierra y, su influencia se confina a la región en que su litología produce una magnetización remanente (Lüht *et. al.*, 2009).

Las variaciones del campo geomagnético suelen estudiarse en función del tiempo, pero también es posible estudiarlas a partir de su frecuencia, a través de la densidad espectral de potencia de las variaciones del campo, donde al integrar todas las frecuencias se mide la variación total del campo geomagnético. En la figura 3.1 se muestra el espectro de amplitud (que es la raíz cuadrada del espectro de la densidad de potencia) las variaciones geomagnéticas en función de su frecuencia (Constable, 2005).

3.1 Variaciones de origen interno

Las variaciones de origen interno pueden ser registradas en los observatorios geomagnéticos, en las piezas arqueológicas y en las rocas. La existencia y variación del campo interno es consecuencia de los cambios originados en la parte dipolar y en la no dipolar del campo. Por ejemplo, las variaciones del campo dipolar están relacionadas con cambios en su momento magnético, en la velocidad de su movimiento de precesión, en el desplazamiento del norte magnético respecto al norte geográfico, entre otras. Mientras que un cambio en el campo no dipolar provoca la variación secular y la deriva hacia el oeste, la fuente que produce el campo no dipolar se encuentra en la frontera entre el

manto y el núcleo, y se relaciona con las corrientes que fluyen en esa zona. De tal forma que la fuente del campo no dipolar es más superficial que la del dipolar (Lanza y Meloni, 2006).

Estudios que cuantifican la energía del campo dipolar y no dipolar muestran un decremento total de la parte dipolar, mientras que la parte no dipolar muestra un incremento en compensación a la disminución del dipolo (Lanza y Meloni, 2006).

3.1.1 Características generales de la 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 (Jackson y Finlay, 2009) y cuya escala de tiempo sea mayor a un año (Meyer, 2005). Se considera un fenómeno representativo a nivel planetario, aun cuando los diferentes observatorios del mundo registren distintas magnitudes e inclusive ausencia de cambios en el campo geomagnético (Lanza y Meloni, 2006). El espectro de amplitud de la VS en términos de frecuencia varia entre 10^{-12} a 10^{-9} Hz (Constable, 2005), estos valores son aproximaciones, porque los límites de las variaciones que caracterizan al campo geomagnético aún no están definidas de manera exacta (Fig.3.1).

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 (Lanza y Meloni, 2006):

- a) La primera abarca de cientos a miles de años y está relacionada con la variación del campo dipolar principal.
- b) La segunda incluye decenas de años, y se atribuye a la variación del campo no dipolar. En el presente trabajo se abordara la VS cuyo espectro abarca este periodo de tiempo.

La variación secular presenta dos tipos de cambios, la deriva hacia el oeste y los jerks geomagnéticos que explicaremos más adelante. La deriva hacia el oeste es la característica principal de la VS en los últimos 400 años con una velocidad promedio de $0.32^\circ/\text{año}$ y consiste en el movimiento de las componentes magnéticas hacia el oeste (Zi-Gang Wei y Wen-Yao Xu, 2003). Bullard *et. al.* (1948) explican que la deriva hacia el oeste no es un fenómeno global constante y que depende de la latitud, por lo que separan al campo en una parte estática y otra en dinámica (Jackson y Finlay, 2009).

Un instrumento práctico para estudiar la VS son las cartas magnéticas, la cuales son publicadas continuamente a escalas regionales y mundiales. También sirven para predecir el patrón espacial que

tendrá el campo en los próximos años, ya que el promedio anual de cambio del campo magnético principal es máximo del 1%. Sin embargo, debe considerarse que existen variaciones de menor duración que pueden alterar la tendencia de las cartas (Meyer, 2005).

Además de las cartas magnéticas, la representación de la VS puede realizarse utilizando la primera derivada de los coeficientes del IGRF, donde los valores calculados son una buena aproximación en el tiempo, pero se hacen progresivamente menos precisos cuando se calculan para periodos de tiempo más alejados que el considerado para elaborar el modelo (Meyer, 2005).

Cuando existen suficientes datos disponibles, la variación del campo magnético Terrestre puede ser modelada a partir de la expansión de Taylor para los coeficientes de Gauss en una época t_0 (Meyer, 2005):

$$g_n^m(t) = g_n^m(t_0) + \dot{g}_n^m(t_0)(t - t_0) + \frac{1}{2!} \ddot{g}_n^m(t_0)(t - t_0)^2 + \dots \quad (15)$$

Donde g_n^m denotan los coeficientes de Gauss, el término \dot{g}_n^m es la primera derivada del campo (VS), algunos modelos incluyen la segunda derivada \ddot{g}_n^m (aceleración secular). La primera derivada \dot{g}_n^m se estima usualmente como $\frac{\Delta g_n^m}{\Delta t}$, donde Δg_n^m es la diferencia entre los coeficientes de dos modelos cuyas épocas difieren por el intervalo de tiempo Δt (Meyer, 2005).

La representación del campo geomagnético con los coeficientes de Gauss en términos de la expansión de Taylor, está basada en datos del campo magnético y no en la dinámica del núcleo. Por lo cual, la exactitud de la predicción de la variación secular y de la dinámica del núcleo están sujetas al rango de tiempo que abarcan los datos utilizados para el modelo, disminuyendo su exactitud conforme se salen del periodo de tiempo que abarcan los datos. La explicación es simple, el campo geomagnético no es un fenómeno que se comporte linealmente. De esta manera, los modelos tendrán que actualizarse regularmente, en el caso del IGRF cada cinco años (Meyer, 2005).

3.1.2 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 (Jackson y Finlay, 2009) o pueden ser menores a un año (Mizuno, 1984). También se puede definir como el fenómeno que separa dos periodos de estabilidad en los patrones de la variación secular y matemáticamente se define como la segunda derivada del campo magnético (Lanza y Meloni, 2006). Sin embargo, los jerks

geomagnéticos no sólo representan la transición entre dos grandes periodos de VS lineal, también delimitan y definen el signo de la aceleración secular que tendrá el siguiente período (Bloxham, 2002).

Los jerks geomagnéticos fueron observados como impulsos en la VS en 1952 por Walker y O’dea (Mizuno, 1984), pero aún se dudaba si estos rápidos impulsos pertenecían a fuentes de campo interno o externo. Actualmente las investigaciones muestran que este fenómeno es de origen interno (Lanza y Meloni, 2006), pero el proceso a partir del cual se originan sigue en debate.

Las hipótesis sobre el origen de los jerks geomagnéticos son varias: 1) Ocasionados por aceleraciones en el movimiento del fluido en la frontera entre el manto y el núcleo externo, 2) por inestabilidades en la frontera entre el manto y el núcleo externo, las cuales son causadas por heterogeneidades de densidad en la parte más externa del núcleo 3) por explosiones repentinas de flujo en la frontera entre el manto y el núcleo externo, resultando en difusiones magnéticas y en corrientes en la parte más baja del manto, 4) estudios recientes sugieren que los impulsos están relacionados con el cambio de momento angular entre el núcleo y el manto, lo que generalmente se ve reflejado en variaciones en la rotación de la Tierra en escalas de tiempo sub decadales a decadales (Lüth *et. al.*, 2009).

Cada una de las causas anteriores o una combinación de ellas provoca una aceleración o desaceleración repentina en el núcleo, ocasionando un cambio en el momento angular entre el manto y el núcleo externo (Lüht *et. al.*, 2009) que se expresa sobre la superficie de la Tierra como cambios repentinos de la VS.

Se ha sugerido que estos fenómenos son de escala global y que su aparición en diferentes regiones a tiempos distintos se debe a un periodo de retraso en la manifestación del fenómeno, particularmente entre el hemisferio norte y el sur. Y se ha encontrado que la componente vertical es la más susceptible a detectar este fenómeno (Lüht *et. al.*, 2009), y que varía con la latitud. Los años con registro de eventos de jerks geomagnéticos son 1969, 1978, 1991 y 1999 (Bloxham *et. al.*, 2002).

3. 1.3 Variación del campo dipolar

Las características del campo dipolar han sido determinadas a partir del análisis de armónicos esféricos de Gauss desde 1839. Estas a su vez han permitido inferir las variaciones globales del campo magnético desde entonces. Actualmente existen registros de cinco formas de variación del

campo dipolar, obtenidos a partir de los datos de aproximadamente 160 años (Lanza y Meloni, 2006), estas son:

- a) El momento del dipolo magnético ha decrecido de 9.6×10^{22} a 7.8×10^{22} Am² para el periodo de 1839-2000.
- b) El ángulo entre el eje de rotación de la Tierra y del dipolo geomagnético se ha mantenido en 11.5°
- c) El dipolo ha presentado un movimiento de precesión alrededor del eje de rotación. En 1830 el polo norte geomagnético estaba a 63.5° O y en 1990 a 71.6° O respecto al eje de rotación de la tierra. Con una velocidad de precesión de 0.05° por año.
- d) Desplazamiento del dipolo a lo largo de su eje, hacia el norte geográfico, con una velocidad de dos km/año.
- e) Si se considera un campo de origen únicamente dipolar, se observa una línea de campo ideal que en los últimos 400 años se ha movido con dirección oeste con una velocidad de 0.08° /año y con una variación en latitud aproximadamente de 0.01° /año.

En la figura 3.1 pueden observarse las escalas de tiempo de las variaciones del campo principal en frecuencia, la cual abarca desde 10^{-15} a 10^{-9} Hz (Constable, 2005), es decir, de millones a cientos de años. Esto es interesante pues nos permite vislumbrar el complejo comportamiento de los procesos que ocurren en el interior de la Tierra, así como la escala de tiempo en que se llevan a cabo y manifiestan.

3.2 Variaciones de origen externo

Las variaciones de origen externo son producidas por la actividad solar, razón por la cual se consideran variaciones rápidas del campo respecto a las de origen interno (Lanza y Meloni, 2006). Ocurren porque la Tierra funciona como un conductor, cuando el campo magnético varía en el tiempo induce corrientes en la Tierra que en movimiento producen campos secundarios. Este tipo de variaciones son fácilmente registradas en los observatorios geomagnéticos, y las características de las variaciones depende de la ubicación geográfica en que se registren, principalmente de la latitud (Langel y Hinze, 1998).

La representación matemática de campo magnético de origen externo está representada por los coeficientes T_n^e de la ecuación del potencial magnético (Ec. 6) y sus variaciones pueden ser divididas

en regulares e irregulares Las variaciones regulares están asociadas con el ciclo diurno, el lunar, las de periodo largo como el ciclo solar (cada 11 años), y a la zona ecuatorial del campo geomagnético, este tipo de variaciones en la ionosfera son las fuentes de mayor ruido en los datos satelitales utilizados para los estudios de anomalías magnéticas. Las variaciones irregulares se presentan de manera aleatoria, ejemplos de estas son las tormentas solares, las subtormentas, bahías, entre otras (Lanza y Meloni, 2006).

3.2.1 Variaciones externas regulares

La variación diurna (*Sq*, *Solar quiet day variations*, por sus siglas en inglés) está relacionada con la actividad típica del sol en un día. La dinámica de esta variación está directamente conectada con la ionósfera (entre 90 y 120 km de altitud), donde existe conductividad eléctrica y movimiento del gas atmosférico a lo largo de las líneas de fuerza del campo geomagnético. El movimiento y la interacción de este flujo de iones con el campo, crean un sistema de corrientes eléctricas en la ionósfera, el cual se detecta en la superficie de la Tierra como una variación suave en las tres componentes del campo magnético. Este fenómeno sólo puede observarse cuando no existen fenómenos de perturbación mayores en la magnetósfera ya que su amplitud es del orden de decenas de nT (Cambell, 1997) y en latitudes medias puede ser mayor a 80 nT sobre superficie (Lühr, *et.al.* 2009).

El periodo de variación es de 12 horas (Campbell, 1997) o de 10^{-5} Hz (Constable, 2005), se registra en las horas con luz solar y sus valores cambian con la latitud, las estaciones del año, el máximo se presenta durante los equinoccios y en la zona intertropical (Campbell, 1997). La variación diurna se registra diariamente en los observatorios geomagnéticos, mediante magnetogramas (Langel y Hinze, 1998), donde los observatorios reportan los cinco días más tranquilos de cada mes y se obtiene un promedio mensual para cada observatorio. También existe la variación cuasi periódica de la rotación solar, su periodo es de 27 días (Lanza y Meloni, 2006) o 10^{-6} Hz (Constable, 2005).

Por su parte, la variación lunar como su nombre lo indica se debe a la influencia de la luna en el campo geomagnético y al campo resultante se le llama campo *L* (Langel y Hinze, 1998). Su periodo es de 12 horas lunares o 12.408 horas solares, y tiene una amplitud entre 1-2 nT, considerablemente menor a la solar, debido a que la variación solar ejerce un efecto térmico, mientras que el efecto de la lunar es gravitacional (Lanza y Meloni, 2006).

El ecuador magnético es la zona donde el campo magnético es horizontal (H). A aproximadamente 5° de latitud alrededor de esta zona y entre 100 y 130 km de altitud se produce una ganancia en la conductividad, donde la variación diurna en superficie es mayor en un factor de 5 comparada con

latitudes mayores. Durante el día, en esta zona la corriente fluye hacia el E en el ecuador magnético, a esto se le llama electrojet ecuatorial (EE) (Langel y Hinze, 1998), este fenómeno fue descubierto en 1982 por Maeda *et. al.*, mientras analizaban los datos del satélite Magsat. La intensidad del EE cambia día con día y puede alcanzar variaciones de hasta 200 nT (Lanza y Meloni, 2006).

3.2.2 Variaciones externas irregulares

Las variaciones externas irregulares son un proceso dinámico de plasma compuesto de partículas cargadas (principalmente de protones y electrones), el cual al interactuar con el campo magnético de la Tierra generan perturbaciones magnéticas (Campbell, 2009). Estas perturbaciones afectan a la magnetosfera y la ionosfera las cuales son sistemas dinámicos que cambian constantemente en función de la respuesta del viento solar y particularmente de la dirección del campo magnético interplanetario.

A las tormentas solares es conveniente caracterizarlas por su efecto en la componente horizontal (H) en el ecuador, inician con un impulso llamado “comienzo repentino de tormenta” (SSC, *sudden storm commencement*, por sus siglas en inglés) donde en las zonas ecuatoriales a nivel global existe un incremento de 5-50 nT en la componente H, esto es causado por un arribo abrupto del viento solar que repentinamente comprime la magnetosfera (Langel y Hinze, 1998).

Posteriormente existe un incremento de la componente norte del campo magnético, la cual puede o no presentarse y se le llama fase inicial. Le sigue la fase principal, en la cual se reporta un decremento en la componente norte, es aquí donde el campo magnético terrestre presenta las mayores fluctuaciones en tiempo y amplitud, y donde se observan las auroras boreales. Finalmente en la fase de recuperación el campo geomagnético restablece su comportamiento normal (Campbell, 1997), lo cual le lleva desde horas hasta días (Cervantes, 2014).

El rango de frecuencias en que se encuentra una tormenta solar oscila entre 10^{-1} a 10^{-4} Hz (Fig.3.1) o desde segundos hasta horas (Constable, 2005), y su amplitud en latitudes medias una vez al año pueden ser mayores a 250 nT y hasta 10 veces al año se rebasan los 50 nT para la componente H (Campbell, 1997), en México se reportan alteraciones de H desde 120 hasta 400 nT, esto último sólo para eventos extremos; cabe destacar que el número e intensidad de las tormentas magnéticas varían con el ciclo solar de 11 años (Campbell, 1997).

Las subtormentas geomagnéticas se generan cuando las partículas energéticas del viento solar entran al óvulo auroral, después de atravesar la magnetosfera. Suelen ocurrir cuatro por día, y a

diferencia de las tormentas solares que tienen manifestaciones a nivel global, las subtormentas se manifiestan en el lado nocturno de la Tierra.

Las bahías son producidas por corrientes eléctricas que fluyen en la ionosfera entre 65° y 70° de latitud, las corrientes son producidas en la magnetosfera, fluyen a la ionosfera y finalmente regresan a la magnetosfera a través de las líneas de fuerza del campo geomagnético. Tienen una duración entre 1 y 2 horas, y en los magnetogramas se observan como un aumento suave del valor de la intensidad del campo hasta que alcanza un máximo, después disminuye y forma una bahía en la gráfica del magnetograma (Cervantes, 2014). En la figura 3.1 se muestra en el dominio de la frecuencia el espectro geomagnético.

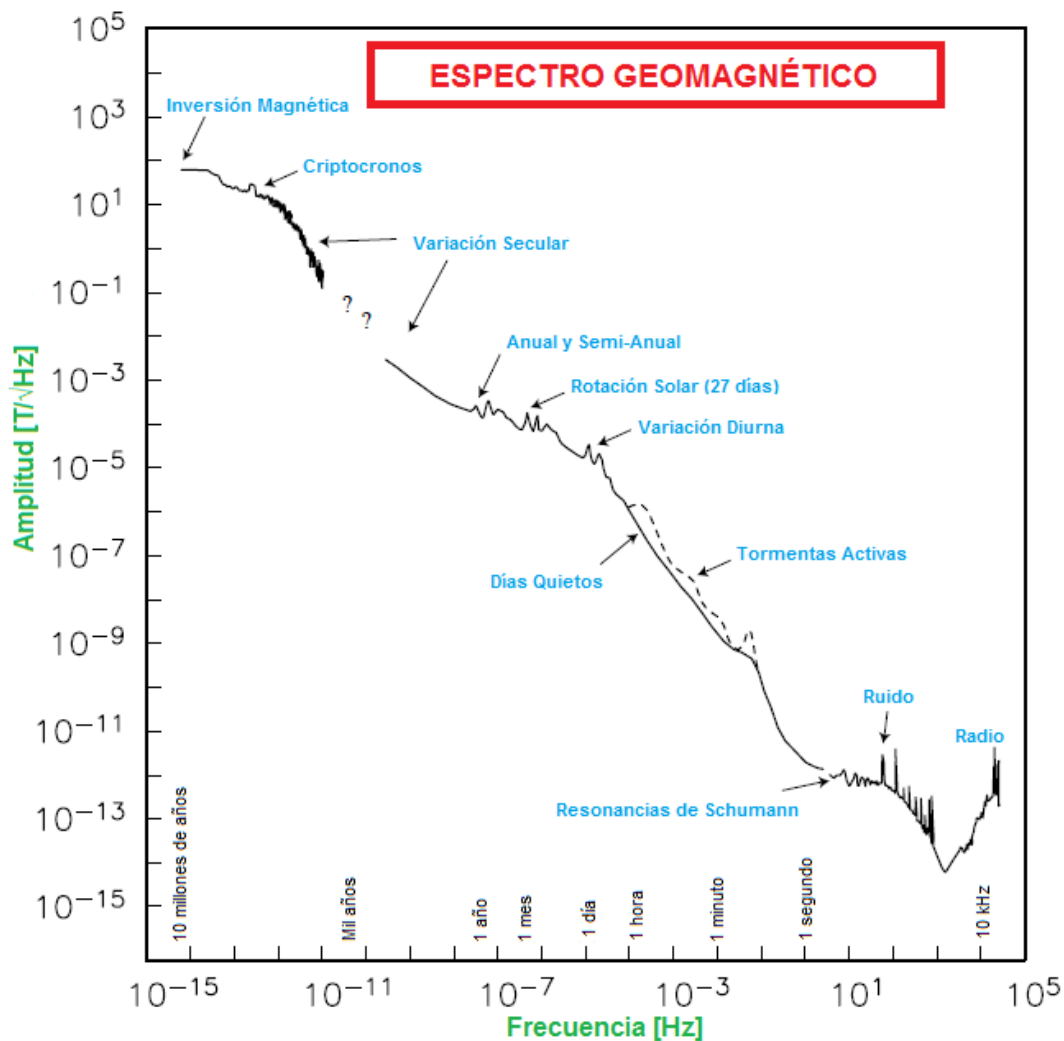


Fig.3.1. Espectro de amplitud de las variaciones geomagnéticas en función de la frecuencia (Constable, 2005)

4. Campo geomagnético en México y casos de estudio de Variación Secular regional

Durante los siglos XVI, XVII y XVIII se realizaron cartas de declinación magnética cuyo fin era seguir rutas de navegación seguras para llegar a América. Fue durante el siglo XIX cuando la producción de cartas magnéticas tuvo como eje principal conocer el fenómeno magnético, por ejemplo, la VS, la cual fue descubierta en 1635 mientras Henry Gellibrand recopilaba una serie de datos en Londres (Hernández y Orozco, 1997). Ahora se sabe que la VS es un fenómeno local y que no se expresa de manera regular en toda la Tierra.

4.1 Breve historia de Geomagnetismo en México

Las primeras lecturas del campo magnético en México se remontan a 1587 por Cavendish en la Paz, Cabo Corrientes y Manzanillo; en el Golfo de México fueron hechas por Sir Arthur Dudley en 1625, además existen observaciones de Humboldt en el siglo XVIII. Todas estas observaciones se utilizaron para realizar los primeros mapas regionales de campo magnético en México (Hernández y Orozco, 1997).

La primer carta geomagnética del siglo XX para México fue realizada en 1907 por el Observatorio Astronómico de México en colaboración con el Instituto de Carnegie de Washington, D.C. En esta carta se reocuparon 81 estaciones y no consideró a la península de Baja California (Hernández y Orozco, 1997).

En 1942 el Observatorio Astronómico y el Instituto Mexicano de Geología, quienes tenían información de la localización de las anomalías magnéticas producidas en la corteza, realizaron mediciones de campo interno lejos de estas anomalías con el fin de no introducir ruido cortical a los datos. En 1949 el Observatorio Magnético de Teoloyucan se incorporó al Instituto de Geofísica de la Universidad Autónoma de México, IGEOF-UNAM (Hernández y Orozco, 1997).

A principios del siglo XX el trabajo de campo para producir una carta magnética fue planeado con base en una distribución regular de las estaciones de repetición a lo largo de la República Mexicana. Bajo este esquema fue hecha la segunda carta geomagnética para México en 1952 por el IGEOF-UNAM; esta carta considero datos de 34 estaciones, dos de ellas en Baja California pero tiene un alto

RMS en la declinación, debido a la falta de información comparada con la carta de 1907 (Hernández y Orozco, 1997).

La carta magnética de la época 1990.0 fue hecha por el IGEOF-UNAM en colaboración con el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), se utilizaron 50 estaciones de repetición magnética de primer orden. Los resultados tienen una varianza de 8' y una desviación estándar de 4.2'. A partir de esta carta se pudo observar con mayor claridad la deriva hacia el oeste del campo magnético, esto fue gracias al mejoramiento en la tecnología utilizada para realizar las mediciones (Hernández *et. al.*, 2008). Por su parte, la carta magnética de la época 2010.0 comprende 52 estaciones magnéticas de repetición y abarca las campañas del 2008 al 2013, está fue realizada por el por el IGEOF-UNAM (Guzmán, 2014).

El análisis realizado por Hernández *et. al.*, (2008) muestra que los años con mayor número de datos por estación de repetición son 1907, 1924, 1952, 1962, 1965, 1990 y 2010. A través de la distribución de las líneas isoporicas (líneas de igual variación secular de cierta componente) de las diferentes cartas magnéticas realizadas desde 1907 hasta el 2010, Hernández *et. al.*, (2008) encuentran que existe decremento del momento dipolar, variación secular y deriva hacia el oeste del campo magnético en la República Mexicana.

4.2 Estudios regionales de Variación Secular del Campo Magnético Terrestre en México

A partir de los datos registrados en México se han realizado trabajos que estudian el comportamiento del campo geomagnético en esta región, entre ellos el elaborado por Hernández *et. al.* (2008) cuyo objetivo fue describir el comportamiento del campo magnético de 1952 a 1990, Campos y Urrutia (1991) describen la VS en la parte central de México entre 1923 y 1987 y evalúan el ajuste de los parámetros del IGRF para esta zona, mientras que Urrutia y Campos (1993) estudian la VS en el centro de México desde 1923 a 1990 y realizan una comparación con los resultados obtenidos a partir del IGRF en el periodo de 1945 a 1990.

Hernández *et. al.* (2008) estudiaron las componentes magnéticas D, I e F de 36 estaciones de repetición las cuales cumplían con haber sido reocupadas más de tres veces durante el periodo de 1950 a 1990. Utilizaron la metodología de Mizuno (1984), la cual consiste en reducir los elementos del campo a un lugar (observatorio Geomagnético de Teoloyucan) y época determinados (1952, 1955, 1959, 1964, 1970, 1974, 1979, 1984 y 1990), calcular los cambios anuales relativos de cada componente magnética y finalmente obtener los mapas para cada componente.

Los resultados del mapa de D muestran que existen tres anomalías principales, la primera observada en la parte noreste del país, entre los límites de la costa del Pacífico y Tamaulipas; la segunda en la península de Yucatán y por último una anomalía de menor duración y magnitud en las costas de Gaymas, Sonora, además encuentran durante el periodo de 1964-1990 valores negativos en D en el Golfo de México. También describen una variación del campo magnético no constante en dos términos: a) la tasa de cambio de las componentes magnéticas es diferente para cada año y b) geográficamente los cambios son independientes al resto del país (Hernández *et. al.*, 2008).

Con este trabajo Hernández *et. al.* (2008) concluyen que existe VS del campo magnético en México, la existencia de un decremento sistemático del momento dipolar, la influencia de la deriva hacia el oeste del campo magnético sobre las anomalías de velocidad observadas durante el periodo de estudio y que los cambios en las componentes del campo son en amplitud, forma y posición geográfica. Respecto a la evolución dinámica de las anomalías de velocidad principales observadas argumenta que podrían estar relacionadas con jerks geomagnéticos. Sin embargo no se tienen elementos suficientes para llegar a esta conclusión (Hernández *et. al.*, 2008)

Campos y Urrutia (1991) colaboran para el estudio de VS en la parte central de México con los datos del observatorio de Teoloyucan de 1945-1990, en donde encuentra que no existen anomalías significativas de VS en esta zona. Además hacen una comparación entre los datos obtenidos a partir del IGRF y los registrados por el observatorio de Teoloyucan, en los resultados se observan que las componentes D y F provistas por el IGRF tienen una adecuada aproximación a la región centro de México.

Urrutia y Campos (1993) encuentran una tasa de cambio en F de 48 nT/año, de 2.7°/año en D para el periodo de 1945-1990 en la parte central de México. Además corroboran que el modelo IGRF es una buena aproximación del campo geomagnético para México, y agregan que en el Pacífico y la parte centro de México se caracterizan por una baja tasa de VS.

4.3 Estudios de Variación Secular del campo magnético a nivel regional

Mizuno (1984) estudió la VS de Japón, para ello, realizó curvas de mejor ajuste a los datos de cada estación de repetición (ER) y a los registrados en los cuatro observatorios de referencia. Posteriormente, hace un análisis de las curvas obtenidas y encuentra que estaciones cercanas presentan un comportamiento similar entre ellas, y con el observatorio geomagnético más cercano a cada ER. Bajo este criterio define grupos de ER con su respectivo observatorio, a partir de cual hace la reducción de los datos utilizando diferentes épocas y respecto a su observatorio asignado.

Después obtiene la primera derivada numérica de los datos reducidos y con los resultados obtiene las curvas de VS.

El trabajo de Mizuno (1984) es importante, dado que al utilizar diferentes observatorios de referencia para una misma región (Japón) muestra la existencia de diferencias en el comportamiento del campo magnético por regiones. Además, el método de reducción es útil para eliminar contribuciones del campo externo, a menos que estos fueran mayores que la del mismo campo. Por otra parte, expresa que para latitudes medias la componente horizontal provee buena información para estudiar el campo interno. La metodología de Mizuno (1984) se utilizó como referencia para este trabajo, sin embargo, se realizaron adaptaciones a las condiciones geográficas y técnicas que existen en México, esto se describe con detalle en el capítulo 5.

Por su parte, en Sudáfrica durante 50 años se ha registrado el campo geomagnético con un periodo de cinco años. Los resultados muestran un cambio rápido del campo magnético en esta región, por lo cual se realizó un estudio en 2004 con 34 estaciones de repetición para elaborar un modelo matemático polinomial de la VS del campo en esta zona. Los resultados de D para el 2005 muestran que la parte NW de Sudáfrica presenta una variación hacia el este, mientras que la parte SE está influenciada por una variación hacia el oeste. El comportamiento de H decrece en la parte central y se mueve hacia el NW de esta región. Además, el observatorio Hermanus reporta un decremento de F del 20% de 1941 al 2005, lo cual no se ha registrado en ningún otro observatorio del mundo (Kotzé *et al.*, 2007).

Verbanac *et al.* (2009) realizaron un modelo regional de la VS del campo magnético en Europa, llamado EU_MIX. El método utilizado fue el análisis de armónicos esféricos, utilizando datos de 1960 al 2001, de 43 observatorios geomagnéticos y 11 observatorios sintéticos, los cuales se agregaron para mejorar la distribución espacial. Los datos del modelo EU_MIX fueron comparados con los obtenidos por el modelo mundial CM4, los resultados muestran un comportamiento similar de ambos modelos para las componentes X, Y y Z, pero el modelo regional tiene un rms significativamente menor que el modelo global CM4; lo cual sugiere que el modelo regional mejora el ajuste de los datos en tiempo y en espacio.

Como se observa en los ejemplos anteriores el comportamiento de la VS no es un fenómeno que ocurra de manera homogénea a nivel mundial a escala temporal y espacial. Por lo cual es importante estudiar su comportamiento de manera local y con ello tener herramientas para evaluar a los modelos mundiales del campo geomagnético.

5. Metodología

Para analizar y describir la VS del campo geomagnético en México se adapta la metodología de Mizuno (1984) a las condiciones y disposición de datos con los que cuenta la República Mexicana. El periodo de estudio es de 1950 al 2012, abarco 26 de los 32 es estados de la República Mexicana y se analizaron las componentes D, H y F de 55 ER distribuidas a lo largo de todo el país. Se utilizaron los promedios anuales de cuatro observatorios de referencia, uno en México, dos en el sur de EUA y uno en Cuba. La base de datos de las estaciones de repetición y del observatorio en México se obtuvo a través del Instituto de Geofísica de la UNAM, mientras que las bases de datos de los observatorios extranjeros se consultaron en el sitio web de la NOAA (<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/geomag.shtml>).

El presente trabajo se dividió en cinco grandes etapas, la primera fue el control de calidad de la base de datos original de las Estaciones de Repetición (ER), la segunda en definir las ER a utilizar y sus coordenadas geográficas. La tercera consistió en dividir la República Mexicana por regiones con base en el patrón de variación del campo magnético observado y con referencia al observatorio más cercano, la cuarta etapa fue realizar las reducciones y obtener los promedios anuales relativos, finalmente la quinta etapa consistió en obtener los mapas de VS de la República Mexicana primero por regiones y con base en los resultados anteriores, su integración posterior.

5.1 Control de calidad de los datos y localización de los observatorios de referencia

El control de calidad de las bases de datos se realizó para todas las componentes geomagnéticas en estudio y para cada estación de repetición. El fin de realizar el control de calidad fue corroborar que no existieran valores fuera de la tendencia de la curva que pudieran alterar los resultados obtenidos y de esta manera consolidar una base de datos confiable para las siguientes etapas de este proyecto, así como para estudios posteriores.

El control de calidad se realizó graficando la curva de mejor ajuste a los datos de la magnitud de la componente geomagnética (F, H o D) en función de su año de adquisición. Después se analizó la tendencia de la pendiente, si se observaban uno o más valores que mostrarán cambios bruscos en su patrón de comportamiento se corregían. El dato solamente no se sometía a corrección cuando era un punto de inflexión, es decir, que a partir de ese dato los valores subsecuentes conservaran la nueva

pendiente, ya que está es una característica de los jerks geomagnéticos, pero en este trabajo no se presenta dicho caso.

De existir un dato a corregir, el valor original era sustituido por el calculado a partir del IGRF-11 (<http://www.ngdc.noaa.gov/>), este modelo a pesar de tener diversas fuentes de error y ser perfectible, muestra que para ciertas regiones de México el cálculo de los valores de campo magnético es aceptable (Campos y Urrutia, 1991). Posteriormente, con estos valores calculados se graficaba nuevamente la base de datos de dicha curva. A partir de esto se aplicó el siguiente criterio:

- 1) Si el dato calculado suavizaba el patrón de la curva entonces se sustituía el valor del IGRF-11 en lugar del medido.
- 2) Si el ajuste de la curva con el dato calculado no conservaba la tendencia del resto de los datos, se comprobaba que el valor de ese año había variado respecto al resto del periodo de estudio y se conservaba el valor original. En el siguiente diagrama de flujo se explica el proceso (Fig.5.1):

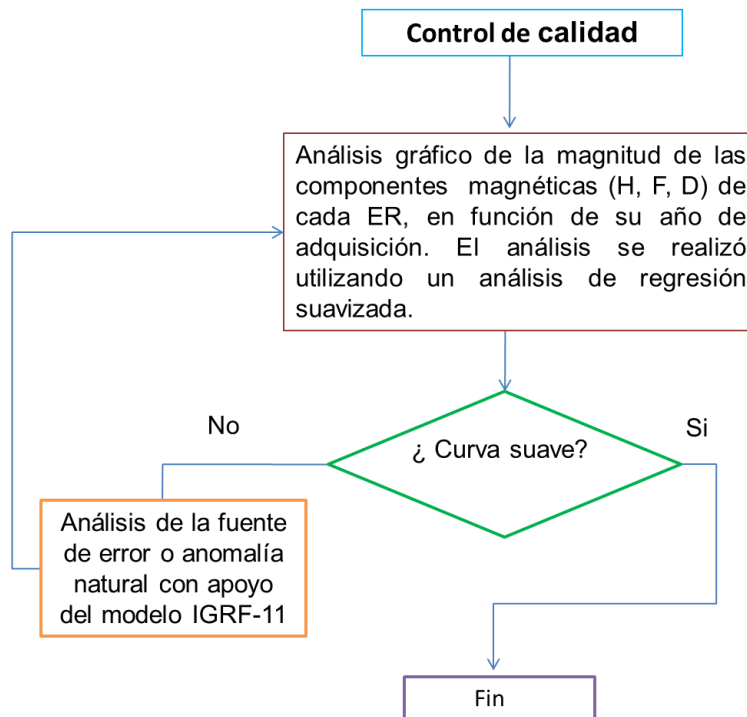


Fig.5.1. Diagrama de flujo del control de calidad de los datos.

Una vez que los datos estuvieron corregidos, se integraron por regiones. Esta primera división se realizó con base en los resultados de los patrones observados por Hernández *et. al.* (2008) y los patrones de curvas de los observatorios magnéticos utilizados y las ER. En principio se consideraron cinco regiones (Fig.5.1).

Región	Área Geográfica	Estados de la República Mexicana
1	NE	Península de Baja California, Sonora y Sinaloa
2	NO	Chihuahua, Coahuila, Nuevo León, Durango, Zacatecas, San Luis Potosí y Aguascalientes
3	Centro	Nayarit, Guadalajara, Colima, Michoacán, Guanajuato, Querétaro, Tlaxcala, Puebla, Guerrero, Hidalgo y Oaxaca
4	Costa del Pacífico	Tamaulipas, Veracruz, Tabasco, Chiapas y Campeche
5	Península de Yucatán	Yucatán y Quintana Roo

Tabla 5.1. Primera división por regiones en que se dividió la República Mexicana, para estudiar el comportamiento del campo geomagnético por zonas.

Para poder realizar la interpolación fue necesario reubicar las regiones en que se dividió la República Mexicana para estudiar el campo geomagnético, pues era necesario obtener arreglos geométricos regulares para delimitar las áreas y poder realizar las interpolaciones. Con ello se obtuvo la nueva distribución de las regiones en que se dividió México, las cuales pueden observarse en la tabla 5.2 y en la figura 5.2:

Región	Área Geográfica	Límites Geográficos [°]			
		X min	X máx	Y min	Y máx
1	NE	-108.0	-106.0	22.8	33.0
2	NO	-106.0	-97.0	22.8	33.0
3	Centro	-106.0	-94.4	15.6	22.8
4	SO	-94.4	-86.0	15.6	22.0

Tabla 5.2. Regiones en que se dividió la República Mexicana, para estudiar el comportamiento del campo geomagnético por zonas

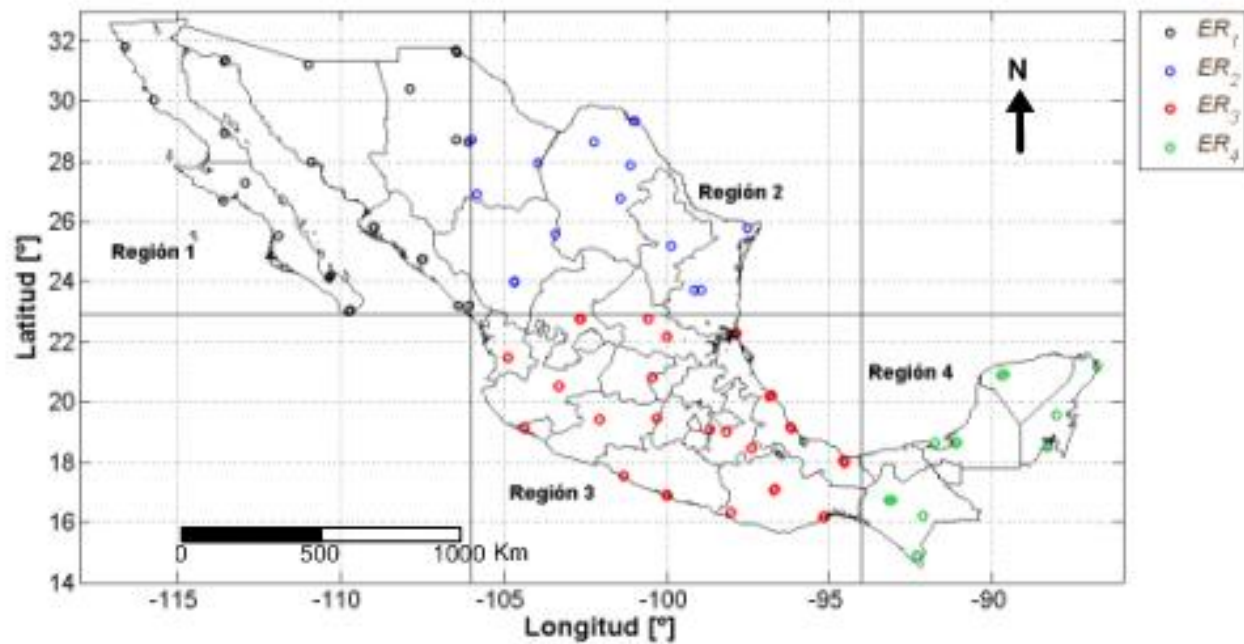


Fig. 5.2. División de la República Mexicana por regiones. Las estaciones de repetición que se presentan corresponden a las consideradas para el periodo de estudio.

Por su parte la ubicación de los observatorios geomagnéticos de referencia son (Fig.5.3):

- i. El observatorio de Fresno (FRN), EUA. Se asignó a la región 1. Se encuentra a 37.09° N y 119.7° O
- ii. El observatorio de Tucson (TUC), EUA. Se asignó a la región 2. Se ubica a 32.18° N y 110.73° O
- iii. El observatorio de Teoloyucan (TEO), México. Se asignó a la región 3. Se encuentra a 19.75° N y 99.19° O.
- iv. El observatorio de Habana (HAV), Cuba. Se asignó a la región 4. Y se encuentra a 23.7° N y 82.23° O

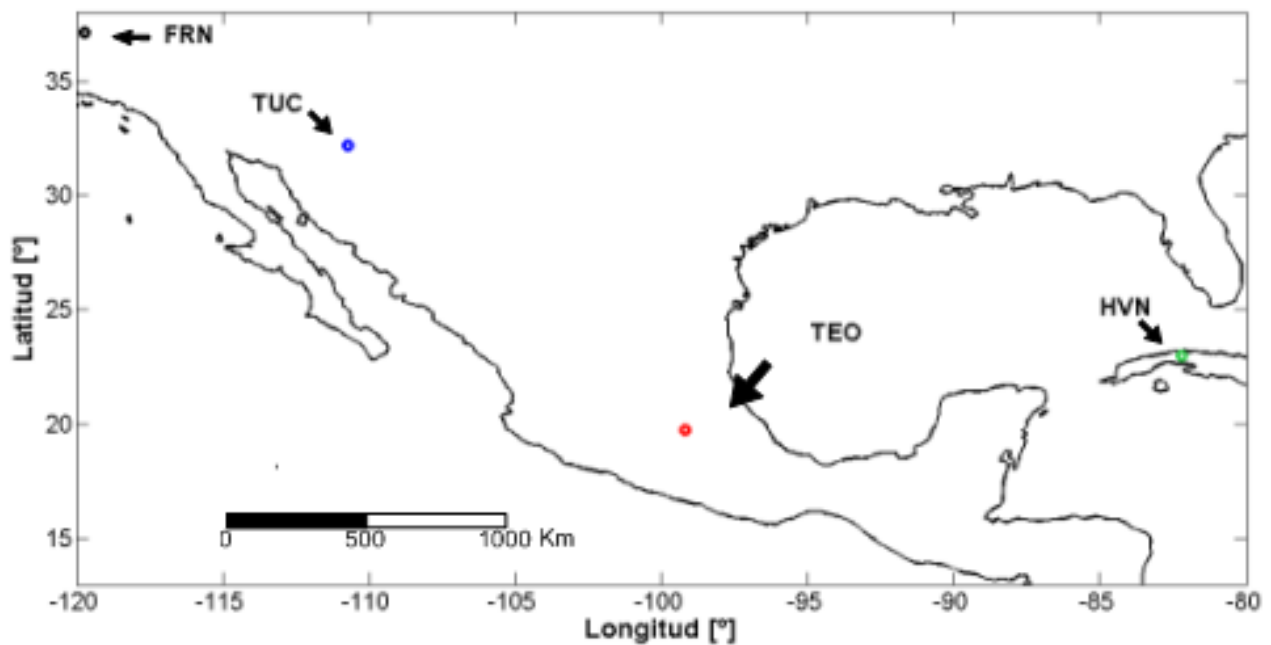


Fig. 5.3. Ubicación de los observatorios magnéticos de referencia

Una vez establecidas las regiones y asignadas a su observatorio de referencia se realizó un programa en Matlab R2007b el cual agrupaba y desplegaba las curvas de cada ER por regiones y las de su observatorio asignado. Lo anterior se realizó para analizar y describir el comportamiento de las componentes magnéticas estudiadas (H, F y D), tal como lo hizo Mizuno (1984).

5.2. Reducción de la base de datos

El fin de reducir los datos temporal y espacialmente es remover cantidades importantes del campo externo que podría existir en las componentes siempre y cuando el valor del campo externo no exceda al interno o bien, si no se encuentra en zonas de compleja influencia del campo externo, como las zonas aurales (Barracough y De Santis, 2011). Para ello se calcula los promedios anuales de las componentes, o bien con el valor promedio de las noches con baja actividad solar (Barracough y De Santis, 2011); no se utiliza el valor absoluto, porque podría conservarse algún tipo de tendencia ocasionada por el campo externo (Mizuno, 1984). En este trabajo se utilizaron los promedios anuales.

Todos los datos observados fueron reducidos a siete épocas en común 1955.5, 1960.5, 1965.5, 1970.5, 1980.5, 1990.5 y 2010.5, estas épocas se establecieron con base en la distribución de densidad de datos que tenían cada una. La reducción de los datos fue por regiones de tal forma que los datos de las ER de cada región fueron reducidos a su observatorio asignado, y se diseñó un programa en Matlab 2007b con el fin de automatizar el proceso. El valor reducido, $M^P(t, t_0)$, se obtuvo mediante la metodología de Mizuno (1984):

$$M^P(t_0, t) = M^P(t) + M^K(t_0) - M^K(t) \quad (16)$$

Donde M es cualquier componente del campo magnético.

El superíndice P denota la estación de repetición.

El superíndice K se refiere al observatorio de referencia.

t es el año de observación y,

t_0 es el año de reducción.

Por lo tanto, la suma de los valores promedio de cualquier componente M en la ER en un tiempo t, más el valor en el observatorio en el tiempo a reducir (t_0), menos el valor en el observatorio en el tiempo t, es igual al valor reducido en la ER que se utilizará para estudiar la VS.

5.3 Cambios relativos anuales e interpolación de resultados

El cambio relativo anual (CRA) es la fuente de información primaria para estudiar la VS del campo magnético. El CRA puede ser calculado a partir de la primera derivada numérica de las componentes del campo geomagnético utilizando la siguiente expresión matemática (Mizuno, 1984):

$$\frac{\Delta M^P(t_0, t)}{\Delta t} = \frac{M^P(t_0, t_2) - M^P(t_0, t_1)}{t_2 - t_1} \quad (17)$$

Donde $\frac{\Delta M^P(t_0, t)}{\Delta t}$ es el cambio relativo anual, es decir, la primera derivada numérica.

Las expresiones $M^P(t_0, t_1)$ y $M^P(t_0, t_2)$ son el valor reducido al año t_0 para cualquier componente de una estación de repetición, cuya medida se realizó en el año t_1 y posteriormente en el año t_2 .

$t_2 - t_1$ es el intervalo de tiempo entre ambas mediciones del campo en la componente M para la misma estación de repetición.

Para completar una masa crítica de datos que permitieran obtener la primera derivada, se utilizó el modelo IGRF-11 dado que Campos y Urrutia (1991) y Urrutia y Campos (1993) encuentran que el modelo IGRF es una buena referencia para la parte central de México en el siglo XX. Para obtener la base de datos reducidos se diseñó un programa en Matlab 2007b.

A partir de los valores de CRA de cada región, se utilizó la interpolación de Krigging para obtener los mapas de VS. Se utilizó el método de Krigging debido a que genera una mejor continuidad en las isoclinas (Hernández y Orozco, 1997). Una vez que se obtuvieron los mapas de VS por regiones se analizó y describió el comportamiento de cada zona y dado que los resultados mostraban continuidad entre las fronteras de los mapas regionales se realizó un mapa de México integrando las bases de datos de CRA de cada región.

6. Resultados

La base de datos original cuenta con 297 datos distribuidos en 26 estados de la República Mexicana, se utilizan 281 datos de la base original, pues se descartan los años de 1975 y 1985 que no tienen un número suficiente de datos y aquellas estaciones con una sola reocupación, como la de Querétaro. Las estaciones de Coatzacoalcos y Minatitlán, Veracruz se consideraron como una estación porque se encuentran a menos de 20 km de distancia entre ellas y cada una tiene solamente una reocupación, se realizó esto para conservar una masa crítica de datos.

Se estudiaron las componentes magnéticas H, D y F, sin embargo, aquí se despliegan sólo los gráficos y mapas de las componentes H y D, dado que F tiene un comportamiento similar al de H, pero en casos necesarios y relevantes se mencionan los resultados de F.

Con esta base de datos se realizó el control de calidad, donde el 16% de los datos se corrigieron por el modelo IGRF-11, las curvas suavizadas de mejor ajuste de los datos se observan en las figuras 6.1 a 6.4. Sin embargo, existieron casos en que los valores obtenidos a partir del modelo producían la misma tendencia que el dato original anómalo, por ejemplo, en Cd. Juárez, Chihuahua en 1981 (Fig.6.1, Región 1); Sabinas, Coahuila en 1959 (Fig.6.1, Región 2); Acapulco, Guerrero en 1953 (Fig.6.1, Región 3), en Mérida, Yucatán en 1974, 1981 y 1990 (Fig.6.1, Región 1) y en Nogales, Sonora en 1980 (Fig.6.3, Región 1). En los cuatro primeros ejemplos anteriores el cambio se observa en la componente H y en Nogales el cambio se expresó sólo en D. Esto significa que las componentes de campo geomagnético medidas tanto en las ER como las calculadas por el IGRF-11 tienen diferente sensibilidad espacial a los cambios del campo magnético, donde H presenta mayor sensibilidad que D y F.

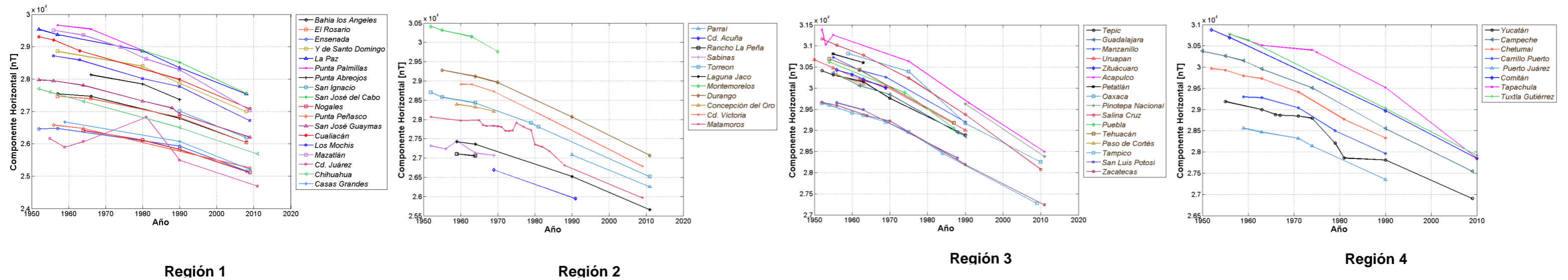


Fig.6.1. Curvas de la componente H de cada ER por región después del control de calidad

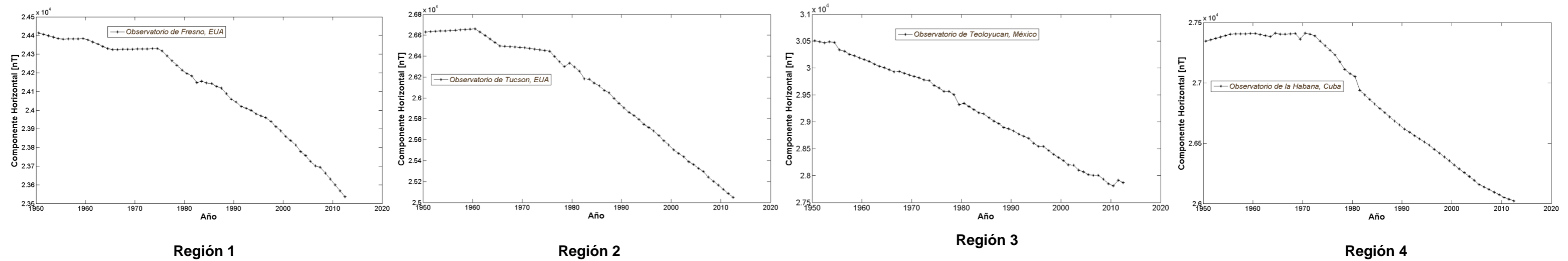


Fig.6.2. Curvas de la componente H de los observatorios de referencia para cada región

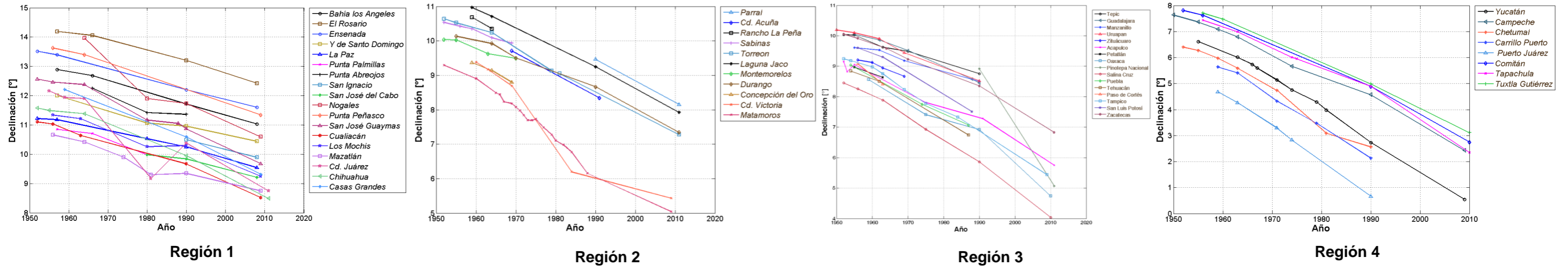


Fig.6.3. Curvas de la componente D de cada ER por región después del control de calidad

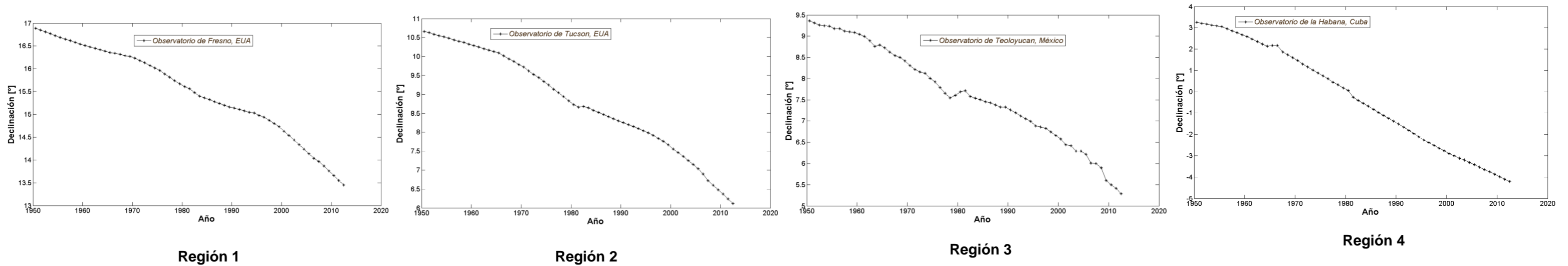


Fig.6.4. Curvas de la componente D de los observatorios de referencia para cada región

Las series de tiempo de las componentes H, D y F de los observatorios magnéticos muestran un decremento general en la magnitud de cada componente durante el periodo de estudio, aunque existen diferencias particulares en los rasgos de su comportamiento (Fig. 6.2 y 6.4). Los resultados muestran que los observatorios con mayor decremento en el valor total de la componente H fueron Tucson y Teoloyucan. Por su parte, los observatorios con mayor cambio en F fueron Teoloyucan y la Habana (Tabla 6.1). El observatorio de Fresno presento menor diferencia entre los valores registrados en las tres componentes y en promedio el campo total disminuyó 8.5%.

OBSERVATORIO	F [%]	H [%]
FRN	3.59	6.36
TUC	5.95	7.83
TEO	8.65	8.44
HVN	4.85	11.61

Tabla 6.1. Porcentaje de disminución en la magnitud de las componentes H y F en los observatorios geomagnéticos de referencia, durante 1950 a 2012.

Haciendo un análisis del comportamiento del campo magnético en los observatorios magnéticos, la componente H, en el observatorio de Fresno presenta un punto de inflexión en 1975 (Fig.6.2, Región 1), mientras que en el observatorio de Tucson se tienen tres cambios importantes de pendiente correspondientes a los años de 1961, 1965 y 1976, a partir de este último año existen valores que salen ligeramente de la curva pero que no cambian su tendencia en general (Fig.6.2, Región 2). Por su parte, el observatorio de Teoloyucan, presenta un cambio importante de pendiente en 1955, el registro también presenta cambios menores en sus valores a partir de 1990, pero no cambian la pendiente de manera definitiva (Fig.6.2, Región 3). Finalmente, el observatorio de la Habana, presenta un cambio importante en 1975 (Fig.6.2, Región 4). En general se observan un comportamiento similar para todos los observatorios analizados, por ejemplo, es posible diferenciar una meseta en los primeros 25 años aproximadamente, y después presentar un cambio abrupto en su pendiente, la cual se conserva hasta la actualidad. Sin embargo, el año de inflexión difiere para cada observatorio, abarca desde 1955 en Teoloyucan hasta 1975 en Fresno y la Habana.

Los rasgos de comportamiento de las componentes D y H para los cuatro observatorios geomagnéticos no presentan cambios bruscos en su pendiente. El observatorio de Teoloyucan

presenta un mayor número de variaciones del campo sin que ninguna de ellas implique un cambio importante y constante en el tiempo de la curva (Fig.6.2 y 6.4)

Para completar la masa crítica necesaria de datos para obtener la primera derivada del campo se utilizaron 181 datos del IGRF-11, esto representa el 39% de los datos totales. Con ello, se obtuvieron los mapas de VS para México para cada región de estudio y posteriormente se integran en un solo mapa por época de reducción. Los resultados muestran en general que el comportamiento de F es similar al de H, mientras que D es independiente a ambas. Por lo cual en la presente descripción solo se hace mención de los resultados encontrados en H y D.

El comportamiento de H, F y D se estudia para 1955.5, 1960.5, 1965.5, 1970.5, 1980.5, 1990.5 y 2010.5. Se observa que no tienen una distribución homogénea en todo el periodo estudio, por ejemplo, de 1955.5 a 1970.5 se realizaron reducciones con un intervalo de cinco años, después con un intervalo de 10 años hasta 1990.5 y 20 años después, el mapa de la época 2010.5.

El número de estaciones y su distribución geográfica es distinto para cada año de reducción y obedece a la disponibilidad de los datos. Por ejemplo, la época con mayor número de ER fue 1990.5, seguida de 1965.5, y la época con menos ER tiene es 1970.5 y 1980.5, sin contar aquellas épocas de reducción que no se consideraron debido a que su número de datos es insuficiente como 1975.5 con 12 datos. Debe considerarse que no todas las épocas poseen información en todas las regiones, por ejemplo, 1970.5 no cuenta con datos en la región 1 (Fig.6.5 y 6.6). La épocas 1970.5 y 1975.5 en las regiones 1 y 2, por lo cual se presentan los resultados solamente de las zonas que tienen información en el caso de 1970.5 y se omite el mapa de 1975.5. Por otra parte la región con mayor número de ER durante todo el periodo de estudio es la región 3, seguida de las regiones 1, 4 y 2 en orden decreciente.

Dentro del análisis de datos se encontraron mediciones en las ER que exceden los valores de campo magnético de origen interno observado en mediciones realizadas en otros años para esa misma estación o bien comparadas con estaciones vecinas. El primer caso fue en la ER de San Juan, Michoacán (al NE del volcán Parícutin, a 5 km del cráter) donde se observa un incremento de 190 nT en la componente H durante el periodo de 1943 a 1945, este incremento se atribuye a la actividad volcánica con expulsión de material de 1943 a 1952, (Chacón, 2013). Posteriormente, en 1950 el valor solo incrementa 5 nT y fue el último año en que se reocupó esta estación. En el resto de las ER de Michoacán no se observaron cambios significativos relativos a este suceso debido a que las medidas se realizaron en algunas ER de 1906 a 1941 y en otras comenzaron a partir de 1955.

El segundo caso fue en el mapa de VS de la componente H de 1975.5 (el cual no se incluye) en la ER de Tuxtla Gutiérrez donde se encontró un valor de -599.7 nT/año, lo cual excede en -300 nT/año el valor mínimo encontrado para el resto de los mapas de VS en todo el país. Cabe mencionar que en la curva de esta ER no se observa un cambio abrupto de la pendiente en estos dos datos, pero que al obtener la derivada respecto al tiempo se hace evidente este cambio, esto puede relacionarse con periodo de muestreo de dicha ER, pues el intervalo de tiempo entre cada medición fue de un año, mientras que en resto de las ER regularmente fue entre 2 y 5 años.

Con el fin de conocer el comportamiento del campo geomagnético en México por zonas, se realizaron los mapas de VS por región para cada época de reducción, es decir, 28 mapas en total. Los resultados de estos mapas regionales muestran que existe continuidad en los límites entre regiones, tanto en la magnitud como en el patrón de comportamiento, esto se observó en las tres componentes de estudio. Por este motivo se decidió integrar los mapas de VS (también llamados mapas de velocidades) para México como una sola región.

La distribución de la VS en los mapas se representa mediante líneas isopóricas, las cuales unen puntos que tengan iguales valores de velocidad para la componente magnética correspondiente. En los siguientes mapas se muestran como las líneas entre más cercanas y cerradas corresponden a áreas donde los cambios ocurren más rápido y generalmente persisten poco tiempo. Y se utiliza el término de anomalías de velocidad, para aquellas regiones donde la tasa de cambio está fuera del promedio observado.

6.1 Mapas de VS de la componente H

La velocidad de la componente magnética H en México tiene un rango promedio de -100 a 150 nT/año, con velocidades extremas que llegan a -300 y 500 nT/año. En estos mapas (Fig.6.5) es posible encontrar tres patrones de comportamiento a lo largo del periodo de estudio, uno que abarca el Golfo de México, otro más en la parte centro, y un tercero en la costa del océano Pacífico.

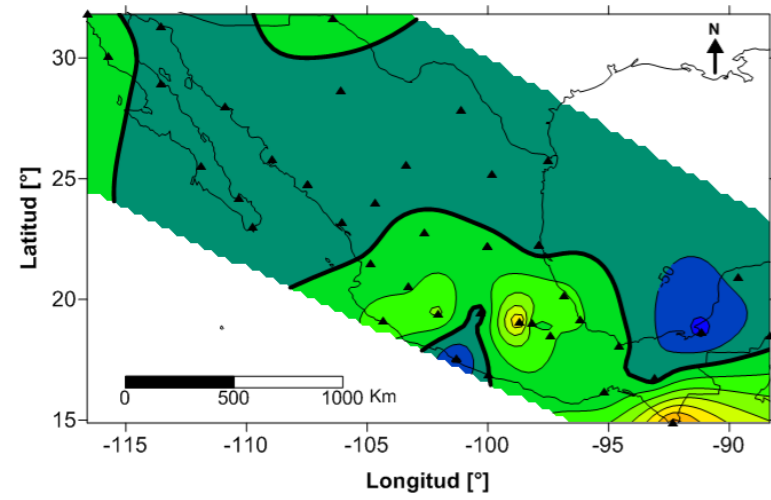
El patrón de velocidades en la península de Yucatán y el Golfo de México varían de -150 a -50 nT/año de manera general, con excepción de 1960.5 y 1990.5, épocas en las que el Golfo de México incrementa a 100 nT/año su tasa de cambio. El centro de México, que comprende el área definida como región 3 oscila en un rango de velocidades de 0 a 150 nT/año. Por su parte la frontera de velocidad cero o también llamada línea isopórica de velocidad cero (LIVC) en la costa del Pacífico se mantiene al N de la costa de Jalisco con excepción de 1965.5 y 2010.5.

De manera particular, cada época presenta un comportamiento característico, por ejemplo, en 1955.5 en el N de la República Mexicana, el Golfo de México y parte de la península de Yucatán tienen una velocidad que oscila entre -50 a 0 nT/año. El centro del país o a lo que denominamos la región 3, así como el NO de Baja California y el N de Chihuahua tienen velocidades de 0 a 150 nT/año. Además existe la presencia de cuatro anomalías de velocidad, la primera en el centro de México, la segunda en la frontera entre México y Guatemala, ambas dentro de un rango de 200 a 300 nT/año. La tercera se presenta en el área de Guerrero sobre la costa del Pacífico y la cuarta sobre la costa O de la península de Yucatán con valores de -100 a -50 nT/año. De este mapa se puede decir además que la velocidad incrementa en dirección S.

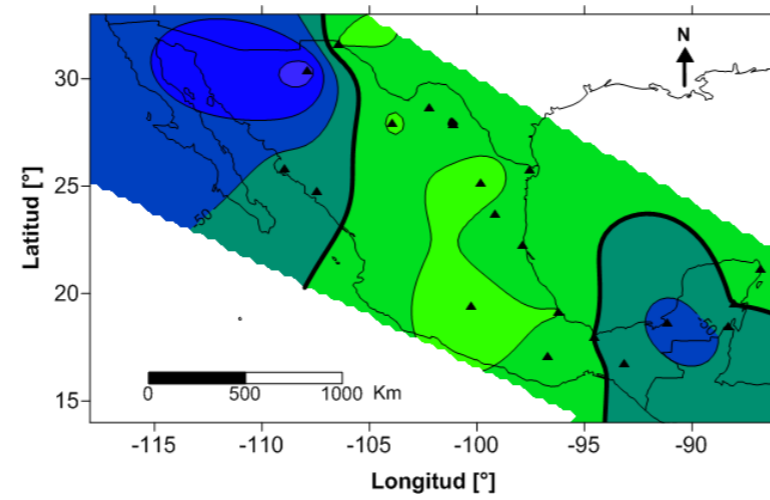
En 1960.5 la distribución de las velocidades presenta un carácter regional. En el NO y SE de México el rango de velocidades es de -150 a -50 nT/año. Mientras que en el resto de la región el intervalo de velocidades varía de 0 a 100 nT/año. En 1965.5 el Golfo de México, la península de Yucatán, la costa N del Pacífico y parte NO de México entre los estados de Sonora y la parte centro de Baja California, tienen un rango de velocidades de -100 a 0 nT/año. El resto de la República Mexicana tiene valores de 0 a 150 nT/año. Con una anomalía de velocidad en la frontera entre Chihuahua y EUA del orden de 500 nT/año

En 1970.5 el rango de velocidades de 0 a 100 nT/año se encuentra en la parte más NE de México, entre los límites entre Tamaulipas y EUA, y en el centro de México extendiéndose hasta la costa del Pacífico. El resto, tiene velocidades de -100 a 0 nT/año. En 1980.5 el intervalo de variación de la velocidad es de 0 a 150 nT/año, este patrón se extiende desde la parte central de México hasta Chiapas, y en el NE de México. El resto de la República Mexicana tiene velocidades de -150 a 0 nT/año.

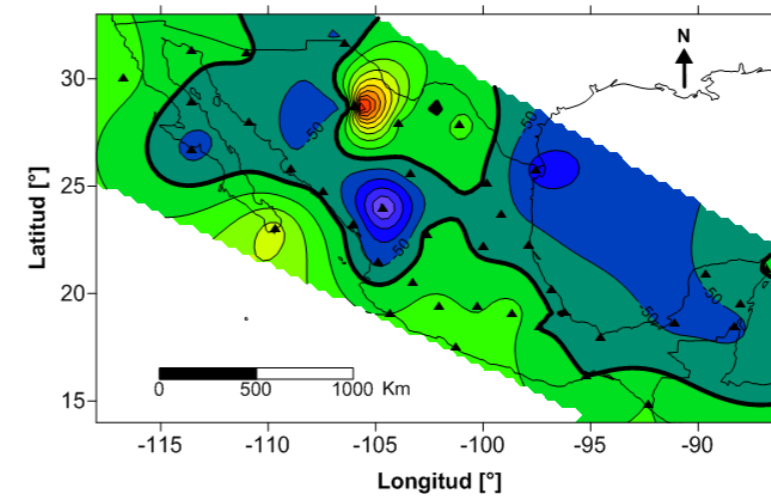
En 1990.5 la distribución de velocidades es más heterogénea respecto a otros años. La parte SE, NO y N de México tienen velocidades de -150 a 0 nT/año. El rango de velocidades entre 0 a 150 nT/año se encuentran en el centro del país, extendiéndose a parte de Zacatecas, San Luis Potosí, la costa del Golfo de México, el este de Tamaulipas, el norte de Chihuahua y gran parte de Baja California Sur. Finalmente en la época 2010.5, la República Mexicana podría dividirse en dos utilizando la LIVC que atraviesa desde el norte a la altura de Chihuahua hasta el sur cerca de Zihuatanejo. La región E tiene en general velocidades de -50 a 0 nT/año y la oeste de -50 a 150 nT/año. La región E presenta en Tuxtla Gutiérrez y en la frontera de México entre Guatemala y Belice velocidades de 0 a 150 nT/año.



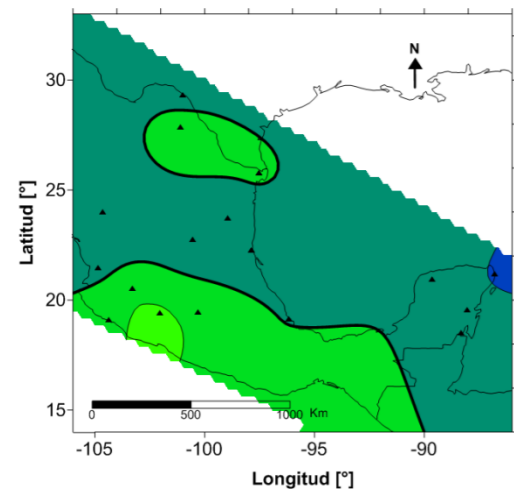
Época 1955.5



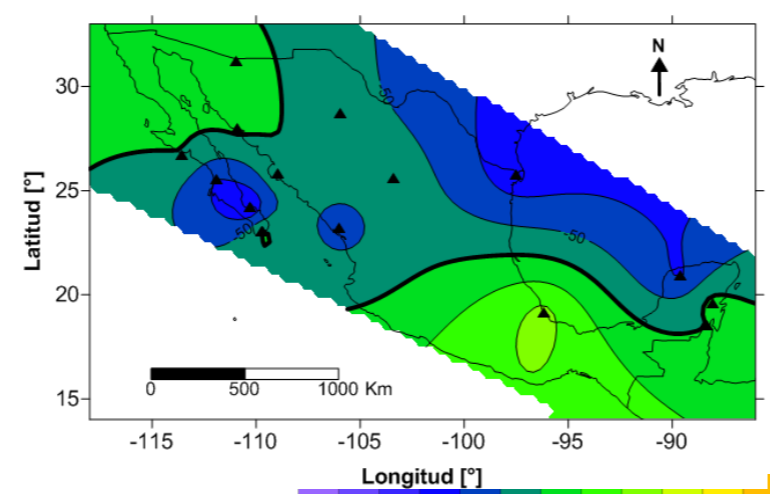
Época 1960.5



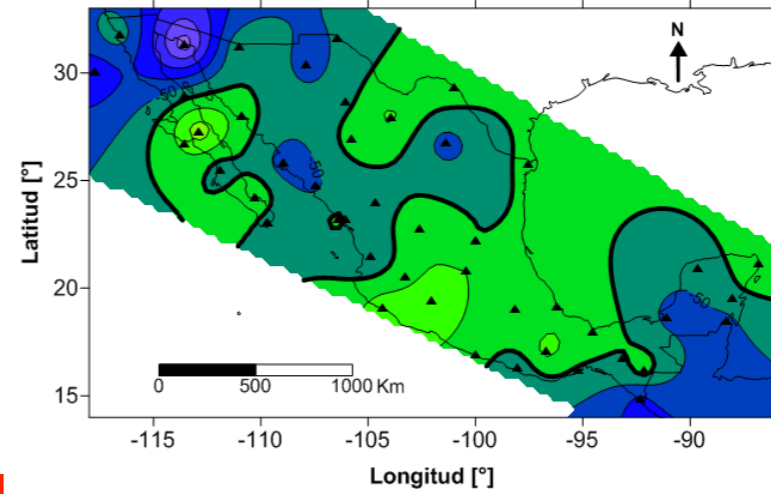
Época 1965.5



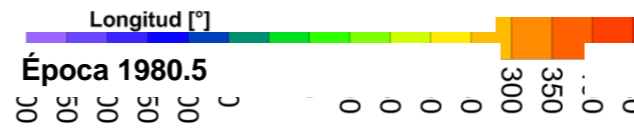
Época 1970.5



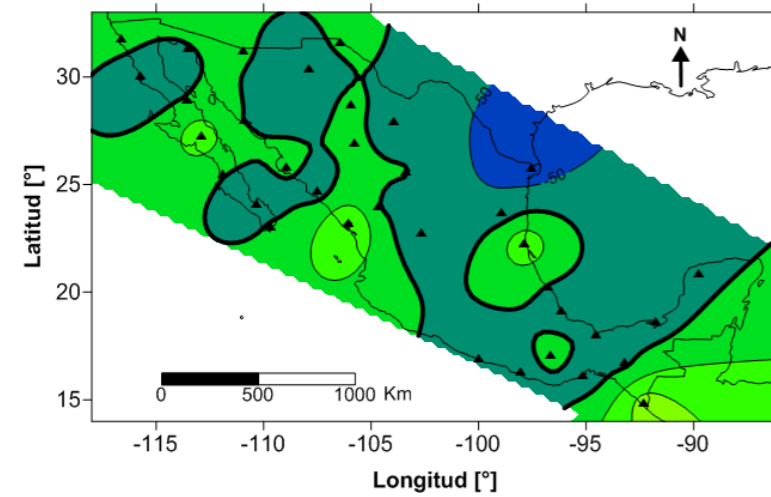
Época 1980.5



Época 1990.5



$$\frac{nT}{\text{año}}$$



Época 2010.5

Fig.6.5 Mapas del campo de velocidades de la componente H en la República Mexicana

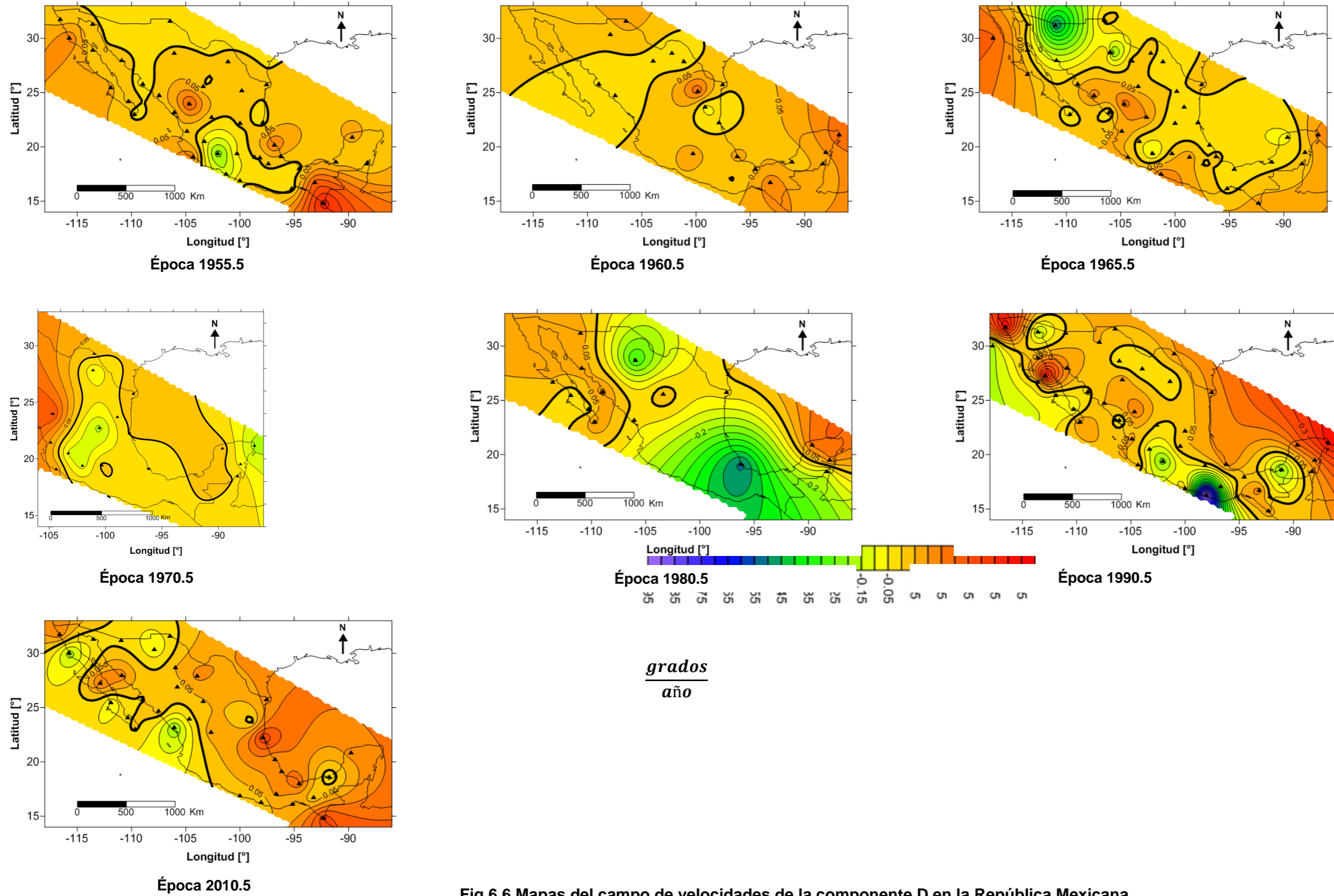


Fig.6.6 Mapas del campo de velocidades de la componente D en la República Mexicana

6.2 Mapas de VS de la componente D

La velocidad de la declinación magnética en México tiene un rango promedio de $-0.1^\circ/\text{año}$ a $0.15^\circ/\text{año}$ durante el periodo de estudio, salvo en algunos casos donde la velocidad del campo geomagnético incrementó hasta $0.45^\circ/\text{año}$ o bien bajó su velocidad a $-0.95^\circ/\text{año}$. La LIVC atraviesa México por la parte continental durante las épocas de 1955.5 a 2010.5, y es posible ver esta línea en el Golfo de México entre las épocas 1965.5 a 1980.5 (Fig.6.6).

El patrón de la LIVC cambia a lo largo del periodo de estudio y presenta además diferencias de comportamiento a lo largo de México. Por ejemplo, en 1955.5 se observan dos grandes áreas delimitadas por la LIVC, la primera ubicada en la parte N y la segunda en la zona centro de México. En 1965.5 la LIVC divide a la República Mexicana con dirección NO-SE y se extiende al Golfo de México; durante esta época en la parte continental la LIVC divide a México en la zona O y E, donde la zona O presenta mayores tasas de velocidad respecto a la zona E de manera general.

En la época de 1970.5 la LIVC atraviesa la parte continental y el Golfo de México como en la época de 1965.5. Para 1980.5 la LIVC atraviesa por el Golfo de México y la Península de Yucatán, mientras que al O la atraviesa por los estados de Sonora y Nayarit, rodeando a la península de Baja California. En 1990.5 la LIVC ubicada cerca de la costa del Pacífico divide a la República Mexicana en la zona O y E, donde la región O presenta un campo de velocidades menor respecto a la zona E.

En la época del 2010.5 al lado O de la LIVC los valores de velocidad son menores respecto a los del lado E. Además el movimiento de esta línea respecto a la época de 1990.5 presenta dos comportamientos diferentes, la sección que atraviesa la zona norte de México se movió ligeramente hacia el E, y el resto hacia el O. Esto significa que se tienen distintos comportamientos de velocidades a lo largo del territorio mexicano y durante los diferentes años de estudio

Las anomalías de velocidad del campo geomagnético, es decir, las velocidades que exceden el rango promedio de la componente D para cada época de reducción son las siguientes. En 1955.5 existen dos casos, la primera es cerca de las costas de Michoacán con un rango de velocidades de -0.1 a $-0.25^\circ/\text{año}$, la segunda anomalía se observa en la frontera entre Chiapas y Guatemala, con velocidades de 0.15 a $0.35^\circ/\text{año}$. En 1965.5 al NO de México, entre los estados de Sonora y Chihuahua la velocidad alcanza $-0.45^\circ/\text{año}$. En 1970.5, se presenta un incremento de velocidades hacia el NE de México alcanzando $0.35^\circ/\text{año}$, mientras que en la Península de Yucatán y la región comprendida entre los estados de San Luis Potosí, Guadalajara y Michoacán las velocidades alcanzan $-0.45^\circ/\text{año}$.

En 1980.5, la anomalía se extiende desde la parte central de México hasta las costas del Pacífico Sur, con una magnitud de $-0.45^\circ/\text{año}$. La extensión de esta anomalía tiene cierto grado de incertidumbre ya que no existen datos suficientes en la parte centro de México que permitan conocer con mayor certeza su distribución espacial.

En la época de 1990.5, se observa una anomalía de velocidad de $-0.95^\circ/\text{año}$ en la región de Oaxaca, y dos más en Baja California con magnitudes de $0.45^\circ/\text{año}$. Finalmente, en la época 2010.5 hay dos zonas de baja velocidad ($-0.25^\circ/\text{año}$) y poca extensión, ubicadas en los extremos N-S de la península de Baja California.

De esta manera podemos concluir que la LIVC cambia de lugar a través del tiempo y el patrón de la trayectoria que sigue a lo largo de la República Mexicana es diferente y hasta el momento no predecible al 100%.

7. Discusión de resultados

7.1 Análisis de las componentes magnéticas

Las ventajas de analizar las componentes H y D sobre las componentes ortogonales (X, Y, Z) consisten principalmente en que México se encuentra en una latitud geomagnética con poca contribución por parte de la componente Z, y para conservar un sistema de referencia consistente no se consideraron X y Y. Por su parte, la componente F está en función de H y Z ($F = \sqrt{H^2 + Z^2}$) y dado que Z tiene una baja contribución (como se explicó anteriormente) H es una buena representación de F, lo anterior se refuerza con los resultados observados en los mapas de VS, en los cuales se muestra que el patrón de comportamiento de F y H es muy similar y donde la mayor diferencia se encuentra en la magnitud, siendo H más pequeña que F.

Un argumento más para elegir la componente D, además de ser consistente con un sistema (cilíndrico, HDZ), es que existe una amplia tradición en su medición y estudio tanto en México como a nivel global y por lo tanto es posible encontrar en H y D referencias bibliográficas con las que serán posible comparar los resultados.

Se utilizó el modelo global IGRF-11 para corregir los valores anómalos encontrados en las bases de datos originales basados en los estudios de Urrutia y Campos (1993), así como los de Campos y Urrutia (1991) quienes muestran que para la parte centro de México el IGRF proporciona resultados similares a los obtenidos por los datos del observatorio de Teoloyucan. No se consideran otros modelos mundiales, pues se carece de estudios formales que comparen sus resultados con los datos en México. Los resultados de este trabajo muestran que el modelo IGRF-11 también calcula de manera acertada los datos del norte de México, pero no al sur de la República. Esto se explica porque en la parte norte de México, los observatorios al sur de EUA contribuyen con datos al modelo, pero en la región sur de México no existe una fuente que provea de datos para generar el modelo IGRF, por lo cual se pierde información de esta zona. Además cabe aclarar que cualquier modelo es perfectible y que los modelos regionales poseen un menor índice de error.

Las curvas de H, F y D en función del tiempo muestran que para la latitud en la que se encuentra México, H presenta mayor sensibilidad a los cambios respecto a F y D, tanto para los datos de las ER como para los valores calculados por el IGRF. Esta sensibilidad al cambio se determina con base en las variaciones encontradas para un mismo año, en los cuales la mayor parte de las ocasiones se observaban en H.

Al analizar las curvas de comportamiento de los observatorios de referencia y de las ER es posible encontrar un decremento en la magnitud para F y H. Donde la disminución total en su magnitud es diferente para cada observatorio y ER. Por ejemplo, el observatorio de Fresno fue donde la magnitud de las componentes disminuyó menos respecto a los tres observatorios restantes. También puede observarse que existe mayor decremento en F del lado oeste. En promedio F decremento su intensidad 8.56% durante el periodo de estudio. Este valor está por debajo al reportado en Sudáfrica por el observatorio de Hermanus los últimos 50 años, el cual fue de 20% (Kotzé *et. al.*, 2007).

7.2 Características del campo geomagnético en México

Hernández *et. al.* (2008) se basa en el método de Mizuno (1984) para estudiar la VS en México de 1950.5 a 1990.5 utilizando solamente el observatorio de Teoloyucan como observatorio de referencia. En este trabajo se observan dos anomalías de velocidad con dimensiones considerables en las componentes D y F (una en el límite entre Tamaulipas, EUA y el Golfo de México y otra en Oaxaca), mientras que el resto de México tuvo un campo de velocidades de carácter regional.

Mizuno (1984) encuentra que el campo magnético en Japón (país con la cuarta parte de extensión territorial que México) varía considerablemente por regiones. Los resultados muestran que en México el campo geomagnético también cambia por regiones, por lo cual, el cálculo de la reducción del campo utilizando cuatro observatorios se hace más confiable porque se reduce el error generado a partir de valores muy diferentes entre cada región con sus respectivas ER. El análisis de los mapas de VS por regiones muestra que entre sus fronteras existe continuidad en magnitud y en el patrón de comportamiento, por lo cual, el estudio de la VS se integró en un solo mapa que incluye a todas las regiones, uno por cada época de reducción.

Los resultados de los mapas de VS revelan que en México el comportamiento del campo geomagnético presenta dos patrones de diferente escala, una regional y otra de anomalías de velocidad; donde ambas difieren en escala espacial, temporal y de magnitud. La parte regional, que corresponde como tal a la VS, se caracteriza por conservar un promedio de velocidad a lo largo de todo el periodo de estudio, y porque la distribución de los valores de velocidad tienen extensiones de miles de km. Mientras que las anomalías de velocidad, como se mencionó anteriormente, se refieren a aquellas áreas que tienen tasas de velocidad fuera del promedio y su influencia es más local.

El rango promedio de la variación regional durante las épocas de 1952.5 a 2010.5 en México para la componente H fue de -100 a 150 nT/año, en la componente F de -100 a 150 nT/año y en D varió de -0.1°/año a 0.15°/año de manera general.

Las magnitudes de VS encontradas en este estudio son similares a las obtenidas a partir de otros trabajos regionales realizados en México y en otras partes del mundo. Por ejemplo, la VS en Sudáfrica de 2004 a 2005 (Kotzé *et. al.*, 2007) muestra un patrón de magnitudes similar al calculado para nuestro país, ellos encuentran que H varía entre -150 a 90 nT/año, la componente F de -100 a 60 nT/año. Por su parte la componente D varía de 0.53 a 0.13°/año. A pesar de que el periodo de estudio de Kotzé *et. al.* (2007) no coincide con el nuestro, es posible realizar esta comparación porque los promedios de velocidad de las componentes permanece constante para todo el periodo de estudio en México. Otro ejemplo es el de Australia (Lewis, 2010) quienes a partir de un modelo regional de campo magnético calculan que D varía en promedio de 0.033 a 0.0667°/año.

Como puede observarse el comportamiento en H, F y D en Sudáfrica se parece más al de México, mientras que la tasa de cambio en D en Australia es de centésimas, en México es de décimas. A partir de esta comparación podemos decir que los valores encontrados en este estudio son similares a otros estudios regionales como los mencionados en Sudáfrica y en Australia a pesar que su latitud es diferente a la de México.

Los valores de las anomalías de velocidad en H llegan a -300 y 500 nT/año, en F a 350 y -750 nT/año, mientras que en D llegan a -0.95 y 0.45 °/año. Las anomalías de velocidad observadas en este trabajo son de dos tipos, las permanentes y las esporádicas (una aparición). Las anomalías de velocidad permanentes son aquellas cuya presencia se observa a través del tiempo en una región, aunque cambien de forma, magnitud y un poco en su ubicación espacial. Otro tipo de anomalías de velocidad es la esporádica, este tipo de anomalías solo se observan una vez durante todo el periodo de estudio. En este trabajo sólo se realizó el seguimiento a las anomalías de velocidad que permanecen en el tiempo para dar una posible explicación de su origen.

Los mapas de VS muestran que el patrón de las anomalías de velocidad que permanecen en el tiempo es complejo y de hecho tal vez no obedezcan a un patrón o simplemente por el periodo de estudio no es posible tener una comprensión más amplia del fenómeno.

Para algunas épocas de reducción la anomalía de velocidad solo se observa en una componente, mientras que en otras épocas se manifiestan en las dos componentes (H y D), o bien lo hacen en ambas pero en diferente tiempo. Algunas más solo se manifiestan una vez en una componente por ejemplo en H, pero siguen manifestándose en D para épocas subsecuentes. Siempre lo hacen con diferente magnitud, forma y cambian un poco de posición. Por ejemplo, la anomalía de velocidad

registrada en Yucatán aparece en 5 de las 7 épocas de reducción para las 2 componentes, y solamente aparecen en 4 épocas al mismo tiempo en ambas componentes. Las anomalías de velocidad ubicadas cerca de Oaxaca, Durango, el NE de Baja California Norte y Chihuahua aparecen solo en una época en H, mientras que en D aparecen en 3 épocas. En Baja California Sur y Matamoros se observan las anomalías de velocidad de D y H, donde D se presenta en más épocas que H, y solamente en 2 épocas se observan de manera simultánea.

El campo regional (VS del campo geomagnético) tiene un orden de magnitud parecida a las encontradas en otras partes del mundo, mientras que la magnitud de las anomalías de velocidad permanentes tienen diferentes características, razón por la cual este trabajo propone que el comportamiento de estas anomalías no corresponde a la VS del campo geomagnético.

El primer argumento para decir que no corresponden a un comportamiento de la VS es porque los cambios que experimenta por ser un fenómeno de origen interno, en la interface entre manto y núcleo, se caracterizan por ser de periodos largos, mayores a las observadas en las anomalías de velocidad. Además, se descarta la posibilidad de jerks geomagnéticos, dado que en las curvas de las ER y en los observatorios no se registra un punto de inflexión característico de estos fenómenos. La influencia del campo externo a la aparición de estas anomalías también se descarta por dos razones: 1) porque el método de Mizuno (1984) al utilizar promedios anuales elimina las altas frecuencias a menos que fueran más grandes que el mismo campo, 2) porque al reducirlos a un observatorio de referencia (el cual está monitoreado) también elimina las frecuencias que pudieron producirse por fuentes externas y 3) el hecho de que las anomalías permanezcan alrededor de un área específica indica el carácter local del campo, cuyo origen es más somero comparado con la fuente de la VS.

Retomando el punto número 3, el cual nos habla de un carácter local del campo, observamos que la mayor parte de las anomalías se encuentran sobre la costa del Pacífico, el Golfo de California y en la Península de Yucatán. Las anomalías permanentes que se observan cercanas a la costa del Pacífico se atribuyen a la actividad tectónica de esta región. Donde la placa de Cocos y Rivera subducen a las placas Norteamericana y del Caribe; este proceso de subducción genera además de sismicidad, procesos intensos de magmatismo relacionados con la presencia de fluidos producto de la fusión de los materiales sobre todo en la cuña del manto. Esta actividad magmática coincide con una zona de gradiente geotérmico excepcionalmente elevado, lo cual trae por consecuencia la transformación metamórfica de los materiales subducidos (Corbo, 2013).

Además, en la costa del Pacífico el espesor de la corteza es de aproximadamente de 10 km (Molina y Urrutia, 1993), este hecho implica, que la parte superficial del manto está más cerca de la superficie,

por lo tanto los procesos de metamorfismo son más someros que en la parte continental donde la corteza tiene un espesor entre 45 ± 4 Km (Molina y Urrutia, 1993). Cabe aclarar que este trabajo no aborda los tipos de materiales de metamorfismo, dado que no es objetivo.

Por otra parte, México tiene un complejo sistema de volcanes de actividad reciente, geológicamente hablando, razón por la cual la cámara magmática aun esta activa y puede generar cambios en el campo de manera local. Por ejemplo, en los mapas de VS se observan anomalías permanentes en la frontera entre Chiapas y Guatemala, donde se atribuyen a la actividad volcánica que existe en esa zona.

Las anomalías permanentes ubicadas a lo largo de Baja California se asocian al sistema de fallas extensional en dirección noroeste que existe entre el límite de las placas Norteamericana y Pacífico. Este régimen origina zonas con creación de corteza oceánica separadas por importantes sistemas transformantes que recorren toda el área.

Las anomalías de velocidad que se observa en la península de Yucatán, se asocian a la apertura extensional del Golfo que actúa sobre los márgenes continentales, los cuales a su vez avanzan sobre las cuencas oceánicas y a nivel regional representa una zona de transición entre las cuencas de Veracruz, Sureste y de la Sierra de Chiapas.

A pesar de que las campañas de medición llevan a cabo un levantamiento magnético para detectar cuerpos magnéticos en la zona, es posible reconocer que las medidas del campo magnético en las ER además de medir el campo interno de la Tierra, también miden un campo de origen más somero al producido entre el manto y el núcleo externo, pero ¿por qué sucede esto? El levantamiento magnético que se lleva a cabo alrededor de cada ER es de aproximadamente 100 m^2 , en este trabajo es posible observar que la dimensión de las anomalías de velocidad es más grande, y algunos de ellos podrían ser atribuidos a procesos implicados por la actividad tectónica.

La razón por la cual estas anomalías de velocidad se presentan con diferente forma, tamaño y variando su ubicación se debe a que no se está muestreando una anomalía magnética de origen cortical, en realidad se está observando la interacción del campo magnético generado por procesos más someros a los originados entre el manto y el núcleo externo, pero no por ello de la corteza. De esta forma, dado que el campo interno cambia, lo que se registra es la suma de la respuesta del campo interno, más el del origen más somero a este último.

Por su parte, la deriva hacia el oeste es un fenómeno característico de la VS, en los mapas obtenidos no se encuentra definido un patrón de cambio para este fenómeno, lo anterior no significa que no exista o que sea imposible de detectar. En este trabajo es posible distinguir que el campo regional se

ve influenciado por un campo más somero el cual genera las anomalías, por esta razón es necesario implementar un método para corregir los datos durante el proceso de adquisición y/o el procesamiento. Una vez corregidos no se garantiza que se observe deriva hacia el oeste de la VS pues como lo mencionan Jackson y Finlay (2009) el campo geomagnético se comporta de manera estática o dinámica en diferentes partes del mundo. Por su parte, Urrutia y Campos (1993) mencionan que utilizando el modelo IGRF en México se observa una baja tasa de cambio en la VS, sin embargo, estudios como los de Vernac *et. al.* (2009) muestran que los modelos regionales que utilizan datos de la zona de estudio tienen un error significativamente menor que el modelo global.

7.3 Inventario de los aciertos y errores del análisis

El análisis de la VS en México durante las épocas de 1955.5 a 2010.5 nos permitió encontrar áreas a mejorar para obtener una mayor calidad en los datos. Cuando se analizan las series de datos es posible observar que el periodo de muestreo de las ER es aleatorio, es decir, a pesar de que se han hecho notables esfuerzos por realizar campañas cada 5 años para obtener datos, existen periodos de 20 años de diferencia entre dos mapas debido a que no se tienen suficientes datos para las épocas entre ambos, o bien existen casos donde el muestreo fue anual. Esto implica una inconsistencia en el periodo de muestreo lo cual implica dificultades para estudiar el fenómeno a intervalos regulares.

Por otra parte, la distribución de las ER es variable para cada época de estudio. Se puede observar en los mapas de VS que existen épocas como 1990.5 donde las ER están bien distribuidas a lo largo de la República, en 1980.5 son pocas, mientras que en 1970.5 no existen datos en la península de Baja California, razón por la cual no se muestra el mapa completo (Fig. 6.5 y 6.6). A pesar de que en algunas épocas las ER son escasas, es posible obtener información valiosa de los mapas, razón por la cual se utilizaron para el presente estudio.

Por lo anterior, se propone implementar una red de ER que permanezca para todas las campañas subsecuentes distribuidas en la medida de lo posible homogéneamente a lo largo del país, con esto sería posible: 1) implementar la logística necesaria para muestrearlas en periodos fijos, y 2) los lugares permanecerían en el mismo sitio, tal que el método de interpolación sería más eficiente. Respecto al método de interpolación utilizado (Kridding) se seguiría utilizando porque genera menos ruido en los bordes (Urrutia y Campos, 1993). También se propone utilizar datos de satélite, y considerar métodos diferentes al propuesto por Mizuno (1984) y mejorar los métodos de adquisición de datos.

Por otra parte, la aplicación de este método en México no permite eliminar la contribución de fuentes más someras, razón por la cual se observaron las anomalías de velocidad que llamamos permanentes; además probablemente como lo afirma Mizuno (1984) sea necesario utilizar un método más de eliminación de campo externo. Existen otras teorías de análisis, como métodos numéricos, análisis ondular y el espectro de potencia. El primero se genera a partir de los datos que se tienen para la zona, lo cual aún no podemos hacer pues falta mejorar la calidad de los datos, y el segundo considera la región de estudio como una esfera, sin embargo, México se considera como un plano.

8. Conclusiones

Uno de los resultados de este trabajo es una base de datos analizada, corregida y organizada de las componentes magnéticas H, F, y D durante el periodo de 1950 al 2012 para México. Además, provee información acerca del comportamiento de la VS a lo largo de los últimos 60 años y, muestra las ventajas de utilizar más de un observatorio de referencia para el procesamiento de los datos geomagnéticos en la República Mexicana. También sienta las bases para plantear una metodología de adquisición y procesamiento que permitan mejorar el análisis de los datos y con ello generar un modelo regional de campo geomagnético para esta zona. La importancia de obtener un modelo regional abarca desde el mejoramiento en la corrección por IGRF (campo interno) de los datos magnetométricos en exploración, conocer la dinámica entre el límite del manto y el núcleo externo, hasta comparar sus resultados con los modelos globales que existen y así contribuir al mejoramiento de estos últimos.

Se registró un decremento en la intensidad del campo magnético de 8.56% de 1950 al 2012, y se encontraron diferencias de hasta 19% entre los distintos observatorios de referencia para una misma época, por lo tanto, en México el campo geomagnético cambia por regiones y es necesario utilizar observatorios de referencia por región, con el fin de mejorar los cálculos en las reducciones de las componentes magnéticas para un posterior análisis del campo.

Al analizar las curvas de las componentes magnéticas pudo observarse que H presenta mayor sensibilidad a los cambios comparadas con F y D. Por su parte, el cálculo de las componentes magnéticas utilizando el modelo IGRF-11 para el norte del país presenta una buena respuesta, debido a que los observatorios de Fresno y Tucson contribuyen a generar este modelo. Sin embargo, sobre la península de Yucatán los valores calculados por el modelo no son tan aproximados, ya que no existen observatorios en esta zona que aporten datos para elaborar el IGRF-11.

El periodo de estudio es suficiente para crear un buen análisis de VS, y bajo la condición de que el modelo IGRF es una buena referencia para la mayor parte del territorio mexicano en este trabajo, durante la fase de control de calidad se corrigió el 16% de la base de datos original, y en una segunda etapa se agregaron 181 datos del IGRF-11 para completar la masa crítica de datos para obtener la primera derivada, es decir, el 39% de los datos totales. Las correcciones por el modelo IGRF y la adición de datos de este modelo representan una mejoría significativa en la calidad de la base de datos a utilizar para la presente investigación. En el futuro para solventar la falta de datos en la zona de estudio, se invita a utilizar datos satelitales.

El análisis de los mapas de VS por regiones muestra que entre las fronteras de las regiones existe continuidad en magnitud y en el patrón de comportamiento, esto significa que la asignación de los observatorios por región proveen resultados consistentes entre ellos.

Se encontraron dos tipos de comportamiento en el campo geomagnético de México, el regional que corresponde a la VS, y el de las anomalías de velocidad permanentes que podrían estar asociados a procesos en la tectónica de placas sobre la costa del Pacífico, al sistemas de fallas sobre el Golfo de California y a la apertura extensional del Golfo de México. El rango promedio de la VS en México durante el periodo de estudio para la componente H fue de -100 a 150 nT/año, en la componente F de -100 a 150 nT/año y en D de -0.1 a 0.15°/año; estos valores son similares a los encontrados en otras partes del mundo, como en Sudáfrica y en Australia. La magnitud de las anomalías de velocidad encontradas en H llegan a -300 y 500 nT/año, en F a 350 y -750 nT/año, mientras que en D llegan a -0.95 y 0.45 °/año.

Además, se observa que las erupciones volcánicas alteran las medidas de campo magnético a nivel local, cómo sucedió en durante la erupción del volcán Parícutín en 1943. Por lo tanto, las alteraciones producidas a través de estas fuentes no son parte del campo interno que interesa para un estudio de VS, por tal motivo es importante considerar una metodología en campo, o bien un proceso matemático que permita eliminar contribuciones fuentes más someras a nivel regional.

Debido a la influencia de fuentes más someras sobre los datos procesados no fue claro encontrar un patrón o valor definido de la deriva hacia el oeste de la VS, por lo cual para eliminar los valores de fuentes más someras es indispensable estudiar de forma más precisa estos fenómenos. Sin embargo, de manera general en la costa del Golfo se observa una baja velocidad de la VS, mientras que en la costa del Pacífico la velocidad es mayor.

El estudio muestra la importancia de reubicar algunas ER y de procurar su permanencia, añadir procesos en el tratamiento de los datos que permitan obtener los valores del campo interno y la continuidad en las campañas, así como definir intervalos de tiempo no mayor a cinco años para la adquisición de datos. Respecto a los observatorios geomagnéticos, trabajar para que el observatorio de Coeneo el cual se encuentra en construcción, forme parte de la red de observatorios magnéticos de la IAGA, y comenzar la planeación de un observatorio en el sur de México de alta calidad también.

Es importante considerar que la distribución, cantidad y calidad de los datos, así como los elementos humanos que posee cada país para generar sus propias descripciones y modelos del campo geomagnético son diferentes, de tal manera que las metodologías deben ser adaptadas a cada región para obtener los mejores resultados posibles.

Un modelo geomagnético de México no es suficiente para inferir los procesos que ocurren en el campo magnético en esta zona y a la latitud en que se encuentra la República Mexicana, es necesario el apoyo de países de Latinoamérica, para tener una región de estudio que abarque desde el límite de la placa del Caribe, y en el norte desde donde empieza la falla de san Andrés y las fallas de California. Además es importante comenzar a explorar el área satelital, buscar inversión privada para apoyar las campañas de adquisición y capacitar jóvenes mexicanos de alto nivel en el área de geomagnetismo.

9. Referencias

- Barracough, D., De Santis, A. (2011). Repeat Station. En Mandeau y M., Korte, M., *Geomagnetic Observations and Models*, IAGA, UK Springer, 5, 45-55.
- Bloxham, J., Zatman, S., Dumberry, M. (2002). The Origin of the Geomagnetic Jerks. *Nature Publishing Group*, 420, 65-68
- Buttler, R. (1992). *Paleomagnetism*. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1-19
- Bullard, E. (1948). The Secular Change in the Earth's Magnetic Field. *Oxford Journals*, 5, 248-249
- Campbell, W. (1997). *Introduction to Geomagnetic Fields*. Estados Unidos de América: Editorial Cambridge University Press, 1-174.
- Campos, E. y Urrutia, F. (1991). Variación secular reciente y cartas de los elementos del campo geomagnético en México. *Revista de Geofísica Internacional*, 2(30), 107-116
- Cervantes, J. (2014). Estudio del origen e influencia de las perturbaciones externas del campo geomagnético mediante datos en la superficie. Tesis de Licenciatura para obtener el título de Ingeniero Geofísico, *Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México*, México, 10-13.
- Chacón, F. (2013). *El volcán monogenético Parícutin ¿Aun sísmicamente activo?* Tesis de Licenciatura para obtener el título de Ingeniero Geofísico, *Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México*, México, 10-13.
- Cifuentes G. (2009). *Monitoreo Geomagnético del Volcán Popocatepetl*. Tesis de Maestría para obtener el título de Maestro en Ciencias, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 4-11.
- Constable, C. (2005). Geomagnetic Temporal Spectrum. En Gubbins, D. y Herrera, E. (Eds.), *Enciclopedia de Geomagnetismo y Paleomagnetismo*, San Diego: Instituto de Geofísica y Física Planetaria, 1-6.
- Corbo, F. (2013). Estudios de Subducción y su relación con la presencia de fluidos a partir de sondeos magnetotélúricos en el bloque de Jalisco y Oaxaca. *Universidad Autónoma de México*, 1-20
- Guzmán, B. (2014). Catálogo de Estaciones Magnéticas de Repetición y Carta Magnética Época 2010.0 para México. Tesis de Licenciatura para obtener el título de Ingeniero Geofísico, *Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México*, México, 1-140.
- Halliday, D., Resnick y Walker J. (2001). *Fundamentos de Física (4a ed.)*. México: Editorial CECSA, 729.
- Hernández, E., Cifuentes, G., Caccavari A. y Flores X. (2008). Some Considerations on Secular Variations of the Magnetic Field in Mexico. México: Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 108-115
- Hernández, E. y Orozco, A. (1997). Magnetic and IGRF Models for Mexico, Three Examples for the 20th Century. *Journal of Geomagnetism and Geoelectrics*, 49, 387-392
- Jacson, A., Finlay, C. (2009). *Geomagnetic Secular Variation and Its Applications to the Core*. En M.

- Kono (Ed.), Treatise of Geophysics, Geomagnetism. Alemania, 147-193.
- Kotzé, P., Mandeá, M. y Kort, M. (2007). Modelling the southern African geomagnetic field secular variation using ground survey data for 2005. *South Africa J. Geology*, 110, 187-192.
- Langel, R., Hinze, W. (1998). The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere. *The satellite Perspective. Cambridge University Press*, 25-33.
- Lanza, R., y Meloni, A. (2006). The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologist. Alemania: *Editorial Springer*, 1-66.
- Lewis, A. (2010). Monitoring Earth's changing magnetic field. New geomagnetic field model released. *Geoscience Australia*, 98, 1-4
- Lüth, H., Korte, M. y Mandeá M. (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
- Macmillan, S. y Finlay, C. (2011). The International Geomagnetic Reference Field. En Mandeá y M., Korte, M., *Geomagnetic Observations and Models, IAGA, UK Springer*, 5, 265-275.
- Meyer, F. (2005). Westward drift in the secular variation of the main geomagnetic field derived from IGRF models. *Instituto Royal de Meteorología de Bélgica*, 1-15.
- Mizuno, H. (1984). Rapid and Episodic Variation of the Geomagnetic Secular Variation Field. *Geographical Survey Institute Ministry of Construction Japan, XXIX-I*, 1-102
- Molina, G. y Urrutia, F. (1993). *Deep Crustal Structure of Central Mexico Derived from interpretation of Bouguer Gravity Anomaly Data. Universidad Autónoma de México*, 181-201.
- National Geophysical Data Center (NGDC). Sitio web: <http://www.ngdc.noaa.gov/>.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Sitio web: <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/geomag.shtml>.
- Tauxe, L. (2013). Essentials of Paleomagnetism. *Scripps Institution of Oceanography, EUA*. Segunda edición, Sitio web: http://magician.ucsd.edu/Essentials_2/
- Urrutia, F. y Campos, E. (1993). Geomagnetic Secular Variation in Central Mexico since 1923 AD and Comparison with 1945-1990 IGRF Models. *Journal of Geomagnetism and Geoelectrics*, 45, 243-249.
- Verbanac, G., Korte, M. y Mandeá, M. (2009). Four decades of European geomagnetic secular variation and acceleration. *Annals of Geophysics*, 52, 487-502.
- Zi-Gang, W., Wen-Yao, X. (2003). Westward Drift in Secular Variation of the Main Geomagnetic Field Inferred from IGRF. *Earth Planets Space*, 55, 131-137