

Intensidad del Campo Geomagnético en Europa para los últimos 2000 años: el modelo geomagnético SCHA.DI.00-F

Geomagnetic Field's Intensity in Europe for the last 2000 years: the SCHA.DI.00-F geomagnetic model

F.J. Pavon-Carrasco¹, M.L. Osete², J.M. Torta³ y L.R. Gaya-Piqué⁴

- 1 Dpto Física de la Tierra I: Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid, Spain. fjpavon@fis.ucm.es
2 Dpto Física de la Tierra I: Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid, Spain. mlosete@fis.ucm.es
3 Observatori de l'Ebre, CSIC – Universitat Ramon Llull, Horta Alta 38, 43520. Roquetes, Spain. jmtorta@obsere.es
4 Equipe de Géomagnétisme, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS; Tour 14, 2 place Jussieu, 75005 Paris, France. gaya@ipgp.jussieu

Resumen: El modelo direccional europeo de campo geomagnético SCHA.DI.00 válido para los últimos dos mil años ha sido completado mediante la introducción de la paleointensidad. Este modelo, SCHA.DI.00, fue desarrollado a partir de las curvas bayesianas de variación paleosecular existentes en Europa mediante el uso de la técnica de armónicos esféricos en un casquete (SCHA). El modelo regional mejora dentro de la zona de estudio (el continente Europeo) los diferentes modelos globales de campo geomagnético en el pasado. El objetivo de este estudio será usar la reciente base de datos de paleointensidad de Europa de los últimos dos mil años para generar un modelo de campo geomagnético completo (declinación, inclinación e intensidad): el modelo SCHA.DI.00-F.

Palabras clave: Paleointensidad, Arqueomagnetismo, Variación Secular, Modelos Regionales, Europa.

Abstract: *The SCHA.DI.00 directional model for the geomagnetic field in Europe for the last 2000 years has been updated by modelling the palaeointensity. This model, SCHA.DI.00, was developed from available Bayesian European Palaeosecular Variation Curves using the regional Spherical Cap Harmonic Analysis technique. The comparison of the palaeosecular variation curves, given by the regional model, with available archaeomagnetic data not used in its development showed an improvement with respect to the fit obtained by global archaeomagnetic models. In this paper advantage is taken of recently published palaeointensity databases to develop a complete (direction and intensity) regional archaeomagnetic model for the last 2000 years valid for the European region: the SCHA.DI.00-F model.*

Key words: *Palaeointensity, Archaeomagnetism, Geomagnetic Secular Variation, Regional models, Europe.*

INTRODUCCIÓN

Para tener un mejor conocimiento del Campo Magnético de la Tierra (CMT) es necesario analizar en detalle su variación secular (VS), variación de largo período característica del CMT de origen interno (núcleo externo de la Tierra). Esta variación ha sido registrada en los últimos dos siglos en observatorios magnéticos y anteriormente en rutas marítimas, donde se anotaban los valores de declinación y en ocasiones de inclinación (ej. Jackson *et al.*, 2000). Para poder tener un conocimiento en el pasado del CMT se hace necesario los estudios paleomagnéticos.

En la última década se han desarrollado modelos globales de campo geomagnético, como la familia de modelos CALS (Korte y Constable, 2005). Pero el número de datos paleomagnéticos es todavía demasiado pequeño para describir con buena precisión la VS del CMT y poder ser usado en la técnica de datación arqueomagnética. Ante esta limitación se pueden construir las curvas de variación paleosecular (CVPS)

características de cada región o país, mediante una traslación de los datos usados desde el lugar de muestreo hasta el punto donde se va a referir la curva. Pero este proceso implica errores, llamados de relocalización. En la traslación del dato arqueomagnético (declinación, inclinación y paleointensidad) se asume un campo geomagnético dipolar (CGD), pero en el caso de la paleointensidad, el CGD puede ser de dos tipos dependiendo de la posición del eje del dipolo: en el primer caso, el eje del CGD coincide con el eje de rotación de la Tierra (obteniéndose el momento dipolar axial virtual, VADM) y en el segundo coincide con el eje definido por los dos polos magnéticos virtuales del CMT (dados a partir de la declinación e inclinación), dando lugar al momento virtual dipolar (VDM).

Un paso intermedio entre los modelos globales y las CVPS es la determinación de un modelo regional, que permite una descripción del campo a escala continental, mitigando los errores de traslación anteriormente descritos. Recientemente se ha propuesto un primer

modelo direccional (declinación e inclinación) de campo geomagnético en Europa en los últimos dos mil años, el modelo SCHA.DI.00 (Pavón-Carrasco *et al.*, 2008), el cual reproduce de forma adecuada las variaciones direccionales del campo en ese período de tiempo. Dicho modelo fue obtenido mediante la aplicación de la técnica de armónicos esféricos en un casquete (SCHA, Haines, 1985), modificada para usar sólo datos direccionales sin valores de paleointensidad (Pavón-Carrasco *et al.*, 2008). Como base de datos se usó las mejores curvas de variación secular de Europa basadas en datos arqueomagnéticos. El hecho de ser un modelo direccional hace que el primer coeficiente SCH del desarrollo del potencial geomagnético en armónicos esféricos (g_0^0) no pueda ser conocido y es usado para normalizar el resto de los coeficientes.

En este estudio hemos usado la actual base de datos de paleointensidad de Europa para obtener el valor de este primer coeficiente, g_0^0 , que sólo tiene dependencia temporal (Hulot *et al.*, 1997). El nuevo modelo, SCHA.DI.00-F, será comparado con los modelos globales existentes de Hongre *et al.* (1998), Jackson *et al.* (GUFM, 2000), y Korte y Constable (CAL57K.2, 2005), así como con la base de datos de paleointensidad.

MODELO SCHA.DI.00-F

Los datos de paleointensidad usados provienen de la base de datos mundiales arqueomagnéticos (Korte y Constable, 2005 y referencias interiores), que ha sido actualizada con datos de Gómez-Paccard *et al.* (2006 y referencias interiores) correspondientes a localizaciones francesas y españolas. En total se han seleccionado 611 datos de paleointensidad de diferentes países europeos en el intervalo de tiempo 0 – 1900 d.C. La distribución de datos es inhomogénea, con una mayor densidad de datos en Francia, Inglaterra, Bulgaria y Grecia. La distribución temporal muestra una alta densidad de datos en el período romano (del 100 al 300 d.C.). Al igual que ocurre con la base de datos direccionales, existe un vacío de datos entre los siglos V y IX d.C., es la llamada “dark ages” (desde la caída del imperio Romano de Occidente hasta la Alta Edad Media). En la Figura 1 se muestra la distribución espaciotemporal de la base de datos usada.

La paleointensidad en Europa en los últimos dos mil años oscila entre 26 y 106 μT , con un valor medio de 60 μT . El error medio de los valores es de 9 μT , mientras que el error medio temporal asociado a las medidas de paleointensidad es de 42 años. Una vez seleccionado los datos de paleointensidad (F), los hemos comparado con la intensidad relativa (f) que se obtiene a partir del modelo direccional SCHA.DI.00 (Pavón-Carrasco *et al.*, 2008):

$$f^2 = x^2 + y^2 + z^2 = \left(\sum_{k,m} \alpha_{k,m} \cdot G_{k,m} \right)^2 + \left(\sum_{k,m} \beta_{k,m} \cdot G_{k,m} \right)^2 + \left(\sum_{k,m} \gamma_{k,m} \cdot G_{k,m} \right)^2 \quad (1)$$

donde x , y y z son las componentes relativas del campo geomagnético en la expansión SCH, y $G_{k,m}$ representa los coeficientes g_k^m y h_k^m normalizados al primer coeficiente SCH, g_0^0 . El error de la intensidad relativa

puede ser obtenida a partir del error de los coeficientes SCH (ver Pavón-Carrasco *et al.*, 2008, Sección 3).

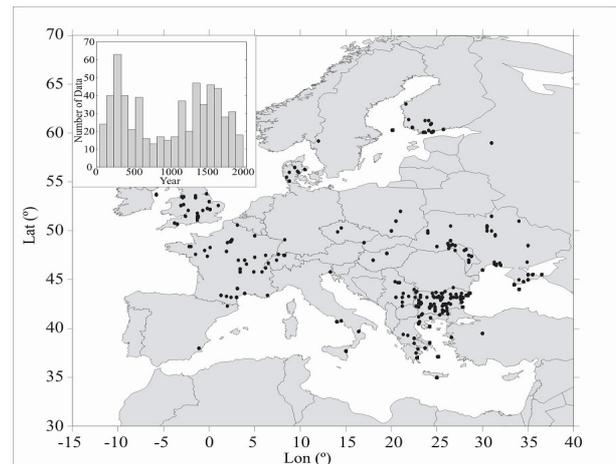


FIGURA 1. Mapa de Europa indicando las localizaciones de los datos de paleointensidad (Korte y Constable, 2005; Gómez-Paccard *et al.*, 2006 y referencias interiores) y su distribución temporal (margen superior izquierdo).

Con los valores de intensidad relativa en la posición y tiempo de cada dato de paleointensidad de la base de datos, podemos obtener el primer coeficiente SCH de la forma:

$$g_0^0 = \frac{F}{f} \quad ; \quad \Delta g_0^0 = \frac{1}{f} \sqrt{F^2 \Delta f^2 + f^2 \Delta F^2} \quad (2)$$

siendo F y ΔF el dato de paleointensidad y su error relativo de la base de datos usada; y f y Δf son la intensidad relativa y su error obtenido mediante la ecuación 1. Este primer coeficiente SCH tiene solo dependencia temporal y no espacial (Hulot *et al.*, 1997), por tanto, podemos ajustar dichos datos de g_0^0 a una función temporal. Para ello, asumimos el error temporal de g_0^0 igual al error de los datos de paleointensidad de la base de datos. Como el error temporal medio de los datos es de 42 años, se ha elegido ventanas temporales de 50 años para obtener la función de g_0^0 mediante splines cúbicos. Se ha considerado los pesos de los datos en la inversión. Dicho peso es inversamente proporcional al error temporal y al error de g_0^0 :

$$w_i = \frac{1}{\rho_i + \tau_i} \quad (3)$$

donde ρ_i es el error normalizado asociado al valor del coeficiente SCH y τ_i el error normalizado temporal. En la Figura 2 se muestra el ajuste del coeficiente g_0^0 . El valor medio de g_0^0 es 41.5 μT , con un máximo en el año 800 d.C. Esta edad corresponde a un cambio brusco en el campo geomagnético.

Obtenido el valor de g_0^0 , podemos obtener el resto de coeficientes SCH, teniendo en cuenta que $g_k^m = g_0^0 \cdot G_{k,m}$.

Ambos modelos SCHA.DI.00 y SCHA.DI.00-F están disponibles en la dirección Web:

http://pc213fis.fis.ucm.es/scha_model.html. Además, en la siguiente dirección Web podremos ver los mapas de intensidad generados cada 5 años y una animación de su variación temporal en Europa.

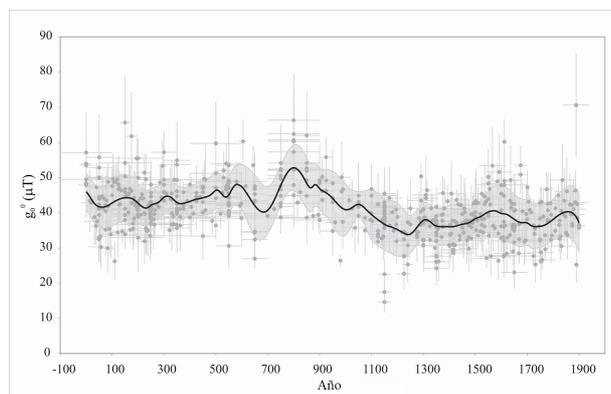


FIGURA 2. Ajuste del primer coeficiente SCH, g_0^0 , junto con su banda de error al 95% de confianza.

COMPARACIÓN DEL MODELO SCHA.DI.00-F CON LOS MODELOS GLOBALES

Los valores de paleointensidad dados por el modelo SCHA.DI.00-F han sido comparados con la base de datos de entrada (la comparación de la parte direccional del modelo con los datos direccionales fue analizada en Pavón-Carrasco *et al.*, 2008) y con los modelos globales (CAL57K.2, Korte y Constable, 2005 – válido desde el 5000 a.C. al 1950 d.C.–; GUFM, Jackson *et al.*, 2000, modificado según Gubbins *et al.*, 2006 –desde 1590 a 1990 d.C.– y Hongre *et al.*, 1998 –desde el año 0 hasta 1700 d.C.–). El modelo GUFM usa solo datos de intensidad posteriores al año 1840, donde los autores asumen una variación del primer coeficiente SH (armónicos esféricos ordinarios) de $\Delta g_1^0 = 15$ nT/año. Posteriormente, Gubbins *et al.* (2006) usaron los datos de paleointensidad de la base de datos de Korte y Constable (2005) desde 1590 a 1840 d.C. para obtener un nuevo valor del primer coeficiente SH del mismo modo que se ha obtenido el coeficiente g_0^0 en el presente estudio. En este caso, los autores propusieron un valor de $\Delta g_1^0 = 2.28$ nT/year. Por tanto, para la comparación con el modelo GUFM, usaremos en el intervalo temporal 1590 a 1840 d.C. la intensidad dada por Gubbins *et al.* (2006) y a partir de 1840, usaremos el modelo original GUFM. La distribución de errores rms (error cuadrático medio) de todos los modelos se indican en la Figura 3.

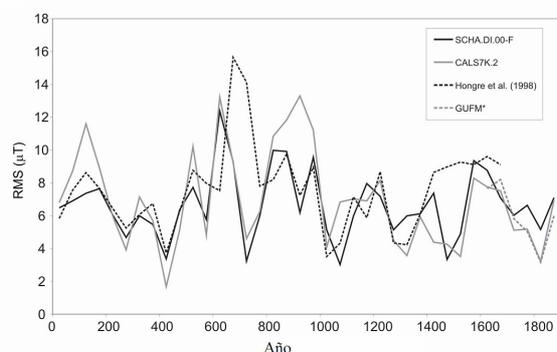


FIGURA 3. Errores temporales rms (error cuadrático medio) obtenidos al comparar el modelo regional y los modelos globales con la base de datos de paleointensidad. * Se ha modificado el modelo según Gubbins *et al.* (2006).

Para el período 0 – 1900 d.C., el modelo CAL57K.2 (Korte y Constable, 2005) y el modelo SCHA.DI.00-F son comparados, con un total de 611 datos de paleointensidad usados (Figura 3). El error más frecuente en el modelo regional es de $5\mu\text{T}$, mientras que para el caso del modelo global corresponde a $7.5\mu\text{T}$. El error cuadrático medio es de $8.7\mu\text{T}$ para el modelo SCHA.DI.00-F, y de $8.9\mu\text{T}$ para el modelo global CAL57K.2. Los datos de entrada usados en ambos modelos son similares, sin embargo la explicación de la diferencia de errores reside en: 1) el modelo global está influido por datos externos a Europa y 2) el parámetro de suavizado usado por Korte y Constable (2005) es demasiado alto para describir adecuadamente las variaciones del campo geomagnético.

En la comparación del modelo regional con el modelo de Hongre *et al.* (1998) en el intervalo de 0 – 1700 d.C. indica un error cuadrático medio de $8.7\mu\text{T}$ para el modelo regional y de $9.7\mu\text{T}$ para el modelo global. El error medio en ambos casos es de $5\mu\text{T}$. Es importante indicar que los datos de entrada de paleointensidad en ambos modelos son muy diferentes, ya que la mayoría de los datos de paleointensidad se han obtenido en la última década. Para el período 1590 – 1900 d.C. el modelo regional ha sido comparado con el modelo GUFM de Jackson *et al.* (2000) modificado según Gubbins *et al.* (2006). El error cuadrático medio en el modelo regional es de $9.4\mu\text{T}$, mientras que para el modelo global baja a $8.1\mu\text{T}$. En este caso el modelo global indica una mejor representación de la variación de la intensidad del CMT en los últimos siglos, es obvio, ya que este modelo global usa datos instrumentales del CMT. Sin embargo, el modelo GUFM no es muy preciso en dirección (sobre todo en inclinación) para épocas anteriores al 1700 d.C. (ver Pavón-Carrasco *et al.*, 2008).

El modelo SCHA.DI.00-F registra 8 máximos en los valores de paleointensidad en los últimos 2000 años para Europa: 160, 320, 585, 805, 1050, 1310-1400, 1570 y 1750-1850 d.C. (ver Figura 4). Este detalle en la descripción del CMT durante los últimos 2000 años no ha sido descrito por ningún modelo geomagnético hasta la actualidad. Los altos parámetros de suavizado usados en los modelos globales no permiten reproducir estas variaciones de longitud de onda pequeña.

CURVAS DE PALEOINTENSIDAD EN EUROPA OCCIDENTAL Y ORIENTAL

Los datos de paleointensidad de Europa no son homogéneos, presentando una mayor densidad de datos en Francia (Europa del oeste) y en Bulgaria (Europa del este). En la Figura 4 se representan las curvas de paleointensidad dadas por el modelo SCHA.DI.00-F y comparada con los datos de Francia y Bulgaria (Korte y Constable, 2005 y referencias interiores), en el primer caso reducidas a París y en el segundo caso a Sofía. Para dicha representación hemos hecho uso del momento virtual dipolar axial (VADM) usando el modelo direccional SCHA.DI.00 para obtener los polos paleomagnéticos virtuales. Además se han añadido las

curvas generadas por los modelos globales (CAL57K.2; Hongre *et al.*, 1998 y GUFM) en los puntos de referencia. La base de datos de Bulgaria indica una mayor variabilidad en la intensidad del campo geomagnético que la base de datos francesa. Sin embargo ambos grupos de datos son una muestra de un total de 611 datos usados en toda Europa, haciendo que estos dos grupos de datos estén influenciados por el resto de datos. Hay que tener en cuenta también que no todos los valores de paleointensidad son obtenidos mediante la misma técnica, lo cual da una gran variabilidad en el tipo de paleointensidad de la base de datos.

El modelo CAL57K.2 (Korte y Constable, 2005) es demasiado suave para describir las fluctuaciones que muestran la base de datos en estas dos zonas. Lo mismo ocurre con el modelo propuesto por Hongre *et al.* (1998). De forma contraria, el modelo GUFM (Jackson *et al.*, 2000, modificado por Gubbins *et al.*, 2006) representa el comportamiento de la paleointensidad con mayor precisión en el intervalo temporal de 1700 – 1900 d.C.

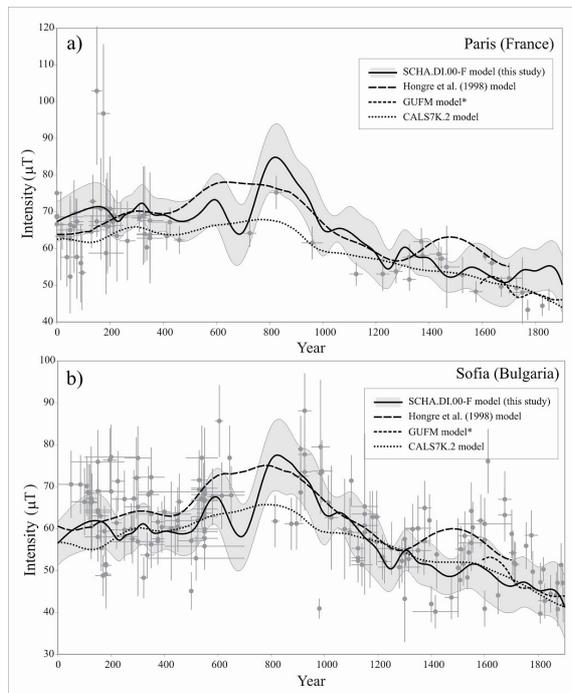


FIGURA 4. Curvas de paleointensidad obtenidas con el modelo SCHA.DI.00-F en Europa occidental (a: París) y oriental (b: Sofía); junto con las curvas dadas por los modelos globales y los datos de paleointensidad de cada región. * Se ha modificado el modelo según Gubbins *et al.* (2006).

Los datos usados en la Figura 4 indican buen acuerdo con las curvas generadas por el modelo SCHA.DI.00-F excepto en dos intervalos temporales. El primero, entre el año 800 y 1000 d.C., donde el modelo indica un máximo de intensidad entorno al año 790 – 820 d.C., el cual si es observado en la base de datos búlgara pero ligeramente desplazado (sobre el 900 d.C.). Este máximo está influido por los datos de Ucrania (Korte y Constable, 2005 y referencias internas), que indican además un mínimo entorno al año 690 d.C. El segundo intervalo, corresponde a un fuerte máximo

observado en los datos de Bulgaria (1600 – 1650 d.C.), el cual no está representado en el resto de datos de Europa. En este caso, el modelo SCHA.DI.00-F muestra un máximo alrededor de 1570 d.C. pero es de menor amplitud. Ello sugiere que para un futuro es necesario aumentar la densidad de datos de paleointensidad.

CONCLUSIONES

Este artículo muestra cómo la inclusión de datos in situ de paleointensidad en el modelo direccional SCHA.DI.00 ha proporcionado una descripción completa del campo geomagnético en Europa para los últimos 2000 años. El modelo SCHA.DI.00-F se ajusta a la actual base de datos arqueomagnéticas de Europa con más exactitud que los modelos globales propuestos por Hongre *et al.* (1998) y Korte y Constable (2005) para todo el intervalo de validez. Además el modelo regional indica que el CMT ha experimentado 8 máximos en Europa en los años 160, 320, 590, 820, 1070, 1310 - 1400, 1570 y 1770 - 1850 d.C.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias al proyecto CGL2005–0021 y al programa de Formación de Personal Investigador (FPI, BES-2006-13488) del Ministerio de Educación y Ciencia.

REFERENCIAS

- Gómez-Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, Ph., Thiriot, J., and Jimenez-Castillo, P. (2006): Archeomagnetic study of seven contemporaneous kilns from Murcia (Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 157: 16-32.
- Gubbins, D., Jones, A.L. and Finlay, C.C. (2006): Fall in Earth's Magnetic Field is erratic. *Science*, vol. 312, nº 5775: 900 – 902.
- Haines, G.V. (1985): Spherical Cap Harmonic Analysis. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B3): 2583 – 2591.
- Hongre, L., Hulot, G., and Khokhlov, A. (1998): An analysis of the geomagnetic field over the past 2000 years. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 106: 311 – 335.
- Hulot, G., Khokhlov, A. and Le Mouél, J.L. (1997): Uniqueness of mainly dipolar magnetic fields recovered from directional data. *Geophysical Journal International*, 129: 347 – 354.
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T. and Walker, M.R. (2000): Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions, The Royal Society of London*, A 358: 957 – 990.
- Korte, M., and Constable, C. G. (2005): Continuous geomagnetic field models for the past 7 millenia: 2. CAL57K. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, doi:10.1029/2004GC000801.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., Gaya-Piqué, L.R., and Lanos, Ph. (2008): Initial SCHA.DI.00 regional archaeomagnetic model for Europe for the last 2000 years. *Physics and Chemistry of the Earth*, doi:10.1016/j.pce.2008.02.024.