



## **ESTUDIO MAGNETOESTRATIGRÁFICO EN DOS SONDEOS DEL MAAR DEL CAMP DELS NINOTS, CALDES DE MALAVELLA (GIRONA, NE ESPAÑA).**

Ángel Carrancho Alonso<sup>1</sup>, Juan José Villalaín<sup>1</sup>, Bruno Gómez de Soler<sup>2</sup>, Gerard Campeny Vall-Ilosera<sup>2</sup>, Manuel Calvo-Rathert\*<sup>1</sup>, Oriol Oms<sup>3</sup>, Jan van der Made<sup>4</sup> y Jordi Agustí<sup>2</sup>.

<sup>1</sup>Departamento de Física, EPS, Universidad de Burgos. Avda. Cantabria S/N, 09006 Burgos, España

<sup>2</sup>Institut Català de Paleocologia Humana i Evolució Social (IPHES), Àrea de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili (URV). Unitat Associada al CSIC Plaça Imperial Tarraco 1, 43005 Tarragona, España.

<sup>3</sup>Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona Edifici C. Campus de la UAB 08193. Cerdanyola del Vallès, Barcelona, España.

<sup>4</sup>Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). C/ José G. Abascal 2, 28006 Madrid, España.

### **Resumen**

En este trabajo se presentan los resultados paleomagnéticos y del magnetismo de las rocas obtenidos de estudiar dos sondeos realizados en el *maar* del Camp del Ninots (Caldes de Malavella, Girona –Noreste de España-). Los diversos restos paleontológicos recuperados en la secuencia lacustre que rellena el maar presentan un estado de conservación excepcional en gran medida por las características sedimentarias del yacimiento. Los estudios paleontológicos realizados sugieren una edad Pliocena (Ca. 3.5 – 3.2 M.a) para los restos fósiles recuperados. Con el propósito de acotar cronológicamente la edad del relleno sedimentario y sus restos fósiles, se realizó un estudio magnetoestratigráfico cuyos resultados presentamos aquí. Se exponen los resultados paleomagnéticos obtenidos en las secuencias estudiadas, se describen sus propiedades magnéticas y se discuten sus implicaciones geocronológicas y ambientales.

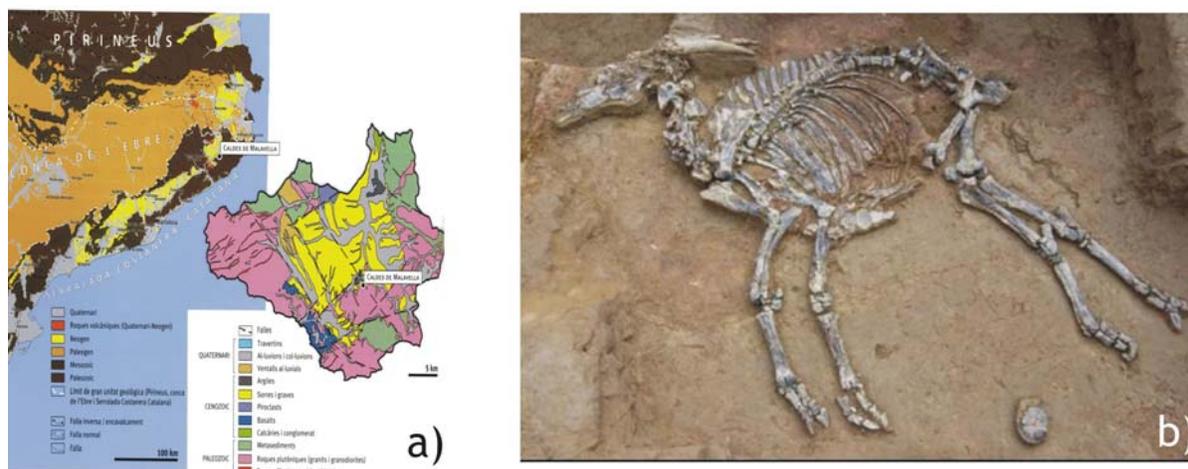
### **Introducción**

El “Camp dels Ninots” (Caldes de Malavella, Girona, NE España), es un yacimiento arqueopaleontológico de edad Pliocena donde se vienen realizando intervenciones arqueológicas desde el año 2003 por el Instituto Catalán de Paleocología Humana y Evolución Social de la Universidad Rovira i Virgili (URV, Tarragona). La estructura geológica donde se emplaza el yacimiento consiste en un volcán de explosión originado a partir de procesos eruptivos hidromagmáticos que favorecieron la formación de un lago que ocuparía gran parte del cráter (Vehí *et al.* 1999). Su relleno está formado por sedimentos lacustres y palustres y toda esta estructura geomorfológica recibe el nombre de *maar*, término que define a rellenos lacustres en volcanes (Campeny *et al.* 2003, 2005). Las particulares condiciones sedimentológicas del yacimiento, favorecieron la excepcional preservación de los restos paleontológicos recuperados (Fig. 1). Se han reconocido diversas unidades litológicas en la secuencia sedimentaria, destacando especialmente las arcillas laminadas con un alto contenido en diatomeas y minerales arcillosos. Los sedimentos están localmente afectados por procesos post-deposicionales como deformación hidroplástica, fracturas y fuertes mineralizaciones, siendo la formación de ópalos la más abundante (Oms *et al.* 2008; Gómez *et al.* 2011).

A lo largo de las diversas campañas de excavación, se han recuperado numerosos restos fósiles de macro- y microvertebrados, restos de plantas, hojas, polen y otra serie de restos paleobotánicos. De todos los restos recuperados cabe destacar cinco grandes esqueletos de mamíferos en conexión anatómica: tres individuos del bóvido *Alephis tigneresei*, uno del rinoceronte *Stephanorhinus jeanvireti* y uno de *Tapirus arvernensis* (tapir), entre otros restos aislados. Otros restos fósiles comprenden un mínimo de cinco



individuos de quelonios *Mauremys leprosa*, algunos en conexión anatómica. Otras especies identificadas corresponden al roedor *Apodemus atavus*, los anfibios cf. *Pleurodeles* sp., *Lissotriton* aff. *helveticus* y *Pelophylax* cf. *perez*, así como restos de ictiofauna (*Leuciscus* ?) (Gómez *et al.* 2011). Las evidencias paleontológicas y sedimentológicas recopiladas hasta ahora apuntan a que la acumulación de los esqueletos muy probablemente se produjo por el hundimiento de las carcasas en un ambiente acuoso tranquilo. Teniendo en cuenta el interés paleontológico del sitio y la excepcional conservación de sus restos fósiles, abordamos aquí un detallado estudio magnetoestratigráfico con el fin de aportar un marco cronológico lo más riguroso y acotado posible.



**Figura 1** a) Mapa geológico de Cataluña (NE de la Península Ibérica) indicando las principales unidades. La ampliación representa la depresión de la Selva, comarca donde se encuentra el yacimiento del Camp dels Ninots. b) Esqueleto completo y en conexión anatómica del bóvido *Alephis tignerisi* recuperado en la campaña del 2005 (modificado de Oms y Vehí 2010)

## Metodología

La extracción de muestras paleomagnéticas orientadas se realizó sobre dos testigos (*cores*) extraídos con un sondeador mecanizado, correspondientes al borde y al centro del maar, respectivamente. Tanto en el sondeo del borde (Can Argilera, CA en adelante) como del centro del maar (Can Cateura, CC en adelante), se controló la orientación azimutal. El sub-muestreo se realizó con la ayuda de un extractor cuadrangular de acero no magnético especialmente diseñado para litologías blandas y que permite la extracción e inserción de especímenes en cajitas cúbicas de plástico ( $\sim 8 \text{ cm}^3$ ). Se recogieron un total de 161 especímenes orientados (73 en CA y 88 en CC), con un intervalo de muestreo de unos 40 cm cubriendo todas las unidades litoestratigráficas identificadas. Las muestras fueron guardadas en frío (3-4 °C) para evitar alteraciones químicas hasta su medida. Dado que las muestras estaban contenidas en cápsulas de plástico, sólo se puede realizar desmagnetización por campos alternos decrecientes. Tras la desmagnetización de muestras piloto representativas de cada unidad litoestratigráfica en ambos sondeos, se determinó una secuencia de desmagnetización apropiada que incluía 23 pasos de desmagnetización hasta campos pico máximos de 100 mT. La medida de la magnetización remanente natural ( $\text{NRM}_0$ ) se realizó mediante un magnetómetro 2G SQUID (nivel de ruido  $5 \times 10^{-12} \text{ Am}^2$ ). La susceptibilidad magnética a bajo campo ( $\chi_{lf}$ ) y la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS), fueron medidas con un puente de susceptibilidad KLY-4 (AGICO, nivel de ruido  $3 \times 10^{-8} \text{ S.I.}$ ).

Con el fin de identificar los minerales portadores de la magnetización remanente y evaluar su estabilidad paleomagnética, se realizaron diversos experimentos del magnetismo de las rocas. Muestras representativas de cada unidad litoestratigráfica fueron seleccionadas para realizar los siguientes



experimentos con una Balanza de Traslación del campo magnético variable (MMVTB): *i*) curvas de adquisición progresiva de la magnetización remanente isoterma (IRM), *ii*) ciclos de histéresis ( $\pm 1$  T), *iii*) curvas de *backfield* y *iv*) curvas termomagnéticas (*J-T*) hasta 700 °C en aire. Todos los análisis paleomagnéticos presentados en este trabajo fueron realizados en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (España).

## Resultados y Análisis

Las intensidades de la NRM y de la susceptibilidad magnética en ambos sondeos varían más de un orden de magnitud, debido a la variación en la concentración de minerales ferromagnéticos existente producto de los cambios litológicos. En el sondeo CA los valores de la susceptibilidad magnética oscilan entre  $3.78 \times 10^{-9}$  y  $1.97 \times 10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ , mientras que en CC varían entre  $-5.28 \times 10^{-9}$  y  $4.64 \times 10^{-6} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ . Los valores de la  $\text{NRM}_0$  en CA oscilan entre  $15 \times 10^{-6} \text{ Am}^2$  y  $46 \text{ mAm}^2$ , mientras que en CC la NRM varía entre  $10 \times 10^{-6} \text{ Am}^2$  hasta los  $191 \text{ mAm}^2$ .

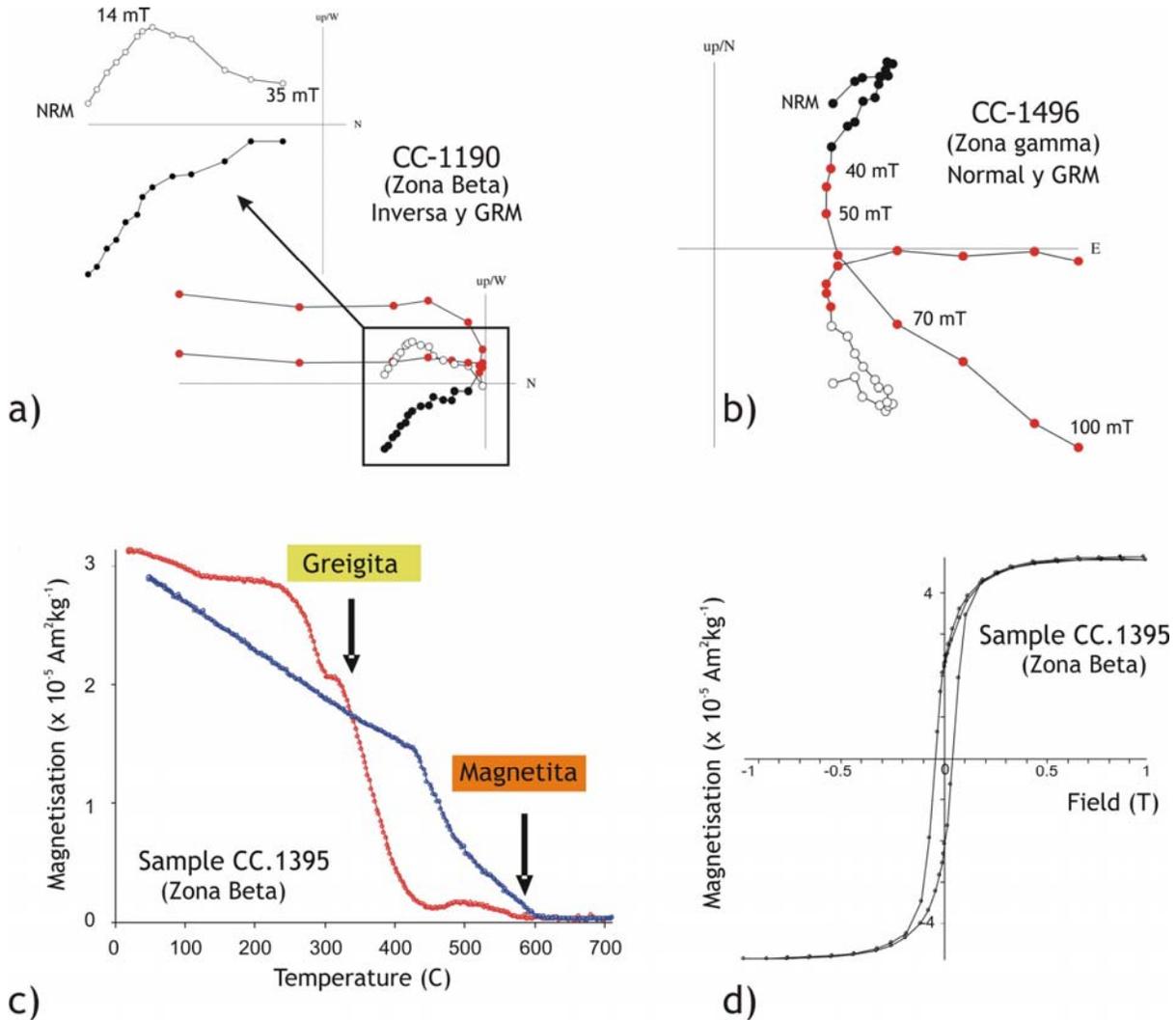
El comportamiento paleomagnético de las muestras de CC ha sido más estable y por lo tanto, más fácil de interpretar que la mayor parte de las muestras de CA. De las 77 muestras extraídas en los aproximadamente 31 metros de sondeo recuperados en CA, el 64 % de la colección no ha podido ser interpretado, básicamente por presentar valores de la intensidad de la magnetización en el rango del nivel de ruido del magnetómetro. La mayor parte de las muestras interpretables corresponden a la parte superior de la secuencia. Los primeros 10 metros caracterizados por una laminación lacustre, alternan muestras magnéticamente débiles e inestables con otras muestras que presentan una componente de baja coercitividad de polaridad tanto normal como inversa. Este comportamiento incoherente lo interpretamos como producto de alteraciones post-deposicionales o algún tipo de artefacto sedimentario, pero en cualquier caso no parece representativo del campo geomagnético. El único intervalo estratigráfico aparentemente coherente en CA, es un nivel de piroclastos donde un grupo de muestras comprendidas entre los metros 12 y 14, presentan con una componente paleomagnética estable (10-50 mT) y de polaridad normal. Por debajo de esta cota estratigráfica, aparece un paquete de arcosas que no han aportado resultados direccionales fiables.

La desmagnetización progresiva por campos alternos de las 88 muestras estudiadas en CC ha ofrecido interesantes resultados. En este sondeo la sedimentación tiene un carácter eminentemente anóxico y las arcillas presentan una coloración verde oscura gran parte de la secuencia. Lo particularmente interesante del sondeo de CC es que se han identificado dos magnetozonas bien diferenciadas y con polaridades distintas -normal e inversa, respectivamente-, pero con propiedades magnéticas comunes. Con el fin de facilitar la interpretación paleomagnética, se han distinguido la zona  $\alpha$  (primeros 10 metros), zona  $\beta$  (entre los metros 10 y 15), zona  $\gamma$  (entre los metros 15 y 30) y zona  $\delta$  (metros 30 a 38). Esta clasificación está fundamentada en base al comportamiento direccional observado, aunque no guarda relación con cambios sedimentológicos distinguidos. A pesar de que en los primeros 10 metros de secuencia (zona  $\alpha$ ) se han identificado varias muestras con una componente de polaridad normal, la presencia esporádica de muestras con direcciones anómalas junto con otras de imanación muy inestable, nos hace ser cautos en la interpretación de su polaridad. No obstante, las muestras correspondientes a las magnetozonas  $\beta$  y  $\gamma$  presentan componentes estables, razonablemente intensas y de polaridades inversas ( $\beta$ ) y normales ( $\gamma$ ), respectivamente (Ej.: Fig. 2a y b).

Un aspecto muy interesante observado en los diagramas de desmagnetización de la NRM por campos alternos es la presencia de giroremanencias por encima de 35 – 40 mT (puntos rojos en las figuras 2a y b), característicos de la presencia de greigita. La coexistencia de este sulfuro ferromagnético con magnetita, se ha confirmado en las curvas termomagnéticas (Fig. 2c) y por la forma característica de sus ciclos de histéresis típica de partículas mono-dominio (Fig.2d). La identificación de greigita tiene importantes implicaciones desde el punto de vista paleomagnético, pues se considera un producto de origen



diagenético. Sin embargo, el hecho de haber identificado dos magnetozonas con polaridades distintas pero las mismas propiedades magnéticas, no favorece en principio la posibilidad de una reimanación. Actualmente se está realizando desmagnetización térmica de la NRM en muestras representativas de estas magnetozonas con el fin de verificar si la dirección paleomagnética observada en los diagramas de campos alternos, es realmente representativa del campo geomagnético.



**Fig. 2 (a-d).** Ejemplos representativos de (a y b) diagramas ortogonales de desmagnetización de la NRM para dos muestras procedentes del sondeo de Can Cateura (CC). Se indica la sigla equivalente a la cota estratigráfica, la magnetozona y la polaridad determinada de su componente característica. GRM (Giroremanencia) equivale a los puntos rojos en ambos diagramas. (c) Curva termomagnética (J-T) de una muestra de la zona Beta. Se representan los ciclos de calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul), los valores de la intensidad de la magnetización y la inflexión correspondiente a las fases mineralógicas indicadas. (d) Ciclo de histéresis de la muestra representada en la Fig.2c.



## Conclusiones

De los datos paleontológicos actualmente disponibles del yacimiento, la coexistencia del rinoceronte *Stephanorhinus jeanvireti* y del bóvido *Alephis tigneresei*, es la que permite realizar una asignación cronológica más aproximada, en los 3.2 M.a. para el Camp dels Ninots, cerca de la transición MN15-MN16 (Gómez de Soler *et al.*, 2011). La comparación de los resultados paleomagnéticos obtenidos en este estudio con la GPTS (*Global Polarity Time Scale*; Gradstein *et al.* 2004) y su correlación preliminar con los datos paleontológicos disponibles, sugieren que la transición de polaridad identificada entre la magnetozona de polaridad normal ( $\gamma$ ) y de polaridad inversa ( $\beta$ ) del sondeo de Can Cateura, se trata o bien de la transición del subchron C2An.2n [3.11 – 3.22 M.a] al C2An.1r (Kaena) [3.04 – 3.11 M.a] o bien de la transición del C2An.3n (Gauss) [3.33 – 3.58 M.a] al subchron C2An.2r (Mammoth) [3.22 – 3.33 M.a]

## Agradecimientos

Este estudio ha sido realizado con los proyectos CGL2009-10840 (Ministerio de Ciencia y Tecnología), BU004A09 (Junta de Castilla y León), CGL2008-03881, CGL2009-7896 y CGL2009-12703-C03 (DGI, Ministerio de Ciencia e Innovación) y del proyecto SGR2009-324 (Gencat). Agradecemos especialmente la colaboración del Ayuntamiento del municipio de Caldes de Malavella, así como a los miembros y participantes de las excavaciones arqueológicas.

## Referencias

- Campeny, G., García, F., García, S., Gómez, B., Martínez, K., Muelas, B., Riba, D., Sala, R. y Sánchez, P. 2003. Camp dels Ninots. Memòria de la intervenció arqueològica. Campanya de 2003. Inèdita. Tarragona, pp. 1- 40.
- Campeny, G., García, S., Gómez, B., Riba, D., Lombera, A., 2005. El *maar* del Camp dels Ninots (Girona, Cataluña). Ejemplo de un yacimiento plio-pleistoceno en el nordeste peninsular. En: Rodríguez Vidal, J., Finlayson, C. & Giles Pacheco, F. (Eds.), *Cuaternario Mediterráneo y Poblamiento de Hominidos*, Gibraltar: 42-43.
- Gómez de Soler, B., Campeny Vall-Llosera, G., Van der Made, J., Oms, O., Agustí, J., Sala, R., Blain, H-A., Burjachs, F., Claude, S., García Catalán, S., Riba, D. & Rosillo, R. 2011. A new key locality for the Pliocene vertebrate record of Europe: the Camp dels Ninots maar (NE Spain). *Geologica Acta*, [accepted manuscript]. DOI: 10.1344/105.000001702.
- Gradstein, F.; Ogg, J. and Smith, A. (Editors), 2004. A geologic time scale. Cambridge University Press, 588 pgs.
- Oms, O., Gómez de Soler, B., Campeny, G., Sala, R., Agustí, J., Van der Made, J., Burjachs, F., 2008. Trapped inside a volcano: the fossil record at the maar site of el Camp dels Ninots (Pliocene, Catalonia). Oslo, August 6-14, 33<sup>rd</sup> International World Geological Congress (IGC). Symposia HPF-01 General contributions to paleontology and historical geology, Abstract CD-ROM, pg. 69.
- Oms, O. y Vehí, M., 2010. La Geología del Camp dels Ninots. En: *El Camp dels Ninots: Rastres de L'Evolució*. (Campeny, G. & Gómez de Soler, B., Eds). 1<sup>a</sup> Edición, Caldes de Malavella, Girona, 91-101 pp.
- Vehí, M., Pujades, A., Roqué, C. y Pallí, LL., 1999. Un edifici volcànic inèdit a Caldes de Malavella (la Selva, Girona): El volcà del Camp dels Ninots. *Quaderns de la Selva*, 11. Santa Coloma de Farnés, pp. 45-72.