

Evolución sedimentaria y geoquímica del Lago de Estanya (Huesca) durante los últimos 21.000 años

Depositional and geochemical evolution of Lake Estanya (Huesca) during the last 21.000 years

Mario Morellón ⁽¹⁾, Blas Valero-Garcés ⁽¹⁾, Mayte Rico ⁽¹⁾, Pilar Mata ⁽²⁾, Antonio Delgado-Huertas ⁽³⁾ y Óscar Romero ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Instituto Pirenaico de Ecología (IPE)-CSIC. Avda. Montañana 1005. 50059 Zaragoza. mariomm@ipe.csic.es; blas@ipe.csic.es; amoreno@ipe.csic.es

⁽²⁾ Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Polígono Río San Pedro s/n. 11510 Puerto Real (Cádiz). pilar.mata@uca.es

⁽³⁾ Estación Experimental del Zaidín (EEZ)-CSIC, Prof. Albareda 1, 18008 Granada. antodel@eez.csic.es

⁽⁴⁾ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT)-CSIC. Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Campus Fuentenueva. 18002 Granada, Spain. oromero@ugr.es

ABSTRACT

The sedimentary and geochemical evolution of Lake Estanya (NE Spain) documents arid conditions, reflected by shallow water levels, high salinity and low organic productivity during lateglacial times, with intensified aridity during the so-called Mystery Interval (17,500 – 14,500 cal. years BP), the Younger Dryas (13,300 – 11,600 cal. years BP) and prior to the Holocene (11,600 – 9,400 cal. years BP). Higher water availability characterized the last 9,400 years, as recorded by most Iberian marine and continental records. The Estanya records demonstrate a high impact of suborbital global climate fluctuations in lake hydrology. Increase in lake level and detrital sediment delivery during the last millenium also indicate changes in land uses in the watershed since Medieval times.

Key words: Lake Estanya, sedimentary facies, geochemistry, lateglacial, Holocene

Geogaceta, 46 (2009), 115-118
ISSN: 0213683X

Introducción

Los sedimentos lacustres proporcionan archivos de cambios recientes en las condiciones hidrológicas en zonas continentales (Last, 2001). Aunque en la Península Ibérica (PI) los lagos de grandes dimensiones son escasos, existen numerosas lagunas kársticas desarrolladas sobre zonas con extensos afloramientos calcáreos y evaporíticos (Alonso, 1998). La formación de cuencas endorreicas pequeñas, con una elevada relación profundidad/superficie y que interceptan a los acuíferos, ha dado lugar a lagos profundos y permanentes con una alta sensibilidad a los cambios en los balances hídricos regionales, que responden a los mismos con variaciones en su volumen, en la composición química de las aguas y en su biota (Last, 2001). Los sondeos marinos recuperados alrededor de la PI (e.g., Cacho *et al.*, 2001) han demostrado una respuesta clara y casi inmediata a los cambios climáticos en el Atlántico N a escala suborbital, con un impacto simultáneo en la vegetación terrestre (e.g., Fletcher y Sánchez Goñi, 2008). Aunque algunos registros continentales han mostrado patrones similares (e.g., Banyoles) (Pérez-Obiol y Julià, 1994), el impacto de estos cambios en el ciclo hidrológico del

interior de la PI no ha sido suficientemente documentado. En este trabajo se presenta una reconstrucción paleohidrológica de la evolución de las Lagunas de Estanya a lo largo de los últimos 21.000 años, basada en el análisis de facies sedimentarias, geoquímica isotópica y elemental y sílice biogénica en sondeos del relleno sedimentario de la cuenca lacustre.

Área de estudio

Las Lagunas Estanya (42°02' N, 0°32' E; 670 m.s.n.m.) forman parte de un sistema kárstico situado en los Pre-Pirineos Centrales, en las proximidades de Benabarre (Huesca). Geológicamente, se ubican en el margen meridional de las Sierras Exteriores pirenaicas (Fig. 1A), donde los afloramientos de litologías carbonatadas y evaporitas triásicas (facies Muschelkalk y Keuper) han favorecido la actividad kárstica y el consiguiente desarrollo de extensos poljes y dolinas de pequeñas dimensiones. Las tres lagunas que componen el sistema están desarrolladas sobre estas litologías, dentro de una cuenca endorreica reducida (2.45 km²) (López-Vicente, 2007). El «Estanque Grande de Abajo» es el más extenso y profundo y donde se centra esta investi-

gación (Fig. 1B). Se trata de una dolina de colapso de tipo «uvala», formada por la coalescencia de dos subcuencas con profundidades máximas de 12 m (NW) y 20 m (SE), separadas por un umbral, actualmente cubierto por una lámina de agua de 2 ó 3 m (Fig. 1C).

El lago es endorreico y el balance hidrológico de las lagunas está controlado por el aporte de aguas subterráneas procedentes del acuífero local kárstico y las pérdidas por evaporación (Morellón *et al.*, 2008). El lago es oligotrófico, con aguas salobres (conductividad eléctrica, 3.200 µS cm⁻¹) de composición sulfatada-cálcica y monomictico, con estratificación termal y anoxia en el hipolimnion en época estival (Ávila *et al.*, 1984).

Materiales y métodos

Las campañas de sondeo se llevaron a cabo en dos fases: en 2004 se recuperaron 4 sondeos (1A-4A) con un equipo Kullenberg; y en 2006 se recuperó un sondeo adicional (5A) con un sistema Uwitec. Los testigos más largos (1A y 5A) alcanzan 4,5 y 11 m de longitud. Posteriormente, los sondeos se dividieron longitudinalmente en 2 mitades y se fotografiaron. Las facies sedimentarias se

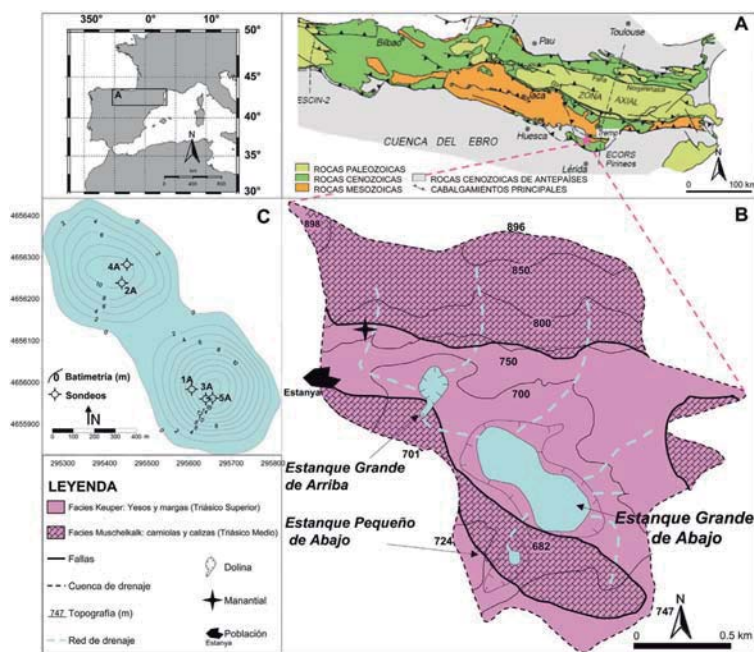


Fig. 1.- A: Mapa geológico del sector central-oriental de los Pirineos (modificado de Teixell Cacharo, 2000). **B:** mapa geológico de detalle de la cuenca hidrográfica de Estanya (ver leyenda en la parte inferior izquierda). **C:** batimetría del Estanque Grande de Abajo con la ubicación de los sondeos recuperados.

Fig. 1.- A: Geological map of the central-eastern Pyrenees (modified from Teixell Cacharo, 2000). B: detailed geological map of the Estanya catchment (see legend at the left-bottom side). C: 'Estanque Grande de Abajo' bathymetry and location of recovered cores.

identificaron mediante descripciones visuales macroscópicas y microscópicas con frotis de sedimento y láminas delgadas.

Las secciones de los sondeos 1A y 5A se analizaron mediante un escáner de Fluorescencia de Rayos X AVAATECH XRF II con una corriente de rayos X de 0.5 mA y 10 kV, durante 60 s por cada medida y con una resolución espacial de 5 mm. Se midieron los contenidos en elementos ligeros (Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Mn y Fe), de los cuales no se tuvieron en cuenta el P y Mn, debido a sus bajas concentraciones.

En estas secciones se tomaron muestras de sedimento con un espaciado de 2 cm entre cada una de ellas para análisis de Carbono Orgánico Total (TOC), de 5 cm para análisis mineralógico, $\delta^{13}C_{org}$ en materia orgánica, Sílice Biogénica (Si Bio) (sondeo 1A) y de 10 cm para éste último en el sondeo 5A. El contenido en TOC se midió con un analizador LECO SC144 DR, mientras que la composición mineralógica se caracterizó mediante Difracción de Rayos X con un difractor Philips PW1820. Los valores $\delta^{13}C$ en materia orgánica se calcularon mediante espectrometría de masas convencional, utilizando un IRMS Finnigan MAT 251 y se expresaron en la notación delta relativa al estándar V-PDB. Para el análisis de Si Bio se empleó el método de

extracción alcalina establecido por Müller y Schneider (1993).

El modelo de edad está basado en 17 dataciones de ^{14}C AMS que se calibraron con la curva INTCAL04 (Reimer *et al.*, 2004), seleccionando el intervalo de probabilidad 2σ . La relación edad/profundidad se obtuvo mediante una regresión mixta, tal y como se describe en Morellón *et al.* (2009).

Resultados

Se definieron un total de 10 facies sedimentarias y 2 subfacies, que se agrupan en 4 conjuntos principales: clásticas, orgánicas, carbonatadas y yesíferas (Tabla I) (Morellón *et al.*, 2009). Los sondeos se correlacionaron de acuerdo con estas facies y la secuencia compuesta se construyó con los sondeos 1A (4,5 m superiores) y 5A (5,5 m inferiores). Se delimitaron 7 unidades sedimentarias y 28 subunidades en total, dependiendo de la distribución de dichas facies. La interpretación de los distintos ambientes de depósito para cada facies y su evolución a lo largo de la secuencia permitieron llevar a cabo una estimación de los cambios relativos en el nivel del lago (Tabla I y Fig. 2).

Las variaciones geoquímicas de elementos ligeros responden claramente a la

distribución de facies sedimentarias, diferenciándose 3 tendencias: i) Si, Al, K, Ti y Fe muestran valores más altos en los intervalos dominados por facies clásticas (unidad I y las subunidades II.2, III.2, III.4 y IV.1), ii) el S, asociado a la presencia de facies yesíferas, que presenta valores máximos, aunque variables en la subunidades II.1, III.1, III.3, III.5 y IV.2 y las unidades V y VI; y iii) el Ca, que muestra un comportamiento más complejo, debido a su distinta procedencia (carbonatos autigénicos y detríticos y yeso), y que alcanza valores máximos en intervalos con facies carbonatadas y yesíferas (unidades VII a IV).

El contenido en TOC de la secuencia es variable (2.8% a 6.6%) y relativamente bajo a lo largo de las unidades VII a IV (~2.25%), mientras que las unidades III y II muestran los valores máximos (>20%) en los intervalos dominados por facies 4 y 5 (subunidades III.1, III.3, III.5 y III.7). El TN sigue la misma tendencia que el TOC, oscilando entre el 0 y el 2%, lo que da lugar a un índice TOC/TN en general constante (~13), característico de materia orgánica de origen lacustre y con puntuales influencias de restos vegetales terrestres alóctonos (Meyers y Lallier-Vergès, 1999).

El $\delta^{13}C_{org}$ oscila entre -20 y -35‰, con valores máximos a lo largo de la zona inferior de la secuencia (-20 a 25 ‰ en unidades VII a V), que descienden progresivamente en la zona superior (-30 a -35 ‰ en unidades IV a III). Dado que la relación TOC/TN permanece constante, las variaciones de $\delta^{13}C_{org}$ se interpretan como cambios en la productividad orgánica del lago. Los valores con mayor contenido en ^{13}C se dan en la zona inferior y media de la secuencia (unidades VIII a IV), coincidiendo con el predominio de facies yesíferas y carbonatadas, y son más pesados de lo esperado para algas lacustres (Meyers y Lallier-Vergès, 1999). Estos intervalos representan una menor productividad orgánica debido a la elevada alcalinidad de las aguas, lo que reduce la disponibilidad de CO_2 disuelto y favorece la incorporación de C más pesado, procedente del HCO_3^- (Brenner *et al.*, 1999). Las variaciones en Si Bio oscilan entre el 0% y el 5% en peso, con valores máximos de hasta el 13% y representan cambios en la abundancia de diatomeas y por lo tanto, en la productividad primaria del lago. Las concentraciones son reducidas a lo largo del tramo inferior de la secuencia, con un marcado aumento a partir de la unidad III, coincidiendo con mayores contenidos en TOC y TN y menor $\delta^{13}C_{org}$.

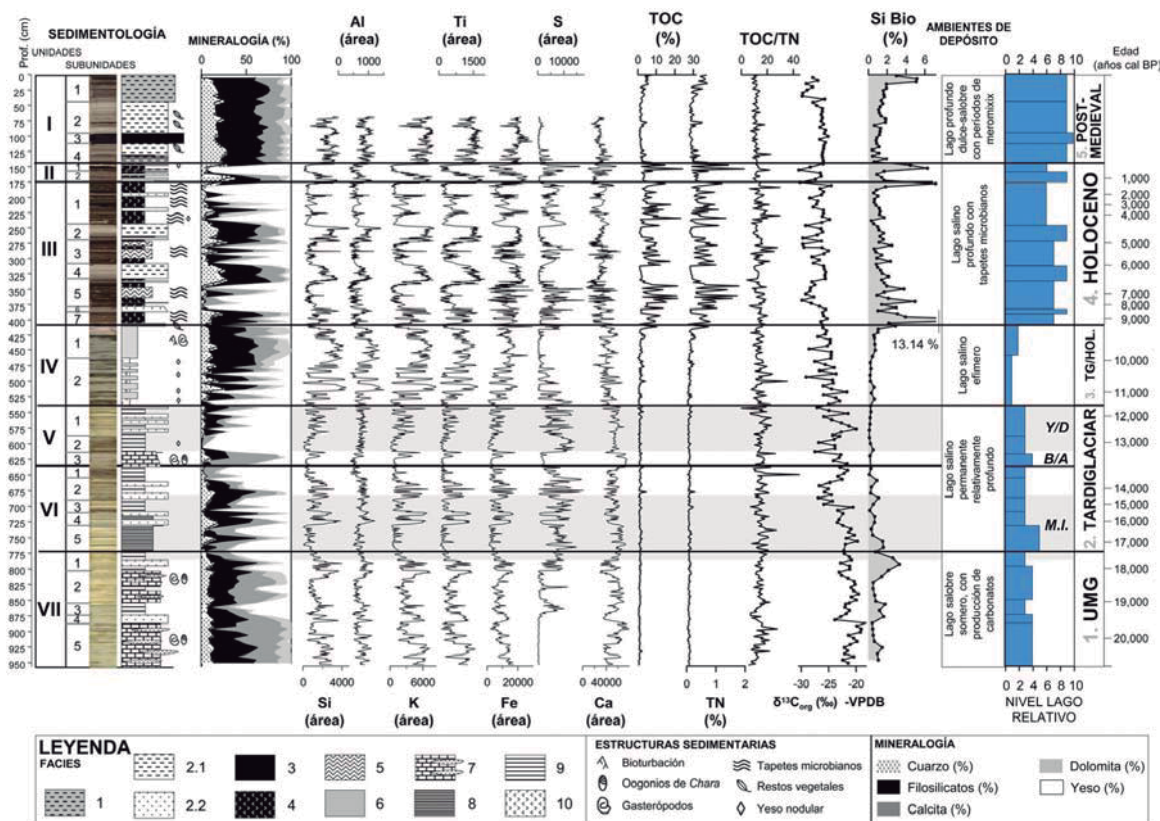


Fig. 2.- Secuencia compuesta del registro del Lago de Estanya, que incluye unidades y subunidades sedimentarias, fotografía del sondeo, perfil sedimentológico, composición mineralógica (ver leyenda); perfiles de geoquímica elemental medida con XRF para Si, Al, K, Ti, Fe, S y Ca (en medidas instrumentales (áreas)); TOC(%); TN(%); TOC/TN; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$; Si Bio (rango 0 - 7.2%); ambientes de depósito; nivel del lago relativo (0-10) y escala temporal derivada del modelo de edad, incluyendo las principales etapas paleoclimáticas (1-5, UMG: Último Máximo Glacial, TG/HOL: Tardiglacial/Holoceno) y eventos de cambios climáticos globales en el Hemisferio Norte (M.I.: "Mystery Interval", B/A: Bölling/Allerød, Y/D: Younger Dryas).

Fig. 2.- Composite sequence for Lake Estanya record, including: sedimentary units and subunits, core image, sedimentological profile, whole sediment mineralogical content (see legend); XRF-derived elemental geochemistry profiles of Si, Al, K, Ti, Fe, S and Ca; TOC(%); TN(%); TOC/TN; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$; Si Bio (0 - 7.2% range); inferred depositional environments; relative lake level (0-10) and age scale derived from the age model, including the main paleoclimatic stages (1-5, UMG: Last Glacial Maximum; TG/HOL: Lateglacial/Holocene) and global, North Hemisphere climate events (M.I.: Mystery Interval, B/A: Bölling/Allerød, Y/D: Younger Dryas).

Discusión

La base de la secuencia es la Unidad VII (21.000 – 18.000 años cal. BP), compuesta mayoritariamente por facies carbonatadas 7 con intercalaciones de facies yesíferas 9 y subfacies clásticas 2.2. Estas secuencias se interpretan como depósitos de lago somero, salobre con producción de carbonatos, con episodios de mayor salinidad y eventos de mayor escorrentía superficial (Fig. 2). Los valores altos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (-20 a -25‰) indican alta alcalinidad y baja productividad, en contraste con el contenido relativamente alto de Si Bio, que refleja una abundancia significativa de diatomeas. Esta situación podría representar la existencia de un sistema hidrológico abierto, en una etapa temprana en la formación del lago o una disponibilidad hídrica a escala regional relativamente alta, tal y como indican otros registros de la Cuenca

central del Ebro (González-Sampériz *et al.*, 2008) y sondeos marinos (Menorca, Frigola *et al.*, 2008).

La producción de carbonatos finaliza hacia el techo de la unidad VII, dando paso a un lago salino cerrado con el depósito de facies 9, y menores concentraciones de Si Bio durante la unidad VI (18.000 – 14.500 años cal. BP). Este período árido coincide aproximadamente con el denominado "Mystery Interval" (MI) (17.500 – 14.500 años cal. BP), una fase fría, causada por el colapso de la circulación profunda en el Atlántico Norte y con un impacto registrado en sondeos marinos alrededor de la PI (Cacho *et al.*, 2001). El depósito de facies laminadas 8, indica anoxia en el fondo y mayor profundidad entre 17.300 y 16.200 años cal. BP, que desciende progresivamente dando paso a la sedimentación de facies 9, indicativas de un ambiente más somero,

coincidiendo con el inicio del evento Heinrich I.

La base de la unidad V (13.500 – 13.300 años cal. BP) está definida por el retorno al depósito de facies 6 y valores superiores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, indicativos de menor salinidad y mayor productividad orgánica, en condiciones de lago salobre con producción de carbonatos. Este período corresponde al interstadial Bölling/Allerød, caracterizado por un aumento en la humedad y las temperaturas como demuestran numerosos registros marinos (Cacho *et al.*, 2001) y continentales (Pérez-Obiol y Julià, 1994) de la PI. El retorno al depósito de facies yesíferas y valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ más negativos reflejan un ambiente salino y somero y por lo tanto, mayor aridez, probablemente asociada al Dryas Reciente.

Las condiciones áridas se mantienen a lo largo de la unidad IV (11.600 – 9.400 años cal. BP), caracterizada por la alter-

Facies	Ambiente de depósito	Nivel lago (relativo)
FACIES CLÁSTICAS		
1 <i>Limos arcillosos negros bandeados</i>	Lago de aguas dulces/salobres, profundo, con estratificación permanente / temporal	9
2 <i>Limos grises bandeados a laminados</i> Subfacies 2.1: intervalos decimétricos laminados a bandeados con contactos regulares y netos Subfacies 2.2: láminas de espesor milimétrico a centimétrico con contactos irregulares constituidas por sedimentos masivos y gradados.	Lago de aguas dulces/salobres, profundo, con estratificación permanente / temporal Avenidas	9
3 <i>Limos arcillosos negros, masivos a laminados</i>	Lago de agua dulce profundo y dimictico	10
FACIES ORGÁNICAS		
4 <i>Sapropel marrón, masivo a laminado con yeso</i>	Lago salino de profundidad moderada	6
5 <i>Tapetes microbianos versicolores finamente laminados con aragonito y yeso</i>	Lago salino profundo con tapetes microbianos	7
FACIES CARBONATADAS		
6 <i>Limos grises masivos carbonatados con restos vegetales, yeso y bioturbación</i>	Lago salino efimero – "mud flat"	2
7 <i>Limos grises carbonatados bandeados a laminados</i>	Lago salobre somero	4
FACIES YESÍFERAS		
8 <i>Limos versicolores laminados con intervalos de yeso, calcita y arcillas</i>	Lago salino de profundidad moderada	5
9 <i>Limos versicolores bandeados con yeso, calcita y arcillas</i>	Lago salino somero	3
10 <i>Yesos amarillos gruesos masivos</i>	Lago salino efimero	1

nancia de facies 10 y 6, depositadas en un lago salino efimero con períodos de desecación e inundación. La bioturbación por raíces demuestra la colonización del fondo de la cuenca por parte de macrófitos asociados a un ambiente somero. El predominio de las facies 6 respecto a las 9 a partir de 9.900 años cal. BP marca un incremento en la disponibilidad hídrica del lago. Posteriormente, el depósito de una capa de restos vegetales en la base de la Unidad III (9.400 – 1.200 años cal. BP) representa un evento de inundación de la cuenca que da paso a condiciones más profundas y mayor humedad, asociadas al Holoceno temprano, que se han registrado también en secuencias marinas (Fletcher y Sánchez Goñi, 2008) y continentales (Pérez-Obiol y Julià, 1994) de la PI.

El depósito de facies laminadas y ricas en materia orgánica y yeso, junto con el marcado aumento en Si Bio, y el descenso en $\delta^{13}C_{org}$, representa el establecimiento de un ambiente lacustre salino mucho más profundo, con alta productividad orgánica y aportes esporádicos de material detrítico en torno a 8.600, 6.200 y 4.800 años cal. BP. La unidad II (1.200 - 750 años cal. BP) representa la transición a condiciones más profundas, interrumpidas por una crisis de aridez definida por un nivel de facies 4, en torno a 800 años cal. BP, probablemente relacionada con la Anomalía Climática Medieval. La unidad superior I (últimos 800 años) refleja condiciones similares a las actuales, con una intensificación en las prácticas agrícolas en la cuenca (Riera *et al.*, 2004), responsable del aumento en los aportes detríticos y de la tasa de sedimentación.

Conclusiones

El registro sedimentario de Estanya está caracterizado por cambios abruptos de facies sedimentarias, controlados por fluctuaciones en la salinidad, los aportes detríticos y la productividad orgánica, y que reflejan a su vez una gran variabilidad hidrológica a lo largo de los últimos 21.000 años.

El Tardiglacial y, especialmente, el MI (17.500 – 14.500 años cal. BP), el YD (13.300 – 11.600 años cal. BP) y la transición al Holoceno (11.600 – 9.400 años cal. BP) están caracterizados por una mayor aridez, con condiciones someras, alta salinidad y baja productividad orgánica, mientras que los últimos 9.400 años (Holoceno) en la historia de la laguna indican una mayor disponibilidad hídrica coincidiendo con otras secuencias de la Península Ibérica.

Agradecimientos

Esta investigación se ha financiado con los proyectos LIMNOCAL (CGL2006-13327-C04-01) y GRACCIE (CSD2007-00067), concedidos por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT), y a través del proyecto multidisciplinar PM073/2007, concedido por la Diputación General de Aragón (DGA).

Referencias

- Alonso, M. (1998). *Limnetica*, 15, 1-176.
 Ávila, A., Burrell, J.L., Domingo, A., Fernández, E., Godall, J. y Llopart, J.M. (1984). *Oecologia aquatica*, 7, 3-24.
 Brenner, M., Whitmore, T.J., Curtis, J.H., Hodell, D.A. y Schelske, C.L. (1999).

Tabla I.- Descripción sedimentológica, interpretación de los correspondientes ambientes de depósito y nivel del lago relativo correspondiente a cada una de las diferentes facies y sub-facies definidas para la secuencia sedimentaria del Lago de Estanya.

Table I.- Sedimentological descriptions, inferred depositional environment and relative lake level estimation for the different facies and sub-facies defined for the Lake Estanya sedimentary sequence.

- Journal of Paleolimnology*, 22(2), 205-221.
 Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbañfi, L., Shackleton, N.J., Schonfeld, J. y Zahn, R. (2001). *Paleoceanography*, 16(1), 40-52.
 Fletcher, W.J. y Sánchez Goñi, M.F. (2008). *Quaternary Research*, 70(3), 451-464.
 Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. y Grimalt, J.O. (2008). *Quaternary International*, 181(1), 88-104.
 González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Morellón, M., Navas, A., Machín, J. y Delgado-Huertas, A. (2008). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(2-3), 157-181.
 Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.) (2001). *Tracking Environmental Change using Lake Sediments. Developments in Paleo-environmental Research Series*. Kluwer Academic Publishers, Norwell, MA, U.S.A., 1748 p.
 López-Vicente, M. (2007). *Erosión y redistribución del suelo en agroecosistemas mediterráneos: Modelización predictiva mediante SIG y validación con ¹³⁷Cs (Cuenca de Estaña, Pirineo Central)*. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 212 p.
 Meyers, P.A. y Lallier-Vergès, E. (1999). *Journal of Paleolimnology*, 21, 345-372.
 Morellón, M., Valero-Garcés, B., Moreno, A., González-Sampériz, P., Mata, P., Romero, O., Maestro, M. y Navas, A. (2008). *Quaternary International*, 181, 15-31.
 Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Schnellmann, M., Moreno, A., Mata, P., Rico, M. y Corella, J.P. (2009). *Sedimentology, in press*.
 Müller, P.J. y Schneider, R. (1993). *Deep-Sea Research I*, 40(3), 425-444.
 Pérez-Obiol, R. y Julià, R. (1994). *Quaternary Research*, 41(1), 91-98.
 Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. y Weyhenmeyer, C.E. (2004). *Radio-carbon*, 46(3), 1029-1058.
 Riera, S., Wansard, R. y Julià, R. (2004). *Catena*, 55, 293-324.
 Teixell Cacharo, A. (2000). *Investigación y Ciencia*, 288, 54-65.