

Significado de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en paleosuelos carbonatados. Mioceno de la Cuenca de Madrid

V. P. Wright* y A. M. Alonso Zarza**

(*) PRIS. University of Reading. Reading RG 6 2AB., U.K.

(**) U.E.I. Petrología. Inst^o Geología Económica. CSIC-U.C.M. 28040 Madrid.

ABSTRACT

Carbon and oxygen isotope analyses from pedogenic carbonates of the N and NE areas of the Madrid Basin show ranges of $\delta^{13}\text{C}$ from -10 to -5.5 and $\delta^{18}\text{O}$ from -9.2 to -3.5 in the N area and $\delta^{13}\text{C}$ from -8.2 to -5.5 and $\delta^{18}\text{O}$ from -8 to -4 in the NE one. Differences between calcretes and shallow lake carbonates in the N area are related to differences in the evaporation rate, possible vegetation type and ground-water influence of the adjacent lake system. In the NE area a pedogenetic trend is observed and lighter values are indicative of a higher degree of pedogenetic alteration. Differences between the studied areas may indicate distinct vegetation types or a slight contamination by marine carbonates. In this paper we try to show how the interpretation of the isotopic composition of calcretes is particularly difficult in view of the large number of factors which may such values.

Palabras clave: Isótopos, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, paleosuelos, carbonatos, vegetación, evaporación.

Key words: Isotopes, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, paleosols, carbonates, vegetation, evaporation.

Geogaceta, 11 (1992), 61-63.

ISSN: 0213683X

Introducción

La interpretación de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de los carbonatos generados en perfiles edáficos es particularmente difícil debido al gran número de factores que la condicionan (Wright & Tucker, 1991). Entre dichos factores hay que citar la temperatura, tipo e importancia de la cobertura vegetal, composición del agua de lluvia, grado de evaporación, contaminación por carbonatos preexistentes... (Salomons *et al.*, 1977, Salomons y Mook, 1986, Cerling, 1984). Trabajos recientes han intentado, además, relacionar dicha composición con los valores de la presión de CO_2 atmosférica en épocas anteriores al Mioceno Superior (Cerling, 1991; Wright & Vanstone, 1991). En el presente trabajo discutiremos el significado de la composición isotópica obtenida en distintos paleosuelos carbonatados del Mioceno medio (Unidad Intermedia) de las zonas N y NE de la Cuenca de Madrid (fig. 1).

Las muestras utilizadas en los análisis se extrajeron a partir del ejem-

plar de mano por medio de un torno. El polvo obtenido se hizo reaccionar con ácido fosfórico, analizándose el CO_2 desprendido mediante un espectrómetro de masa serie 2, VG SIRA Isogas. Los resultados obtenidos se corrigieron siguiendo los procedimientos estándar.

Situación y composición isotópica de los paleosuelos de la zona norte

En esta zona los paleosuelos carbonatados se desarrollan sobre las facies distales de abanicos arcósicos abastecidos a partir de los materiales graníticos del Sistema Central. Los paleo-

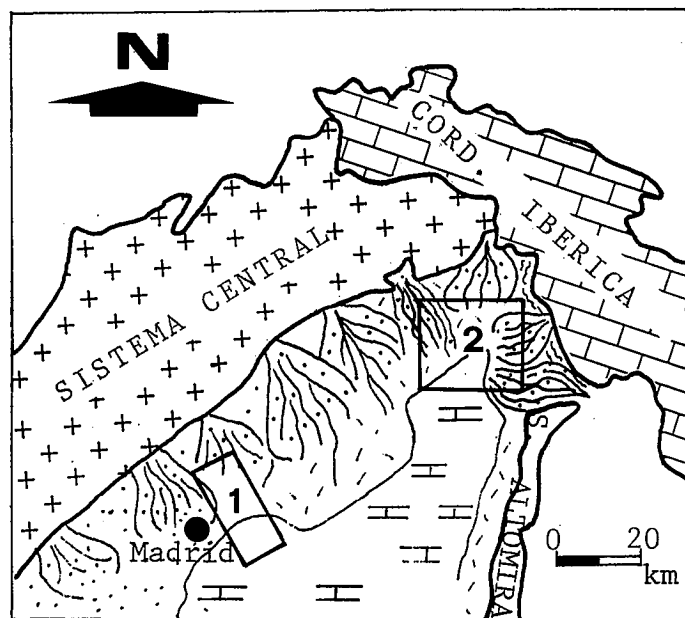






Fig. 1.—Situación y esquema paleogeográfico de las zonas estudiadas dentro de la Cuenca de Madrid. 1: Zona Norte. 2: Zona Noreste.

Fig. 1.—Location map and paleogeographical sketch of the studied areas. 1: Northern Area. 2: Northeastern Area.

-  Abanicos aluviales
-  Llanuras de inundación
-  Depósitos de ladera
-  Area lacustre

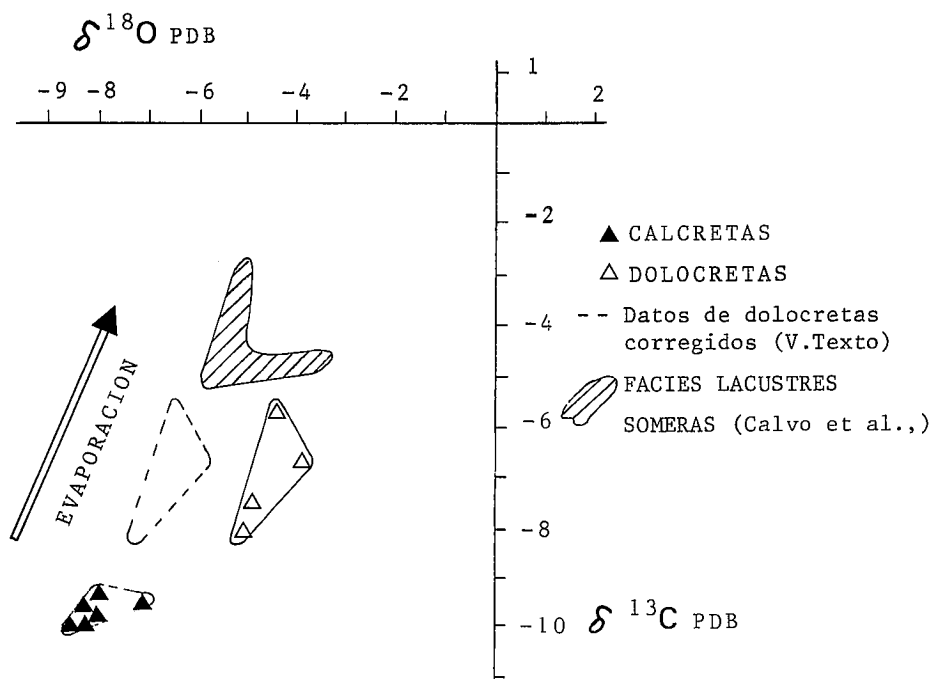


Fig. 2.—Representación de los valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de la zona Norte.

Fig. 2.— $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ plot for samples of the northern area.

suelos aparecen intercalados entre arcillas pardas y niveles de arcosas finas (Alonso *et al.*, 1986). La sucesión evoluciona lateralmente a depósitos lacustres marginales constituidos por arcillas verdes y dolomicritas nodulares. Las calcretas-dolocretas, en esta zona, se sitúan formando una franja, 1 a 1,5 km. de anchura, intercalada entre los depósitos distales de los abanicos y el margen lacustre (Alonso *et al.*, 1986; Alonso Zarza *et al.*, 1992). Las muestras analizadas dentro de este ámbito corresponden tanto a dolocretas, situadas paleogeográficamente muy próximas al margen lacustre, como a calcretas desarrolladas en áreas algo más alejadas de éste. Los datos obtenidos se han comparado con los obtenidos por Calvo *et al.*, *in prep.*) en las facies marginales lacustres.

Las calcretas de la zona N (área de Paracuellos) muestran valores isotópicos muy negativos (fig. 2) que reflejan la influencia de aguas meteóricas muy ligeras, así como de carbono orgánico procedente tanto de la materia orgánica del suelo, como del CO_2 producido en el suelo por respiración. Estos valores tan negativos del $\delta^{13}\text{C}$ son indicativos de la presencia de plantas tipo C_3 (Cerling, 1984;

Wright y Vanstone, 1991) en el suelo. Los valores de oxígeno y carbono son menos negativos en las dolocretas que en las calcretas. Puesto que la precipitación de dolomita conlleva un fraccionamiento hacia valores de oxígeno más pesados, habría que corregir los valores de las dolocretas y desplazarlos aproximadamente un 20‰ hacia valores más negativos (fig. 2) (Tucker & Wright, 1990), no obstante la tendencia obtenida se mantiene. Mayores tasas de evaporación en estas áreas, que favorecen un aumento en la relación Mg/Ca, junto con la influencia de aguas subterráneas conectadas con el lago adyacente pueden explicar esta variación. La presencia de analcima (Alonso *et al.*, 1986), cuya génesis en estos suelos se ha asociado a la influencia de aguas subterráneas (Nettleton y Peterson, 1983), así como de esmectitas magnesianas apoyan esta idea. Un menor grado de actividad biológica o la presencia en estas áreas de vegetación algo diferente (CAM o C_4) pudieron también influir en los valores obtenidos (Cerling, 1984; Wright y Vanstone, 1991; Wright y Tucker, 1991).

Por último y teniendo en cuenta los valores obtenidos en áreas lacustres adyacentes (Calvo *et al.*, *in prep.*) se

observa a lo largo del área de Paracuellos un cambio hacia valores isotópicos más pesados, que reflejan una tendencia general a condiciones o zonas de mayor evaporación (Cerling, 1984; Salomons y Mook, 1986), cada vez con mayor influencia de aguas lacustres.

Situación y composición isotópica de los paleosuelos de la zona NE

En la zona NE los paleosuelos aparecen bien representados en una amplia variedad de ambientes que comprenden desde abanicos aluviales a sistemas lacustres (Alonso Zarza *et al.*, 1992). El área fuente de dichos materiales lo fueron las formaciones sedimentarias de la Cordillera Ibérica. Las muestras analizadas corresponden a paleosuelos desarrollados en: depósitos de ladera, zonas medias de inundación, charcas carbonatadas efímeras y márgenes lacustres.

En este área los valores más negativos (fig. 3) corresponden a las calcretas desarrolladas sobre facies de llanura de inundación y depósitos de ladera. Los valores de oxígeno denotan una influencia de oxígeno meteórico y con respecto a los de carbono se deduce un alto enriquecimiento en ^{12}C procedente del CO_2 de respiración del suelo. Los carbonatos palustres de estas zonas muestran valores muy semejantes de oxígeno y algo diferentes de carbono (más pesados) indicando una menor influencia del CO_2 del suelo. Mayores tasas de evaporación se producen en zonas de charcas efímeras que se desarrollan dentro de la llanura de inundación, lo que conlleva un mayor fraccionamiento hacia composiciones isotópicas más pesadas (Oberhänsli y Allen, 1987). Consideración aparte merecen los paleosuelos desarrollados sobre depósitos de abanico aluvial, en este caso las calcretas han cementado y reemplazado arenas formadas esencialmente por granos de carbonatos mesozoicos. La contaminación por carbonatos marinos explicaría los valores menos negativos observados en estas calcretas, al igual que se ha descrito para calcretas Cuaternarias (Amundson *et al.*, 1989; Rabenhorst *et al.*, 1984). En definitiva, en esta zona NE se observa una tendencia al enriquecimiento en isótopos más lige-

ros hacia las zonas que han sufrido una pedogénesis mayor. Una tendencia similar ha sido reconocida por Platt (1989) en carbonatos palustres de la Cuenca de Cameros.

Discusión. Comparación entre las dos áreas estudiadas

En general, se observa que los paleosuelos de la zona N presentan valores isotópicos más ligeros que los de la zona NE. Este hecho, nos resulta algo contradictorio, ya que el análisis de las sucesiones sedimentarias de ambas zonas y el estudio específico de sus paleosuelos (Alonso *et al.*, 1986; Alonso Zarza *et al.*, 1992) nos han permitido deducir el carácter algo más húmedo de la zona NE y por tanto esperábamos valores isotópicos más ligeros en los paleosuelos de esta zona. Los resultados obtenidos pueden reflejar, a la vista de que las variaciones son mayores con respecto al carbono que al oxígeno, diferencias en el tipo de vegetación, hecho muy factible si tenemos en cuenta el distinto ambiente deposicional en que se formaron unos y otros paleosuelos. Así, es muy posible que en las zonas más distales de los abanicos, relativamente cercanas a los márgenes lacustres se desarrollara una vegetación arbórea con individuos de tamaño no muy elevado (plantas C₃), mientras que en las llanuras de inundación de la zona NE se desarrollara una vegetación esencialmente herbácea (C₄). Hemos de señalar, sin embargo, que los datos paleoecológicos de que disponemos (Sesé *et al.*, 1985; Sesé *et al.*, 1990) no nos permiten corroborar dicha hipótesis. Por otra parte, también es posible una cierta contaminación por carbonatos marinos en la zona NE.

Por último, pensamos que la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de los carbonatos generados en perfiles edáficos es un elemento más a la hora de reconstruir las condiciones de formación de dichos perfiles y el significado de los mismos dentro del ambiente sedimentario en que se generaron. Sin embargo, la interpretación de los valores obtenidos no es siempre sencilla debido a los numerosos factores que intervienen. En algunos casos, como en el estudiado, los resultados obtenidos pueden pa-

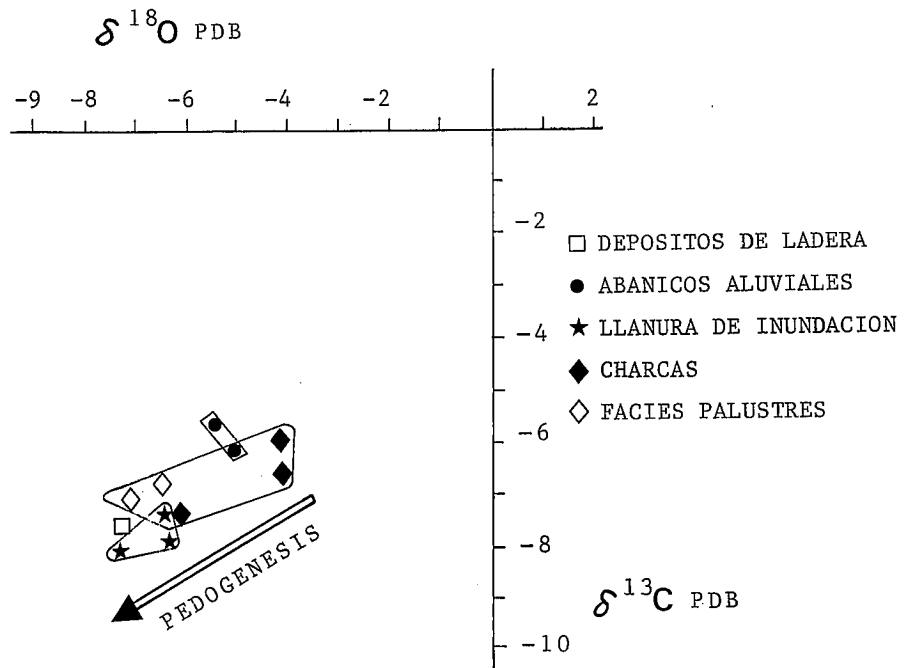


Fig. 3.—Representación de los valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de la zona Noreste.

Fig. 3.— $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ plot for samples of the northeastern area.

recer inicialmente contradictorios con los hechos observados, lo cual hace aún más difícil su interpretación.

Agradecimientos

Expresamos nuestro más sincero agradecimiento a Mike Issacs de la Universidad de Reading por los análisis de isótopos estables. Este trabajo es la contribución nº 198 del P.R.IS. y estuvo financiado por el proyecto PB-89-0032 de la CICYT.

Referencias

- Alonso, A. M.; Calvo, J. P. y García del Cura, M. A. (1986): *Estudios Geol.*, 42, 79-101.
- Alonso Zarza, A. M.; Wright, V. P.; Calvo, J. P. y García del Cura, M. A. (1992): *Sedimentology*, 39, 17-35.
- Amundson, R. G.; Chadwick, O. A.; Soewers, J. M. y Doner, H. E. (1989): *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 53, 201-210.
- Calvo, J. P.; Jones, B. F.; Bustillo, M.; Fort, R.; Alonso Zarza, A. M. y Kendall, C. (*in prep.*).
- Cerling, T. E. (1984): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, 229-240.
- Cerling, T. E. (1991): *Amer. Jour. Sci.* 291, 337-400.
- Nettleton, W. D. y Petterson, F. F. (1983): En: *Pedogenesis and soil Taxonomy*. Elsevier, p. 165-215.
- Oberhänsli, H. y Allen, P. A. (1987): *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 60, 59-75.
- Platt, N. H. (1989): *Sedimentology*, 36, 665-684.
- Rabenhorst, M. C.; Wilding, L. P. y West, L. T. (1984): *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 125-132.
- Salomons, W. y Mook, W. G. (1977): *Earth Surf. Proc.*, 3, 47-57.
- Salomons, W.; Goudie, A. S. y Mook, W. G. (1986): En: *Handbook of environmental Geochemistry*, vol. 2, 239-269. Elsevier.
- Sesé, C.; López, N. y Herráez, E. (1985): En: *Geología y Paleontología del Terciario Continental de la Provincia de Madrid*. pp. 29-39. CSIC.
- Sesé, C.; Alonso Zarza, A. M. y Calvo, J. P. (1990): *Estudios Geol.*, 46, 433-451.
- Tucker, M. E. y Wright, V. P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Sci. Pub. 383-384 pp.
- Wright, V. P. y Tucker, M. E. (1991): *IAS Reprint Vol. 2*, 1-22.
- Wright, V. P. y Vanstone, S. (1991): *Jour. Geol. Soc., London*, 148, 945-947.

Recibido el 1 de octubre de 1991
Aceptado el 25 de octubre de 1991