

Procesos geotérmicos causados por la circulación del agua subterránea en el contacto entre la Sierra de Cameros y la Depresión Terciaria del Ebro

Geothermal processes caused by groundwater circulation along the contact between the Cameros Chain and the Ebro Tertiary Basin

P. Coloma López, J. A. Sánchez Navarro y F. J. Martínez Gil (*)

(*) Cátedra de Hidrogeología. Departamento de Ciencias de La Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA.

ABSTRACT

The practically important part of geothermal systems belong to the convective type where the thermal energy is transported by movement of groundwater. Both geothermics and hydrology (aquifer geometry and groundwater flow patterns) should be in very close cooperation at the interpretation of geothermal anomalies. In this work it is show an example: the geothermal processes along the Cameros Chain/Ebro Tertiary Basin contact.

Key words: *geothermal systems, convective, groundwater, Cameros Chain/Ebro Tertiary Basin contact.*

*Geogaceta, 20 (3) (1996), 749-752
ISSN: 0213683X*

Introducción. Anomalías geotérmicas debidas al flujo de aguas subterráneas

En el contacto entre la parte oriental de la Sierra de Cameros y la Depresión Terciaria del Ebro existen unas manifestaciones geotérmicas que corresponden esencialmente a los manantiales termales de Baños de Fitero (Navarra) y Arnedillo (La Rioja). En este trabajo se relacionan estas manifestaciones geotérmicas con el sistema de circulación regional de aguas subterráneas, explicando su génesis.

De acuerdo con Alföldi, Gálfi y Liébe (1985) las anomalías del gradiente geotérmico causadas por la circulación de aguas subterráneas pueden dividirse en tres grandes tipos: causadas por flujos regionales, causadas por infiltración intensa en áreas montañosas (normalmente kársticas) y causadas por circulación en sistemas cerrados.

Las anomalías causadas por flujos de agua subterránea de carácter regional son características de grandes cuencas sedimentarias; en ellas la infiltración del agua transporta el calor desde las zonas de borde o elevadas (zonas de recarga) hasta las zonas de descarga, transportándose el calor tanto por mecanismos de conducción como de convección.

Ejemplos de este tipo de anomalías se encuentran frecuentemente en la bibliografía: Eckstein (1979) sobre Israel; Dövényi *et al.*, (1983) para la cuenca de Pannonia en Hungría; Gosnold (1985) en Dakota del Norte (USA); Bodmer & Ribach (1985) estudian los

flujos profundos regionales y locales y sus implicaciones en el foreland de los Alpes Suizos; Fernández y Banda (1989) explican la mayoría de la anomalías geotérmicas de Cataluña como debidas a la circulación de las aguas subterráneas.

Garven & Freeze (1984) y Smith & Chapman (1985) han modelizado las anomalías del gradiente geotérmico relacionadas con el movimiento del agua subterránea en cuencas sedimentarias, demostrando que en las áreas de recarga el gradiente es negativo y en las de descarga positivo. En modelos similares al que nos ocupa, con un potente acuitardo suprayacente a un acuífero de permeabilidad importante, demuestran como el gradiente geotérmico se modifica de forma importante, creándose fuertes anomalías geotérmicas negativas ligadas a zonas de recarga y fuertes anomalías geotérmicas positivas ligadas a zonas de descarga.

Las anomalías geotérmicas del contacto Ibérica/Depresión del Ebro

En el contacto entre la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa) y la Depresión Terciaria del Ebro, Martínez Gil *et al.*, (1989) también indican la existencia de anomalías geotérmicas positivas, aunque aportan únicamente datos de temperatura de emergencia de las aguas subterráneas; San Román (1994) realiza para dicho contacto el mapa de anomalías del gradiente geotérmico abarcando el interfluvio

Queiles-Jalón, para las zonas de recarga da valores menores de 20 mW/m², mientras que para las zonas de descarga los valores del flujo geotérmico puede alcanzar hasta 100 mW/m².

Para el área que nos ocupa, Albert Beltrán (1979) establece a partir de los registros de sondeos petrolíferos corregidos el mapa de gradientes geotérmicos de Navarra, señala la existencia de una anomalía positiva, tanto geotérmica como de contenido en sílice, en el valle del Ebro (margen derecha de la Ribera Navarra), la atribuye a la circulación de flujos de agua a través de los materiales margo-evaporíticos del Keuper que surgen bien a través de fracturas en el contacto Cameros/Ebro (manantiales de Baños de Fitero) o a través de los materiales terciarios en la margen derecha de la Ribera Navarra. Para el contacto Ibérica/Ebro calcula valores del flujo geotérmico de 92 mW/m², (mientras que el flujo geotérmico normal es de 60 mW/m²).

La estructura profunda

El conocimiento del funcionamiento hidrogeológico de este sector del dominio ibérico ha sido posible gracias a la realización de modernos perfiles de sísmica de reflexión profunda para prospección de hidrocarburos que unido a la existencia de sondeos petrolíferos y de investigación/captación de aguas subterráneas han permitido interpretar la estructura subsuperficial, factor condicionante del sistema de flujos existente.

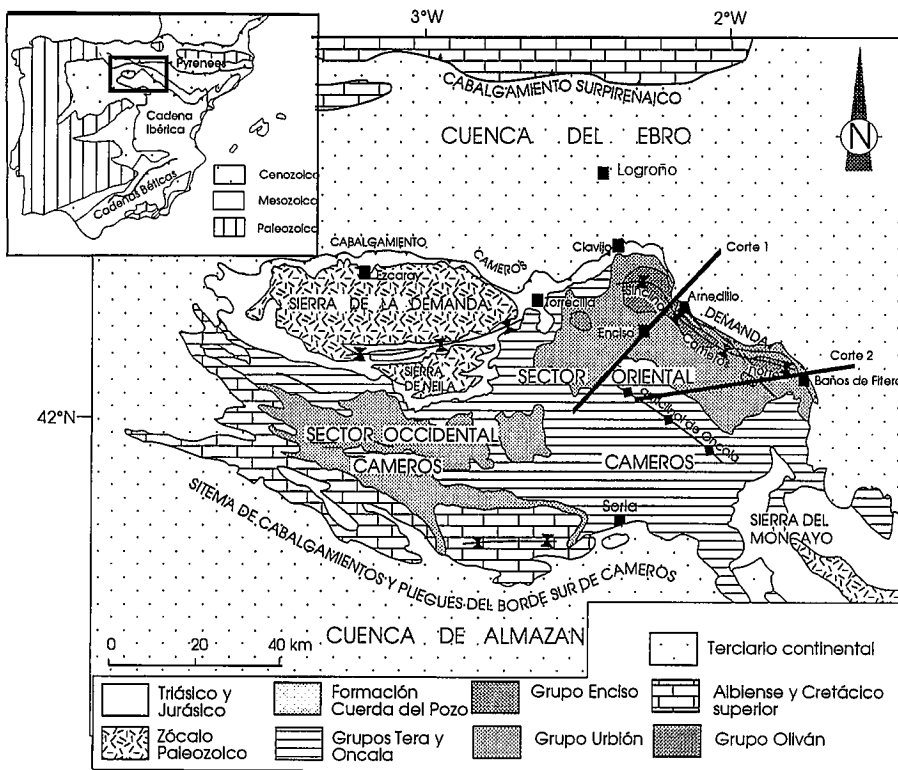


Figura 1.- Situación geológica de las manifestaciones termales

Figure 1.- Geological setting of geothermal processes

La estructura actual del macizo de Cameros-Demanda es el resultado de la inversión completa de la serie mesozoica, de forma que la unidad de Cameros cabalga sobre los materiales terciarios de la Depresión del Ebro, cuyo desplazamiento está en torno a los 30 km. La geometría general es de una rampa suave en el bloque inferior, con buzamiento de unos 12°, y un rellano continuo de bloque superior, situado en los niveles plásticos del Triásico superior (facies Keuper) (Casas, 1993).

La unidad cabalgante de Cameros incluye tanto el jurásico marino como las facies Weald; estas últimas constituyen el relleno de la Cuenca de Los Cameros; se trata de una potente serie sedimentaria de unos 5000 m de espesor (Mas *et al.*, 1993) consecuencia de la fuerte subsidencia sufrida durante su formación. La serie sedimentaria corresponde a depósitos continentales fluviodeltaicos de carácter tanto carbonatado como detrítico; la división más utilizada es la de Tischer (1969) que dividió el relleno de la cuenca en cinco grupos estratigráficos (Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván) alternativamente detríticos y carbonatados, siendo característico los frecuentes y rápidos cambios de facies y variaciones en el espesor. La cuenca tiene una estructura de sinclinal laxo, presentando las mayores deformaciones en el borde NE, coincidiendo con el frente de cabalgamiento; el interior de la unidad cabalgante es una zona poco deformada, destacando pliegues de grandes dimensiones.

Funcionamiento hidrogeológico. Manifestaciones geotérmicas en el contacto Cameros/Ebro

Las manifestaciones geotérmicas del contacto se ubican en las cuencas más orientales (Cidacos y Alhama) y son básicamente los manantiales termales de Baños de Fitero y Arnedillo. El hecho de que estas manifestaciones se den sólo en las cuencas orientales se debe a condicionantes estructurales, ya que el contacto se encuentra mucho más verticalizado, provocando un rápido ascenso desde niveles profundos (2000-2500 m) hasta la superficie; el carácter termal también se debe a la existencia de las facies Keuper en el contacto que impide por una parte la mezcla con aguas de infiltración reciente y la pérdida importante de calor, al ser materiales de baja conductividad calorífica (Coloma, 1995; Coloma *et al.*, 1995a). En las cuencas occidentales del dominio camerano (Leza e Iregua) el contacto es mucho más tendido favoreciendo los procesos de mezcla con aguas más frías (superficiales) y la pérdida de calor por circulación a niveles más superficiales.

En la cuenca del río Alhama las manifestaciones geotérmicas corresponden a los manantiales de los Baños de Fitero: manantial del Balneario Virrey Palafox, de 18 l/s y temperatura de surgencia de 46,5°C, manantial del Balneario G.A. Becquer, de 30 l/s y temperatura de surgencia de 48,5 °C, además existe

otro pequeño manantial próximo de 0,5 l/s que surge a 31 °C; estos manantiales surgen en el contacto entre el Jurásico marino y el Keuper en el punto en el que el río Alhama intersecta el contacto, a cotas comprendidas entre 490 y 495 m. Además la descarga termal también se produce a través de los materiales terciarios. En el cercano Barranco de los Cantares (interfluvio Alhama/Cidacos) existe una manifestación termal que corresponde a una oquedad por la que surge aire caliente (a una cota de 650 m); su ubicación es similar, en el contacto entre el Jurásico y el Keuper.

En la cuenca del río Cidacos la descarga se produce del mismo modo, allí donde el cauce fluvial intersecta al contacto entre el Jurásico y el Keuper. Se trata de los manantiales termales de los Baños de Arnedillo, son varias surgencias que totalizan un caudal de 10 l/s con una temperatura de surgencia de 52 °C; además, en el propio río Cidacos se ubican las denominadas «pozas» de agua caliente en las que el agua surge a 49°C y que totalizan un caudal de 12 l/s. La cota de estos manantiales varía entre 700 y 730 m. Los flujos son en parte transferidos al Terciario y si bien no presentan carácter termal en surgencia, la hidroquímica demuestra que están relacionados con flujos profundos (Coloma, 1995; Coloma *et al.*, 1995 a).

Hay que señalar que además de estos aportes, existen otros de carácter difuso que se producen directamente en los ríos, difícilmente identificables como termales, aunque en el río Alhama se ha localizado una zona en la que se producen aportes termales, unos 200 metros más abajo del contacto cabalgante.

Los cortes hidrogeológicos de la figura 2 (corte 1: corte del río Cidacos; corte 2: corte del río Alhama) muestran el funcionamiento hidrogeológico de la Sierra de Cameros (sector oriental) pudiendo observarse el sistema de flujo que da lugar a las surgencias termales.

En función del comportamiento hidrogeológico diferenciamos entre la facies Keuper, el Jurásico marino, las facies Weald y el Terciario.

La facies Keuper de naturaleza margo evaporítica funciona como sustrato impermeable de los flujos regionales, constituyéndose como barrera hidráulica en el frente de cabalgamiento.

El Jurásico marino alberga litologías diversas, predominando las calizas, brechas y carnioles; está estructurado en tres niveles, el inferior, que corresponde al Grupo Renales (fms. Dolomías de Imón, Carnioles de Cortes de Tajuña y Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas) con una potencia comprendida entre 100 y 200 metros y con características de acuífero; el Grupo Ablanquejo (fms Margas del Cerro del Pez, Calizas Bioclásticas de Barahona y Margas y Calizas de Turmiel) de unos 200 metros de potencia y con carácter impermeable y el Dogger y Malm (fms. Carbonatada de Chelva, Calizas Negras de Al-

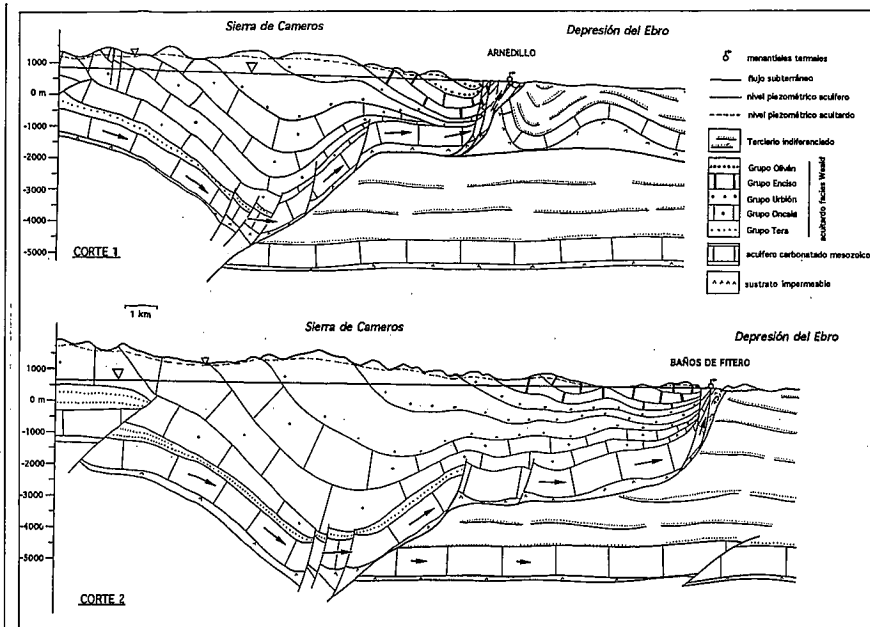


Figura 2.- Cortes hidrogeológicos mostrando el funcionamiento hidrogeológico y las áreas de descarga de los flujos termalés en los ríos Cidacos (Arnedillo, corte 1) y Alhama (Baños de Fitero, corte 2)

Figure 2.- hydrogeological cross-sections showing the groundwater patterns and the discharge areas at the Cidacos (Arnedillo, cross-section 1) and Alhama (Baños de Fitero, cross-section 2) rivers

dealpozo y Calizas con Corales de Torrecilla en Cameros) con una potencia comprendida entre 50 y 400 m y de carácter permeable. Por tanto el Jurásico marino está estructurado en dos unidades permeables separadas por una impermeable, si bien existe conexión hidráulica entre las dos unidades, debido a la intensa fracturación que les afecta como consecuencia de la extensión sufrida durante la formación de la cuenca cretácica; de manera que toda esta serie de formaciones permeables conectadas hidráulicamente constituyen el nivel de drenaje regional de la Cordillera Ibérica (Sánchez Navarro *et al.*, 1992; Coloma, 1995; Coloma *et al.*, 1995a) a través del que se canalizan los flujos regionales.

Las facies Weald son poco permeables, si bien algunos tramos de los grupos Tera y Oncala pueden considerarse acuíferos. La baja permeabilidad de estos materiales queda patente por la presencia de un gran número de pequeños manantiales en las mismas ubicados generalmente en el fondo de los barrancos. El comportamiento hidráulico es el de acuitardo.

El Terciario continental se considera prácticamente impermeable o poco permeable a la escala de trabajo. La recarga tiene lugar por infiltración del agua de lluvia en los materiales jurásicos, por la pérdida de agua que sufren ríos y barrancos al atravesarlos y -el componente más importante- a través de las transferencias subterráneas de las facies Purbeck-Weald; el agua infiltrada en el acuitardo es transferida en parte al

acuífero subyacente mesozoico que se halla a gran profundidad y que hace de «dren de fondo» de los materiales suprayacentes; este hecho, de acuerdo con Garven & Freeze (1984), modifica totalmente el gradiente geotérmico creando fuertes anomalías geotérmicas en las zonas de descarga, es decir en el contacto Cameros/Ebro; dando lugar a las surgencias termalés.

La descarga se produce a través de varias surgencias localizadas tanto en los cauces de los ríos principales como en los barrancos que atraviesan los interfluvios a una cota variada que oscila entre 490 y 710 metros. La principal zona de descarga es el contacto entre la Sierra de Cameros y la Depresión del Ebro; la complejidad estructural provoca que los manantiales presenten características de caudal, composición y temperatura muy variadas entre las que se encuentran los manantiales termalés referidos anteriormente.

Procesos hidrogeoquímicos

Los datos hidrogeoquímicos tienen gran importancia en la diagnosis de anomalías del gradiente geotérmico (Erdélyi & Liebe, 1977). Los aspectos geoquímicos de los manantiales termalés de Baños de Fitero y Arnedillo han sido tratados por Auque *et al.* (1988); Coloma (1995) y Coloma *et al.*, (1995 a, b), constatando la existencia de fenómenos de mezcla y la asociación de las aguas termalés a los materiales calcáreo-evaporíticos en facies Keuper. Fernández *et al.*, (1988) aplican varias

técnicas geotermométricas a las aguas termalés, concluyendo que los valores más probables de temperatura en profundidad oscilan entre 70 y 80 °C.

Las elevadas concentraciones (entre 4500 y 7500 mg/l de residuo seco), la composición predominante clorurada sódica (son aguas geoquímicamente bien diferenciadas), el carácter termal; la constancia tanto de caudal como de temperatura así como de composición química y el bajo contenido en tritio (IGME, 1982; ITGE, 1990) que presentan esas surgencias indican por un lado su procedencia profunda y por otro largos periodos de residencia del agua en el acuífero compatible con el modelo de funcionamiento hidrogeológico propuesto. En el diagrama de Piper de la figura 3 hemos representado las surgencias termalés de Baños de Fitero y Arnedillo así como otras no termalés correspondientes al acuífero carbonatado mesozoico además hemos representado la evolución geoquímica que es la típica en cuencas sedimentarias -desde aguas bicarbonatas cálcicas a sulfatadas cálcicas y a cloruradas sódicas-; también se observa bien como las surgencias de Baños de Fitero están menos diferenciadas geoquímicamente situándose en una hipotética línea de mezcla entre aguas sulfatadas cálcicas y cloruradas sódicas como las de Arnedillo; por lo que es muy probable la existencia de mezcla de aguas en Baños de Fitero. A este respecto es importante señalar que las determinaciones de tritio realizadas (IGME, 1982; ITGE, 1990) no son concluyentes, lo que induce también a pensar que la mezcla debe implicar un bajo porcentaje de aguas de infiltración reciente (como cabe esperar al mantenerse los rangos de composición química y temperatura bastante constantes).

Por otra parte, las anomalías en contenido en sílice señaladas por Albert Beltrán (1979) como indicadoras de anomalías geotérmicas en relación con la Ribera Navarra del Ebro quedan explicadas con este modelo de funcionamiento hidrogeológico en el que el agua ascendería desde niveles profundos (ver Figura 2, corte 2).

Conclusiones

Se han caracterizado las anomalías geotérmicas ubicadas en el contacto entre la Sierra de Cameros y la Depresión del Ebro como debidas a la circulación del agua subterránea.

El moderno conocimiento de la estructura profunda del contacto Cameros/Ebro nos ha permitido proponer un modelo conceptual del flujo subterráneo que se produce a gran profundidad y a través del acuífero carbonatado mesozoico.

Las facies Weald -caracterizadas como acuitardo- juegan un papel preponderante en la recarga del acuífero.

La evolución hidrogeoquímica es la típica

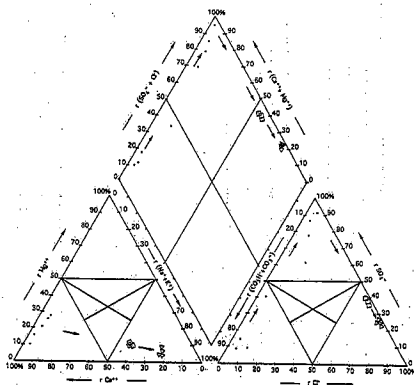


Figura 3.- Diagrama de Piper-Hill-Langelier de las surgencias termales de Arnedillo (triángulos); Baños de Fitero (cuadrados) y otras no termales (círculos) correspondientes al acuífero carbonatado mesozoico (flechas: evolución geoquímica).

Figure 3.- Piper-Hill-Langelier diagram showing the thermal springs of Arnedillo (triangles); Baños de Fitero (squares) and non-thermal springs (circles) of the mesozoic carbonated aquifer (arrows: geochemical evolution).

en cuencas sedimentarias -desde aguas bicarbonatadas cálcicas a sulfatadas cálcicas y a cloruradas sódicas- poniéndose de manifiesto una probable existencia de mezcla con aguas de infiltración más reciente en Baños de Fitero.

Agradecimientos

A A.M. Casas Sainz (Universidad de Zaragoza) por facilitarnos los perfiles de sísmica de reflexión realizados en la zona. A la DGICYT por financiar el Proyecto

PB89-0344 dentro del cual se incluye este trabajo. A la Diputación Foral de Navarra que financia el proyecto. *Estudio hidro-geológico y simulación numérica de los manantiales termales de Baños de Fitero* del que forma parte este trabajo. P. Coloma es becario del Instituto de Estudios Riojanos (IER).

Referencias

Albert Beltrán, J.F. (1979): *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, IV, 511-531. Pamplona.
 Alföldi, L.; Gálfi, J. & Liébe, P. (1985): *Journal of Geodynamics*, 4, 199-218.
 Auqué, L.F.; Fernández, J. y Tena, J.M. (1988): *Estudios Geol.*, 44, 285-292.
 Bodmer, P. & Ribach, L. (1985): *Journal of Geodynamics*, 4, 233-246.
 Casas, A.M. (1993): *Geodinamica Acta*, 6(3), 202-216.
 Coloma, P. (1995): *Estudio hidrogeológico de la cuenca del río Alhama*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza, 175 pp.
 Coloma, P., Sánchez Navarro, J.A. y Martínez Gil, F.J. (1995 a): *Geogaceta*, 18, 68-71.
 Coloma, P., Martínez Gil, F.J. y Sánchez Navarro, J.A. (1995 b): *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, XX, 171-178.
 Dövényi, P.; Horváth, F.; Liebe, P.; Gálfi, J. & Erki, I. (1983): *Geophys. Trans. of Eotvos Lorand Geophysical Institute of Hungary*, 29, 3-114.
 Eckstein, Y. (1979): In Cermak, V. & Rybach, L.: *Terrestrial Heat Flow in Europe*, 88-97. Berlín
 Erdélyi, M. & Liebe, P. (1977): In: *Thermal Wells of Hungary*. VITUKI, 83-97. Budapest.

Fernández, J.; Auqué, L.F.; Sánchez Cela, V.S. y Guarás, B. (1988): *Estudios Geol.*, 44, 453-469.
 Fernández, M. & Banda, E. (1989): *Tectonophysics*, 164, 259-266.
 Garven G., & Freeze R.A., (1984): *Am. Jour. of Science*, 284, 1125-1174.
 Gosnold, W.D. (1985): *Journal of Geodynamics*, 4, 247-264.
 IGME (1982): *Estudio de las manifestaciones termales de Extremadura-Salamanca-Aragón-Rioja, orientadas a su posibles explotación como recursos geotérmicos*. Memoria. Tomo II: Area Aragón-Rioja.
 ITGE (1990): *Estudio de la franja móvil mesozoica en la subunidad Fitero-Arnedillo y parte de la de Jubera-Anguiano*. Memoria y planos. 232 pp., 1 plano.
 Martínez Gil, F.J.; Sánchez Navarro, J.A.; De Miguel, J.L. y San Román (1989): In: *Sistemas lacustre neógenos del margen ibérico de la cuenca del Ebro*. Secret. Public. Univ. de Zaragoza, pp. 57-80.
 Mas, J.R.; Alonso, A. y Guimerà, J. (1993): *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4), 129-144.
 San Román, J. (1994): *Estudio Hidrogeológico del Interfluvio Queiles-Jalón*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 285 pp.
 Sánchez Navarro, J.A.; San Román, J.; De Miguel, J.L. y Martínez Gil, F.J. (1990): *Geogaceta*, 8, 115-118.
 Sánchez Navarro, J.A.; San Román, J.; De Miguel, J.L.; Pérez, A. y Martínez Gil, F.J. (1992): *Geogaceta*, 11, 122-124.
 Smith, L. & Chapman, D.L. (1985): *J. Geophys. Res.*, 88, 593-608.
 Tischer, G. (1969): *Not. y Com. del IGME*, 81, 53-78.