

# Presencia de cloritoide en la aureola térmica de los plutones de Cauterets occidental-Panticosa (Zona Axial del Pirineo, Huesca)

*Chloritoid-bearing metapelites in the thermal aureole of Panticosa-West Cauterets plutons (Axial Zone, Pyrenees, Huesca)*

Lidia Rodríguez y Julia Cuevas

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, apartado 644, Bilbao 48080. lidia.rodriguez@ehu.es; julia.cuevas@ehu.es.

## ABSTRACT

The Cauterets-Panticosa granite complex, including Panticosa, West-Cauterets and East-Cauterets plutons, crops out in the Axial Zone of the Pyrenees, and generated a continuous metamorphic zone. In the Tena Valley, Panticosa and West-Cauterets plutons are intrusive in a Devonian metasedimentary series that show a low regional metamorphism. In the thermal aureole, limestones are transformed into marbles and pelitic rocks into hornfels. The most common minerals in metapelitic rocks are biotite + andalusite ± muscovite ± cordierite ± almandine. In this region the thermal aureole cartography is based on the presence of andalusite.

In this work, we describe for first time the presence of chloritoid. The chloritoid is overprinting the rock fabric of the fine-grain schists. The microprobe analysis of chloritoid resulted in high contents of FeO and low contents of MgO and MnO. Finally, the geological implications of the chloritoid determination up to 1.5 km from the cartographic aureole were discussed.

**Key words:** Chloritoid, contact metamorphism, Cauterets-Panticosa, Pyrenees.

Geogaceta, 47 (2009), 133-136  
ISSN: 0213683X

## Introducción

Este estudio se ha desarrollado en la parte alta del Valle de Tena (Huesca), localizado en el sector central de los Pirineos. Los materiales que allí afloran forman parte de la Zona Axial (Fig. 1A) y se han deformado durante la orogenia hercínica y la alpina. En general, son una sucesión metasedimentaria de edad devónica, que se encuentra intruida por el conjunto de macizos graníticos de Cauterets/Panticosa, que se extiende unos 257 km<sup>2</sup>, incluyendo los plutones de Cauterets occidental, Cauterets oriental y Panticosa y los pequeños stocks de Grand Arroubert y Aynis. Todo este conjunto magmático desarrolla una aureola de contacto continua sobre los materiales encajantes (Debon, 1972 y 1996).

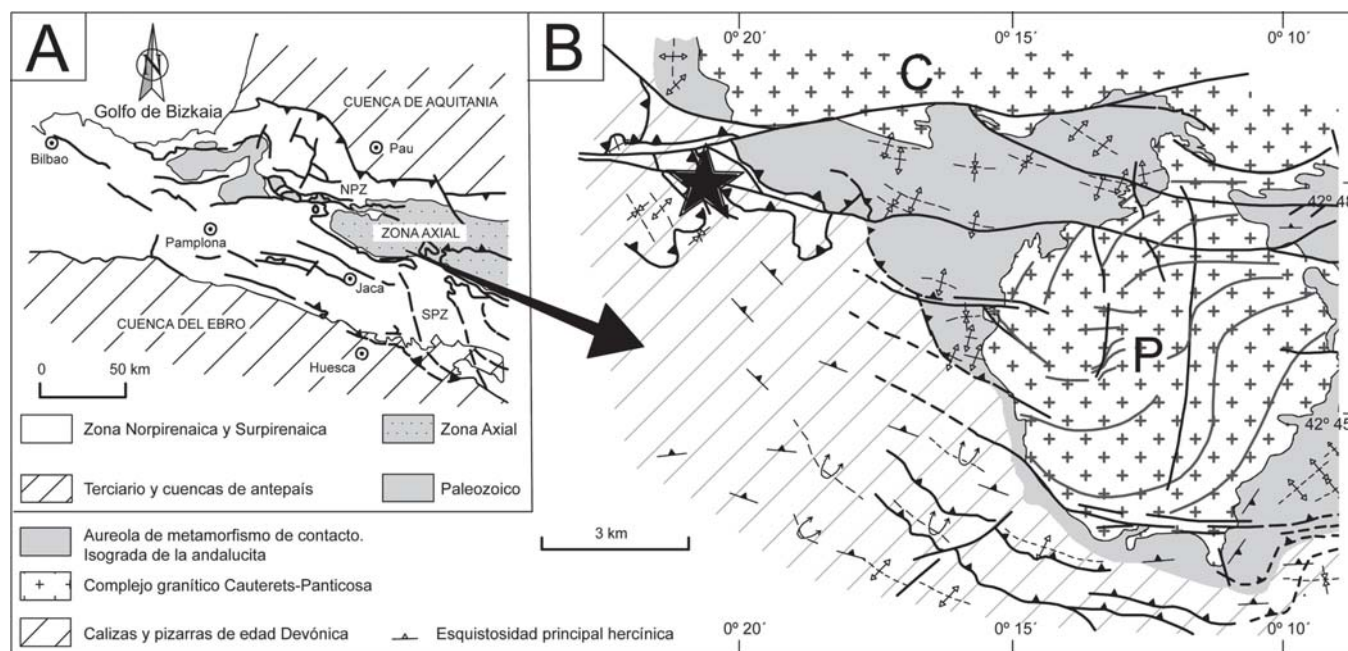
En este trabajo se presentan los datos petrográficos y de microsonda obtenidos durante el estudio del encajante de los plutones de Cauterets occidental y Panticosa (Fig.1B), que muestran, por vez primera, la presencia de cloritoide en la aureola de contacto de estos plutones. Esta cuestión, además del interés petrológico sobre el desarrollo de las

paragénesis minerales asociadas al metamorfismo de contacto, tiene un interés adicional al aumentar de forma notoria el espesor de la aureola cartografiada hasta el momento (Fig. 1B).

## Encuadre geológico

En el sector estudiado aflora el plutón de Panticosa y el borde meridional de Cauterets occidental (Fig. 1B). Los macizos de Cauterets/Panticosa son de los mejor conocidos del Pirineo, desde el punto de vista petrológico (Debon, 1972 y 1980). En el plutón de Panticosa el zonado es concéntrico, mientras que en Cauterets occidental la distribución es compleja y muy heterogénea en su borde meridional (Gleizes *et al.*, 1998). Las fábricas de estos dos plutones son débilmente anisótropas; por ello, gracias a la técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética se ha obtenido su estructura interna. Así, mientras que el plutón de Cauterets occidental presenta una distribución de la foliación magnética concéntrica, no bien organizada (Gleizes *et al.*, 1998), el plutón de Panticosa presenta unas trayectorias

sigmoidales de la foliación, muy oblicuas en el borde NE y SO del plutón (Santana, 2001) (Fig. 1B). La interpretación tectónica ha sufrido un debate más intenso, ya que los estudios desarrollados en las rocas encajantes consideraron un emplazamiento sincinemático con la fase principal hercínica (Mirouse, 1966; Valéro, 1974; Moreau, 1975), frente a los trabajos petrológicos que postulaban un carácter postcinemático (Debon, 1972). Actualmente, a partir del estudio de la estructura interna de los granitoides, se acepta un carácter sincinemático tardío para estos macizos (Santana *et al.*, 1992; Gleizes *et al.*, 1998; Barnolas y Chiron, 1996; Santana, 2001 y 2002). Este carácter sincinemático tardío está siendo confirmado por las nuevas edades radiométricas U-Pb que se están obteniendo en los plutones graníticos de este sector, en torno a 301 Ma (Ternet *et al.*, 2004). La serie metasedimentaria en la que intruyen estos plutones está formada por materiales de edad devónica (Ríos *et al.*, 1989), que abarcan desde pizarras y calizas, datadas como Devónico inferior, calizas tableadas negras y pizarras del Devónico medio, que lateralmente contienen tramos



**Fig. 1.- A: Esquema geológico general del área estudiada y su localización dentro de la Zona Axial de los Pirineos. B: Esquema estructural del borde occidental del plutón de Panticosa (P) y del borde sur de Cauterets Occidental (C). Se ha marcado la estructura interna del plutón de Panticosa, dibujada por la foliación magnética (Santana, 2001 y 2002). La estrella señala los afloramientos con cloritoide estudiados.**

*Fig.1.- A: Geological outline of the study area. The arrow shows the location of the study area in the Axial Zone of the Pyrenees. B: Structural arrangement of the west contact of the Panticosa pluton (P) and the south contact of West-Cauterets (C). The internal structure of the Panticosa pluton is indicated by the representation of the magnetic foliation (Santana, 2001 and 2002). The outcrop of chloritoid is marked by a star.*

de calizas versicolores y de pizarras con pasadas arenosas, hacia el techo. Los materiales del Devónico superior tienen una variación litológica mayor en esta zona, con niveles de calizas, datados como Famenense, y de pizarras y cuarcitas. Todo este conjunto tiene un metamorfismo regional débil, en la facies de los esquistos verdes (Debon, 1996) o, en la anquizona (Subías Pérez *et al.*, 1990).

Sobre todos estos materiales se desarrolla la aureola de contacto de los plutones, claramente secante respecto a los contactos litológicos en el borde occidental del plutón de Panticosa, dando lugar a mármoles con diversas paragénesis en los tramos carbonatados, e incluso a fluidificación, originando niveles intrusivos en el borde occidental del plutón de Panticosa, denominados como «las marmoleras de los Picos del Inferno» (Debon, 1972; Ríos *et al.*, 1989; Santana, 2001 y 2002). Las rocas metapelíticas, que son muy minoritarias en la aureola, están transformadas en corneanas con paragénesis de biotita + andalucita ± moscovita ± cordierita ± almandino (± sillimanita ± corindón) (Debon, 1996).

#### Características del cloritoide

El estudio de la aureola y su cartografía se había limitado en este sector, hasta

el momento, a un reconocimiento de la primera aparición de la andalucita en las rocas metapelíticas (Fig. 1B) (Debon, 1972). Esto se justifica, en parte, por la dificultad de acceso de esta zona, dada su abrupta topografía. Hemos detectado la presencia de cloritoide a una distancia superior a 1,5 km en la horizontal con respecto a la cartografía previa de la aureola de contacto (Fig. 1B). Este mineral se encuentra en una formación, denominada como «pizarras y cuarcitas alternantes», del Devónico superior en la hoja geológica nº 145, Sallent (Ríos *et al.*, 1989). El cloritoide aflora en un conjunto de esquistos micáceos de grano muy fino y cuarcitas de color marrón muy brillantes, que contienen numerosas venas de cuarzo, de varios centímetros de espesor. Las rocas son muy oscuras en lámina delgada, y conservan restos traspuestos de la  $S_0$ , deformada por dos pizarrosidades, la segunda muy espaciada (Figs. 2A y B). Las foliaciones están definidas por la orientación de micas, óxidos de hierro y minerales opacos. Los blastos de cloritoide se encuentran claramente sobrepuestos: no deforman la pizarrosidad, ni desarrollan sombras de presión (Fig. 2A). Son cristales prismáticos muy abundantes en la lámina delgada, de pequeño tamaño (menor de 0,2 mm), por lo que no se aprecian en afloramiento ni en las muestras de mano. Son

idiomorfos a subidiomorfos, homogéneos, limpios y sin alterar, con un pleocroísmo variable desde el color verde pálido al amarillento, y no se les reconoce zonación, inclusiones o maclas en microscopía óptica y electrónica. Están tanto diseminados como en agregados radiales desorientados en toda la roca (Figs. 2A y B).

La caracterización química de este mineral se ha realizado mediante análisis por microsonda electrónica (CAMECA SX100) de la Universidad de Oviedo, con unas condiciones de medida de 15 kV para la tensión de aceleración, 10 s de tiempo de conteo y 15 nA de intensidad. El hierro total se ha obtenido como FeO. Un resumen de las composiciones obtenidas para los análisis de cloritoide se presenta en la tabla I. Los valores obtenidos se encuentran entre el 1-2% por debajo de los valores estándar de cierre para el cloritoide. Los análisis efectuados indican contenidos altos en FeO (valor medio de 24,71) y bajos en MgO (media de 0,93, excepto para la muestra Li17-1.3) y en MnO (0,68). La proporción  $X_{Fe} = Fe / (Fe + Mg + Mn)$  oscila entre 0,93-0,97 y la de  $X_{Mn} = Mn / (Fe + Mg + Mn)$  entre 0,01-0,02. Los valores nulos o muy bajos obtenidos en  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  corroboran también la ausencia de inclusiones de micas o ilmenita de la matriz dentro de los cloritoides.



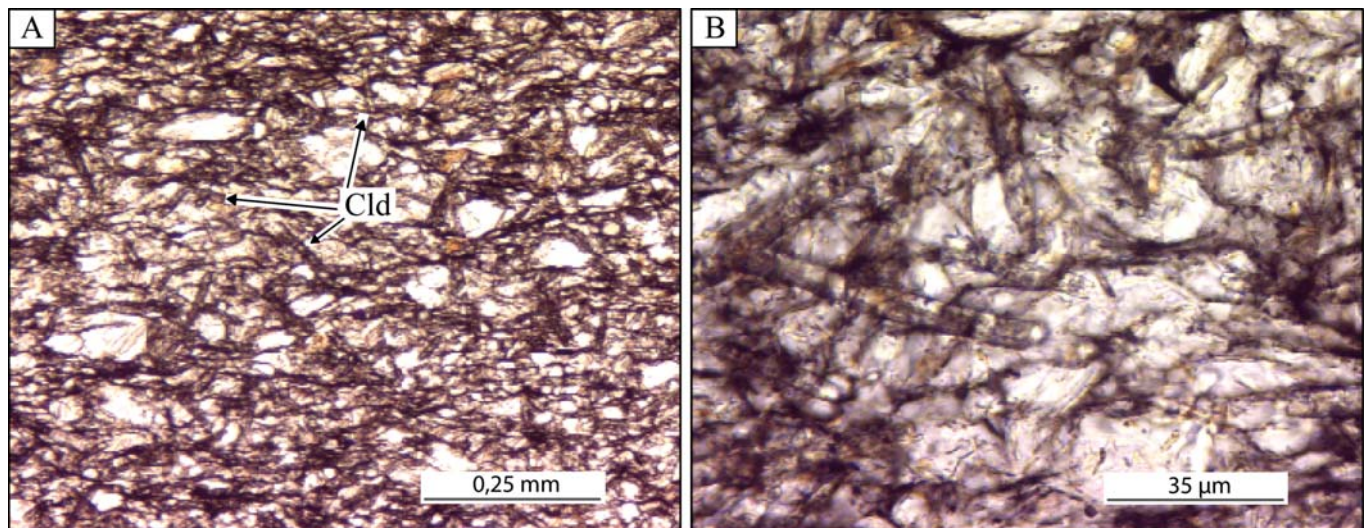


Fig. 2.- Fotografías de los cloritoides (luz polarizada, nícoles paralelos). A: Aspecto general de la textura del esquist, con el cloritoide (Cld) sobrepuesto a la fábrica de la roca B: Detalle de los prismas de cloritoide.

Fig. 2.- Photomicrographs of chloritoids (plane-polarised light) A: General view of the texture of a schist-bearing chloritoid (Cld) overprinting rock's fabric. B: Detail of chloritoid prisms.

**Discusión y conclusiones**

En general, el desarrollo de cloritoide suele producirse en materiales con una composición muy rica en aluminio y pobre en Ca y álcalis y una baja relación de Mg/Fe (Hoschek, 1967). No existen datos geoquímicos previos sobre estos materiales devónicos sobre los que se produce la blastesis de cloritoide. En estas muestras el cloritoide está asociado con clorita rica en Fe (chamosita), cuarzo y minerales opacos y nunca coexiste con andalucita. La formación de cloritoide rico en Fe suele producirse por la reacción entre clorita rica en hierro y pirofilita, con unas condiciones de temperatura entre 400 y 450 °C, para bajas presiones y siempre por debajo 550 °C (Spear, 1995). Teniendo en cuenta que los valores máximos de temperatura calculados para la aureola térmica más cercana a los plutones de Cauterets-Panticosa son de 520 a 530 °C y una presión de unos 1000 bares (Debon, 1996), la aparición del cloritoide en zonas más externas es coherente con los datos existentes.

Mención destacada es el tamaño de la aureola térmica desarrollada por estos macizos. Hasta este trabajo, se ha tratado de explicar el hecho de que la aureola es muy poco potente alrededor de estos plutones, alcanzando raramente 1 km de espesor (Debon, 1996). El espesor de las rocas afectadas por el metamorfismo de contacto aumenta notoriamente con los datos que aquí presentamos ya que, más de 1,5 km al este de la última zona cartografiada con andalucita (Fig. 1B) en el borde occidental y meridional de los plutones de Cauterets

occidental-Panticosa y con un desnivel de 500 metros por debajo en la vertical, se han encontrado estos micaesquistos con cloritoide producidos por el efecto térmico

de la intrusión. En ese sector las orientaciones de la esquistosidad regional son aproximadamente E-O. Es interesante señalar que la isograda de la andalucita

Muestra	Li17-1.2	Li17-1.3	Li17-1.4	Li17-1.5	Li17-1.6	Li17-1.7	Li17-4.1	Li17-4.2	Li17-4.3	Li17-4.4	Li17-4.5
SiO <sub>2</sub>	23,88	24,03	23,78	23,96	24,09	24,57	23,87	23,78	23,87	23,79	23,95
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,04	0,47	0,05	0,05	0,05	0,13	0,02	—	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,80	33,33	39,57	40,14	39,13	38,82	39,20	39,03	39,51	39,24	38,90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	—	0,01	—	0,03	0,02	0,03	0,10	—	0,04	0,07
NiO	—	0,04	—	0,02	—	0,04	0,01	0,03	—	0,06	—
FeO	25,08	26,36	24,59	25,13	24,85	24,56	24,22	24,42	24,27	24,28	24,08
MnO	0,81	0,27	0,75	0,77	0,55	0,91	0,71	0,62	0,69	0,89	0,46
MgO	0,80	4,39	0,89	0,92	1,03	0,80	0,89	1,10	0,94	0,84	1,04
CaO	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,03	—	—	0,01	0,02	0,03	—	0,02	0,01	—
K <sub>2</sub> O	0,03	0,11	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,00	0,11	0,10	0,03	0,22	0,08	0,06	0,01	0,14	0,06
<b>Total</b>	<b>90,65</b>	<b>88,61</b>	<b>90,21</b>	<b>91,15</b>	<b>89,83</b>	<b>90,05</b>	<b>89,22</b>	<b>89,20</b>	<b>89,33</b>	<b>89,36</b>	<b>88,61</b>
Si	2,029	2,120	2,026	2,024	2,060	2,099	2,052	2,048	2,047	2,047	2,069
Al	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Altotal	3,986	3,466	3,976	3,997	3,945	3,910	3,974	3,962	3,995	3,981	3,962
Ni	—	0,002	—	0,001	—	0,002	—	0,001	—	0,003	—
Fe <sup>3+</sup>	0,006	0,531	—	—	0,050	0,087	0,016	0,033	0,005	0,016	0,034
Fe <sup>++ total</sup>	1,782	1,945	1,752	1,775	1,777	1,754	1,742	1,758	1,741	1,747	1,740
Fe <sup>++</sup>	1,775	1,354	1,752	1,775	1,721	1,658	1,724	1,722	1,736	1,729	1,703
Mn	0,039	0,013	0,036	0,037	0,027	0,044	0,035	0,030	0,033	0,043	0,022
Mg	0,102	0,578	0,113	0,116	0,131	0,102	0,114	0,141	0,120	0,107	0,133
Ca	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
Na	0,001	0,004	—	—	0,001	0,002	0,003	—	0,002	0,002	—
K	0,003	0,012	0,004	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,004	0,001
Σ (Al, Fe <sup>3+</sup> , Cr, Ti)	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Σ (Fe, Mn, Mg, Ni, Ca, Na, K)	1,92	1,96	1,91	1,93	1,89	1,81	1,88	1,90	1,89	1,89	1,86

Tabla I.- Análisis de cloritoide realizados por microsonda. Número de cationes calculados en base a 12 oxígenos.

Table I.- Microprobe analysis of chloritoid. Number of cations calculated on the basis of 12 oxygens.

cartografiada indicaría valores de temperatura cercanos a 475 °C, según Debon (1972).

El delgado espesor del metamorfismo de contacto alrededor de los plutones se ha explicado por la existencia de un fuerte gradiente térmico. Sin embargo, el aumento del espesor que se obtiene a partir de este trabajo indica que algunos de los cálculos térmicos efectuados están subestimados. Esto es consecuencia de la utilización de una cartografía antigua, cuya revisión no es fácil, dada la orografía de la zona. Un problema adicional es que los minerales no son visibles en el afloramiento y que, al contrario de lo que pasa con los micaesquistos más cercanos a la intrusión, en este sector el efecto térmico no ha borrado las estructuras previas.

Otra explicación probable al mayor espesor de la aureola en este sector podría ser que así como el plutón de Panticosa tiene una estructura tridimensional muy bien definida (Santana, 2001 y 2002), el plutón de Cauterets occidental tiene una estructura más difícil de comprobar en su borde meridional (Gleizes *et al.*, 1998), y que por tanto, tuviera una forma algo distinta en profundidad a la que se ha propuesto hasta el momento.

#### Agradecimientos

Este trabajo forma parte de una beca de FPU (L.R. AP2006-00648). La financiación del trabajo se debe al pro-

yecto CGL2007-60039/BTE y Grupos de Investigación del Sistema Universitario Vasco IT-270-07. Agradecemos al Dr. F. Martínez y a los revisores anónimos las observaciones efectuadas al manuscrito.

#### Referencias

- Barnolas, A. y Chiron, J.C. (1996). *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. BRGM e IGME, 729 p.
- Debon, F. (1972). *Carte géologique des massifs granitiques de Cauterets et Panticosa 1:50000*. BRGM.
- Debon, F. (1980). *Geologische Rundschau*, 69, 107-130.
- Debon, F. (1996). En: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (A. Barnolas y J.C. Chiron, Eds.). BRGM e IGME, 410-417.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, Ph. y Bouchez, J. L. (1998). *Journal of Structural Geology*, 20, 1229-1245.
- Mirouse, R. (1966). *Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées*. Mém. Carte Geol. France, Paris, 451 p.
- Moreau, H. (1975). *Essai de géologie structurale dans le Vignemale et les hautes vallées du rio Ara et du gave d'Ossau*. Thèse 3ème cycle, Univ. de Burdeos, 85 p.
- Hoschek, G. (1967). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14, 123-162.
- Ríos, L. M., Galera, J. M., Baretino, D. y Lanaja, J. M. (1989). *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº145 (Sallent)*. IGME.
- Santana, V., Bouchez, J.L., Gleizes, G. y Tubía, J.M. (1992). En: *III Congreso Geológico de España*. Comunicaciones, 2, 179-185.
- Santana, V. (2001). *El plutón de Panticosa (Huesca, Pirineos): Estructura y modelo de emplazamiento a partir del análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 146 p.
- Santana, V. (2002). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15, 175-191.
- Spear, F.S. (1995). *Metamorphic phase equilibrium and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, 799 p.
- Subías Pérez, I., Fernández Nieto, C. y González López, J. M. (1990). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 13, 183-194.
- Valéro, J. (1974). *Géologie structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa, Province de Huesca (Espagne)*. Thèse 3ème cycle, Univ. de Burdeos, 78 p.
- Ternet, Y., Majesté-Menjoulàs, C. Canérot., Baudin, T. Cocherie, A., Guerrot, C. y Rossi, P. (2004). *Carte géologique de la France à 1/50.000, hoja nº 1069 (Laruns-Somport)*. BRGM.