

# Los episodios metamórficos de la Zona Cantábrica y su contexto estructural

S. García-López<sup>1</sup>, F. Bastida<sup>1</sup>, C. Brime<sup>1</sup>, J. Aller<sup>1</sup>, M. L. Valín<sup>1</sup>, J. Sanz-López<sup>2</sup>,  
C. A. Méndez<sup>1</sup> y J. R. Menéndez-Álvarez<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España*

<sup>2</sup> *Facultad de Ciencias da Educación, Universidade da Coruña, España*

Recibido el 7 de Octubre de 1998.

Aceptado el manuscrito revisado el 14 de Enero de 1999.

---

**Resumen:** La distribución y características de las zonas metamórficas en la transición diagénesis-metamorfismo, establecidas mediante la cristalinidad de la illita y el índice de alteración de color de los conodontos, han permitido distinguir dos episodios de metamorfismo varisco en la Zona Cantábrica (ZC). El primero es el metamorfismo regional del NO de la Península, que está representado en pequeñas áreas de las partes O, NO y SO de la ZC, donde se llegan a alcanzar condiciones epizonales, y lleva asociado un clivaje generalizado; este episodio también se presenta como un metamorfismo de enterramiento que en la parte basal de algunos mantos alcanza condiciones anquizonales, estando cortado por los cabalgamientos basales de las principales unidades, por lo que el pico térmico es anterior al emplazamiento de éstas. El segundo episodio es un metamorfismo tardivarisco con dos manifestaciones diferentes: una es de carácter diastatérmico y se desarrolla principalmente en las partes central y suroriental de la ZC, llevando asociado un clivaje que corta a la mayor parte de las estructuras; la otra es un metamorfismo de contacto alrededor de pequeños cuerpos intrusivos.

**Palabras clave:** Varisco, Zona Cantábrica, metamorfismo, cristalinidad de la illita, índice de alteración del color de los conodontos, mantos, clivaje.

**Abstract:** The distribution and main features of metamorphic zones within the diagenesis-metamorphism transition have been established from illite crystallinity and conodont colour alteration index data, and have permitted to distinguish two episodes of Variscan metamorphism in the Cantabrian Zone (CZ). The first episode is the regional metamorphism of NW Iberia; it is represented in small areas of the W, NW and SW parts of the CZ, where epizonal conditions are reached; a generalised cleavage is associated with this metamorphism; it is also present as a burial metamorphism which reaches anchizonal conditions in the basal part of some nappes, with the thermal peak occurring prior to the emplacement of the nappes. The second episode is a late-Variscan metamorphism which appears in two different forms: a diastathermal metamorphism which mainly develops in the central and south-eastern parts of the CZ and exhibits an associated cleavage which overprints most of the structures; and a contact metamorphism associated with minor intrusive bodies.

**Key words:** Variscan belt, Cantabrian Zone, metamorphism, illite crystallinity, conodont colour alteration index, nappes, cleavage.

---

El conocimiento de la distribución temporal y espacial del pico térmico en rocas situadas en condiciones diagenéticas o de la transición diagénesis-metamorfismo es de gran interés para conocer la

geología regional de las zonas externas de cordilleras y puede contribuir al entendimiento de muchos aspectos de su evolución tectónica. La dificultad de determinar las variaciones en el grado metamórfico

de estas zonas ha sido la causa de que los estudios encaminados a adquirir tal conocimiento sólo se hayan abordado de forma sistemática en los últimos años. En las rocas pelíticas, el pequeño tamaño de grano de los minerales arcillosos obliga a estudiar éstos mediante difracción de rayos X. Esta técnica permite, cuando se analiza la fracción menor de 2  $\mu\text{m}$ , determinar las asociaciones minerales características de la transición diagénesis-metamorfismo. La dificultad de precisar pequeñas variaciones de grado metamórfico mediante estos métodos llevó a Kübler (1967) a definir un índice de cristalinidad de la illita (IC) –función de la variación de la anchura del pico de 10 Å de la illita/moscovita con la temperatura– que ha permitido establecer unos límites para la zona del metamorfismo de muy bajo grado (o anquizona) en las rocas pelíticas. Paralelamente, se han desarrollado otras técnicas que se basan en las transformaciones que sufre la materia orgánica cuando se le somete a condiciones de temperatura creciente, lo cual ha permitido definir diversos indicadores térmicos, entre los cuales, los más ampliamente usados son el índice de alteración del color de los conodontos (CAI) y la reflectancia de la vitrinita. Dado el carácter empírico de todos estos índices, es conveniente utilizar simultáneamente varios de ellos en los estudios regionales, con el fin de contrastar los resultados, y detectar y explicar las posibles faltas de coincidencia entre los resultados aportados por los diferentes índices.

La Zona Cantábrica (ZC) representa la zona externa del Macizo Ibérico en el NO de la Península Ibérica y en ella se han distinguido dos unidades tectonoestratigráficas (Julivert, 1978; Marcos y Pulgar, 1982): una preorogénica, constituida por rocas paleozoicas esencialmente precarboníferas, y otra sinorogénica, formada básicamente por rocas carboníferas preestefanienses. Sobre estas rocas reposan, generalmente discordantes, las rocas estefanienses. La ZC está separada al O de la Zona Asturoccidental-leonesa por el afloramiento precámbrico del Antiforme del Narcea (Fig. 1) y su estructura está constituida por cabalgamientos y mantos con pliegues asociados, convergiendo los cabalgamientos hacia un nivel basal de despegue (Julivert, 1971; Pérez-Estaún et al., 1988, 1994). En la cinemática de esta estructura ha dominado la

traslación de las rocas sobre la deformación interna. La ZC es en su mayor parte no metamórfica, de forma que el frente del metamorfismo regional y el de la foliación tectónica se sitúan en la proximidad de su límite con la Zona Asturoccidental-leonesa; no obstante, existen en la ZC áreas en las que se alcanzan condiciones anquizonales, e incluso epizonales, lo cual hace que esta zona presente un gran interés para el estudio de la transición diagénesis-metamorfismo.

Los estudios basados en el análisis de los minerales arcillosos han permitido caracterizar la transición diagénesis-metamorfismo en numerosas áreas de la ZC (Galán et al., 1978; Pérez-Estaún, 1978; Brime y Pérez-Estaún, 1980; Brime, 1981, 1985, 1991; Aller y Brime, 1985; Aller et al., 1987; Alonso y Brime, 1990; Marschik, 1992; Keller y Krumm, 1992, 1993; Aparicio et al., 1993; Gutiérrez-Alonso y Nieto, 1996). Entre los estudios basados en el CAI de conodontos de la ZC, hay que destacar el realizado por Raven y van der Pluijm (1986), quienes presentaron un mapa de la ZC con la distribución de paleotemperaturas y dedujeron la existencia de un evento metamórfico en un área amplia con una duración de unos 50 Ma (Carbonífero-Pérmico inferior). Según estos autores, el pico térmico fue anterior al emplazamiento de los mantos. Recientemente, García-López et al. (1997) han aplicado las técnicas de estudio de los minerales arcillosos y el método del CAI al corte de Cabo Peñas-Cabo Torres (NO de la ZC), y han establecido una correlación entre el IC y el CAI para los límites de la anquizona. Bastida et al. (1999) han mostrado, mediante las dos técnicas citadas (IC y CAI), una distribución de zonas metamórficas (s.l.) en las unidades occidentales de la ZC, en la que puede verse la relación de tales zonas con los cabalgamientos, concluyendo, al igual que Raven y van der Pluijm (1986) a partir de otras áreas de la ZC, que el pico térmico fue anterior en este sector al emplazamiento de las unidades cabalgantes. Entre los trabajos realizados con metodologías distintas de las citadas, puede mencionarse el estudio de Colmenero y Prado (1993) sobre las cuencas con carbón de la ZC, en el que se muestra un mapa con la distribución del rango del carbón a través de dicha zona.

El gran número de nuevos datos, tanto de IC como de CAI, existentes en la actualidad en la ZC, hace

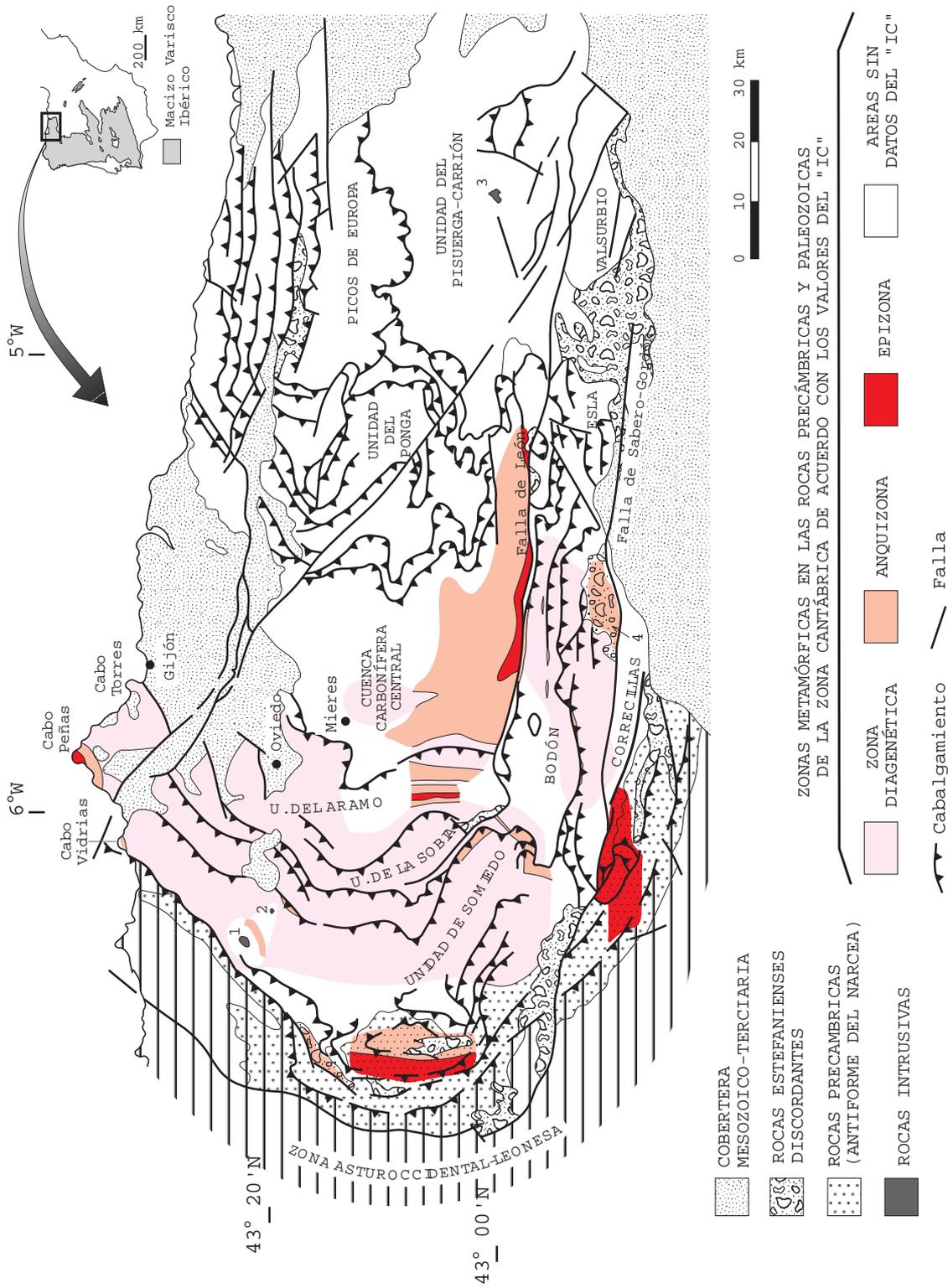


Figura 1. Esquema geológico de la Zona Cantábrica con las zonas metamórficas (zona diagenética, anquizona y epizona) establecidas a partir de los valores del IC (c. 600 localidades). Geología según Julivert (1971). 1, "stock" de Arcelliana; 2, "stock" de Carlés; 3, "stock" de Peña Prieta; 4, cuenca estefaniense de Cñera-Matallana. Para la construcción de esta figura se han tenido en cuenta, además de datos propios, los de Galán et al. (1978); Pérez-Estaún (1978); Brime y Pérez-Estaún (1980); Brime (1981, 1985, 1991); Aller y Brime (1985); Aller et al. (1987); Alonso y Brime (1990); Marschik (1992); Gutiérrez-Alonso y Nieto (1996); García-López et al. (1997); Bastida et al. (1999).

conveniente intentar una visión de conjunto de sus episodios metamórficos y de su relación con las principales estructuras, lo cual constituye el objetivo del presente trabajo.

Los valores del IC admitidos en el presente trabajo para los límites de la anquizona con la zona diagenética y la epizona son los establecidos por Kübler en Neuchatel y corresponden respectivamente a  $0,42^\circ\Delta 2\theta$  y  $0,25^\circ\Delta 2\theta$ , de modo que el valor del IC disminuye al aumentar el grado metamórfico. La escala del CAI va de 1 a 8 (Epstein et al., 1977; Rejebian et al., 1987), de forma que el valor del índice crece con el aumento de temperatura. La precisión del método permite obtener valores del CAI para intervalos de 0,5. Los intervalos de temperatura que corresponden a los distintos valores del CAI han sido obtenidos a partir de la proyección de Arrhenius puesta a punto por Rejebian et al. (1987). De acuerdo con la correlación entre el IC y el CAI establecida por García López et al. (1997) en el corte de Cabo Peñas-Cabo Torres, el intervalo de valores del CAI que corresponde a la anquizona viene dado por  $5,5 \geq \text{CAI} > 4$ . Para correlacionar los valores del CAI y del IC con otros indicadores térmicos (rango del carbón y reflectancia de la vitrinita) se han utilizado las tablas de correlación confeccionadas por Merriman y Kemp (1997).

### Distribución espacial y temporal del metamorfismo

La distribución de áreas anquizonales y epizonales dentro de la ZC, de acuerdo con los valores del IC y del CAI, se muestra en las Figs. 1 y 2 respectivamente. En general, los datos aportados por ambos índices son concordantes y se complementan mutuamente, salvo en algún caso excepcional, como por ejemplo, en las rocas carboníferas siliciclásticas preestefanienses de la Unidad del Aramo, en las que los valores anormalmente elevados del IC (principalmente anquizonales) se han interpretado como un rasgo heredado del área fuente (Bastida et al. 1999). De acuerdo con la distribución de las zonas metamórficas y de las características microestructurales de las rocas, podemos distinguir dos episodios de metamorfismo que serán descritos separadamente.

*1.- Metamorfismo regional varisco del NO de la Península.* El metamorfismo regional que caracte-

riza las zonas internas del Macizo Varisco en el NO de la Península se encuentra generalizado en la Zona Asturoccidental-leonesa y penetra ligeramente dentro de la ZC. En el Antiforme del Narcea, la presencia de condiciones epizonales y anquizonales ha sido puesta de manifiesto mediante el IC en las Pizarras del Narcea (Precámbrico) de la ZC (Fig. 1) (Pérez-Estaún, 1978; Aller et al., 1987; Gutiérrez-Alonso y Nieto, 1996); en este antiforme, el límite anquizona-epizona no ha sido determinado en detalle, aunque debe encontrarse en las rocas del Paleozoico Inferior más occidentales o sur-occidentales de la ZC. Más al N, el frente del metamorfismo regional varisco ha sido establecido mediante datos de IC y CAI en las regiones del Cabo Peñas y del Cabo Vidrias (Figs. 1 y 2); en la primera, la anquizona y la epizona aparecen en las rocas del Paleozoico inferior (Brime y Pérez-Estaún, 1980; García-López et al., 1997), mientras que en la segunda sólo se han detectado condiciones anquizonales. Desde el punto de vista microestructural, este metamorfismo va acompañado del desarrollo de un clivaje que, al menos en algunas áreas, tiene su frente en condiciones diagenéticas ( $\text{CAI} > 3$  en el corte Cabo Peñas-Cabo Torres; García-López et al., 1997). Gutiérrez-Alonso y Nieto (1996), a partir de diversas consideraciones composicionales y estructurales, han estimado un gradiente geotérmico próximo a  $25^\circ\text{C km}^{-1}$  para este metamorfismo en el Antiforme del Narcea. García-López et al. (1997) indican un gradiente de  $35^\circ\text{C km}^{-1}$  en base a las condiciones establecidas por Brime (1985) para la transición diagénesis-metamorfismo en el corte de Cabo Peñas-Cabo Torres, que es corroborado por los valores del CAI en el mismo sector. Estos resultados preliminares sugieren que el metamorfismo regional varisco, en las proximidades del límite de la ZC con la Zona Asturoccidental-leonesa, fue de  $P/T$  media (según la nomenclatura de Miyashiro, 1994), aunque cerca del límite con el campo de  $P/T$  baja.

Al E de las áreas metamórficas que se acaban de describir, las condiciones diagenéticas son dominantes. No obstante, los datos de IC y CAI reflejan un aumento de temperatura hacia la base de las principales unidades cabalgantes de la parte occidental y meridional de la ZC (Región de Pliegues y Mantos de Julivert, 1967), alcanzándose condicio-

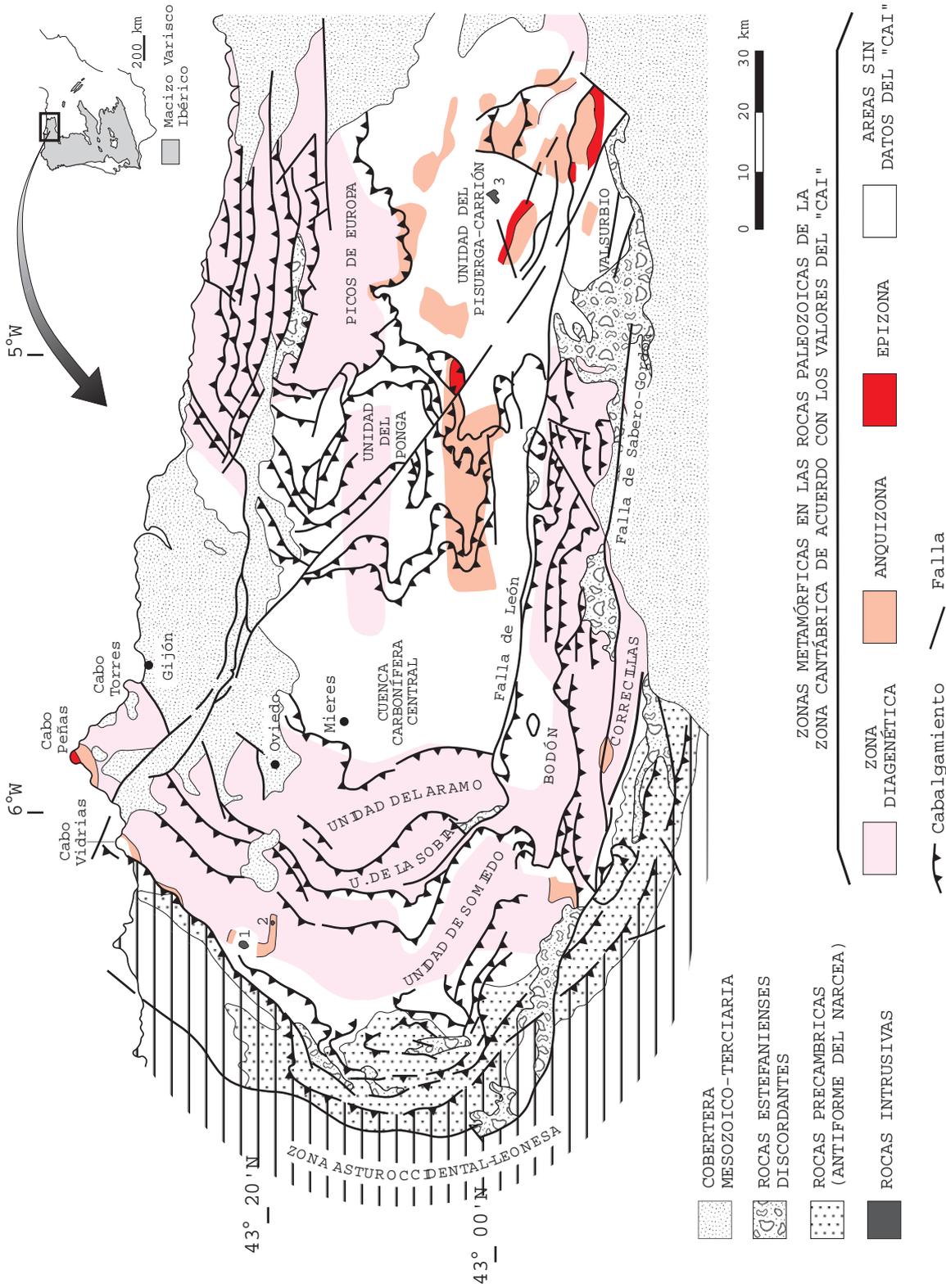


Figura 2. Esquema geológico de la Zona Cantábrica con las zonas metamórficas (zona diagenética, anquizona y epizona) establecidas a partir de los valores del CAI (c. 575 localidades). Geología según Julivert (1971). 1, "stock" de Arcellana; 2, "stock" de Carlés; 3, "stock" de Peña Prieta. Para la construcción de esta figura se han tenido en cuenta, además de datos propios, los de Raven y van der Pluijm (1986); García-López et al. (1997); Bastrida et al. (1999).

nes anquizonales en la unidad de Somiedo-Correcillas (Fig. 1) (Brime, 1981, Bastida et al. 1999). La anquizona aparece en rocas del Paleozoico inferior, siendo difícil de detectar por datos de CAI, dada la ausencia de conodontos en dichas rocas; no obstante, sí que ha sido localizado en algunas áreas (Fig. 2) en las que el límite superior de la anquizona alcanza la parte inferior carbonatada de la sucesión devónica. En los materiales carboníferos de la parte superior de cada unidad, los valores del CAI son generalmente menores que 2, mientras que en la parte inferior son superiores a 3; un modelo similar puede observarse en el caso del IC. De este modo, el cabalgamiento basal de cada unidad representa una discontinuidad en la variación espacial del CAI y del IC, lo que implica la existencia de un zonation metamórfica invertida discontinua, en el sentido definido por Frey (1988), e indica que el pico térmico se produjo antes del emplazamiento de los mantos. En la parte inferior de estas unidades cabalgantes, sólo aparece localmente un clivaje espaciado, y siempre en áreas con  $CAI > 3$  e  $IC < 0,6$ ; sin embargo, es frecuente encontrar en las rocas competentes de la parte inferior de los mantos un diaclasado sistemático con las fracturas muy próximas entre sí. Esto, junto con la presencia de brechas y cataclasitas en la base de los mantos, sugiere condiciones predominantemente frágiles durante el emplazamiento de éstos.

En las unidades de la Región de Pliegues y Mantos, existe un control estratigráfico sobre los valores del CAI y del IC que es consistente con la aparición de un metamorfismo de enterramiento con condiciones anquizonales en la base de la unidad de Somiedo-Correcillas. De hecho, el principal efecto del cabalgamiento basal habría sido el emplazamiento de la anquizona sobre rocas carboníferas. Como consecuencia, se plantea el problema de si la base de los mantos se había enfriado por completo cuando cortó las rocas carboníferas de sus respectivas unidades cabalgadas. Evidencias de calentamiento del techo de la unidad cabalgada han sido descritas en Barrios de Luna (unidad de Correcillas) por Brime (1981), lo cual indica que las unidades cabalgantes no se habían enfriado por completo cuando culminaron su emplazamiento. No obstante, este efecto no ha sido encontrado claramente en otras localidades, lo cual sugiere que

no tuvo un carácter generalizado en las unidades de la Región de Pliegues y Mantos.

La distribución de zonas en la unidad de Somiedo-Correcillas sugiere una evolución tectonotérmica en dos estadios: 1) desarrollo de anquimetamorfismo en la parte inferior de la unidad cabalgante; y 2) enfriamiento gradual durante el ascenso de la unidad cabalgante a lo largo de una rampa, al ser compensada la superposición tectónica por erosión. La anquizona de la parte basal de la unidad de Somiedo-Correcillas se prolonga, probablemente sin discontinuidades, en la anquizona que aparece cerca del límite con la Zona Asturoccidental-leonesa y que forma parte de un metamorfismo progresivo hacia el O. Sin embargo, mientras en esta última zona el metamorfismo aparece asociado a una notable deformación dúctil con desarrollo generalizado de foliación tectónica, la anquizona presente en la parte basal de algunos mantos no presenta esta característica y está controlada por el nivel estratigráfico; todo ello sugiere que el metamorfismo regional varisco de las zonas internas del orógeno se prolonga en las zonas externas en un metamorfismo de enterramiento.

2. *Metamorfismo tardivarisco*. En los episodios finales de la orogenia varisca se desarrolló un metamorfismo que presenta una manifestación de carácter diastatérmico (*sensu* Robinson, 1987) y otra de contacto, de forma que, cuando ambas coexisten en la misma área, parecen genéticamente relacionadas, siendo el metamorfismo de contacto la manifestación final del proceso.

Aunque el plutonismo ocupa poca extensión en la ZC, existen diversos afloramientos de rocas intrusivas tardivariscas (Corretgé y Suárez, 1990), que se concentran principalmente en la zona de Salas-Belmonte (parte occidental de la ZC), en las inmediaciones de Infiesto (unidad del Ponga) y en la unidad del Pisuerga-Carrión. Como consecuencia, se llegan a originar "skarns" cuando el material encajante son calizas, alcanzándose paragénesis propias de las corneanas hornobléndicas y piroxénicas (Suárez et al., 1993; Suárez, 1995), con mineralizaciones de sulfuros y oro de interés económico (García-Iglesias et al., 1979; García-Iglesias y Loredó, 1990; Martín-Izard et al., 1993); en el caso de las rocas pelíticas, se desarrollan minerales tales como mos-

covita, biotita, cordierita y quiazolita (Gallastegui et al., 1990; Suárez, 1995). La extensión de la anquizona en las aureolas de los granitoides de Arceñana y Carlés ha sido establecida por los valores del IC y del CAI (Figs. 1 y 2), habiéndose podido constatar el enlace cartográfico de ambas. Asimismo, se ha observado una variación en los minerales arcillosos presentes en dicha anquizona (fases más ricas en Mg, como el interstratificado clorita/vermiculita en vez del ubicuo illita/esmectita).

El metamorfismo diastatérico se desarrolla principalmente a lo largo de una franja de dirección E - O situada en las partes central y suroriental de la ZC y que atraviesa varias de las principales unidades de ésta (Figs. 1 y 2); suele presentar un carácter progresivo hacia el S desde condiciones diagenéticas hasta epizonales y lleva asociado en amplias zonas un clivaje primario bien desarrollado en los materiales pelíticos, el cual corta a los pliegues relacionados con el emplazamiento de los mantos. Asimismo, el grado metamórfico parece independiente de la edad de las rocas implicadas, llegando a afectar a rocas estefanienses.

En la mitad meridional de la Cuenca Carbonífera Central, los valores del IC indican condiciones anquizonales, salvo una estrecha franja E - O situada junto a la falla de León, que presenta condiciones epizonales (Fig. 1) (Aller y Brime, 1985). Esta zonación es acorde con el fuerte gradiente, creciente hacia el S, en el rango del carbón que se observa en toda la cuenca (Aller y Brime, 1985; Calvo Pérez 1986; Colmenero y Prado, 1993), pasándose progresivamente de carbones bituminosos con un contenido en volátiles superior al 35% daf en la parte norte a antracitas o perantracitas en la parte S. El área con clivaje tiene su límite septentrional dentro de la anquizona (Aller, 1986), pudiendo distinguirse dos zonas: una septentrional, con desarrollo discontinuo de esta estructura, y otra meridional, con desarrollo constante de clivaje, que coincide en gran medida con la epizona, y que está limitada al S por la Falla de León, la cual representa una gran discontinuidad para este metamorfismo (Aller y Brime, 1985; Raven y van der Pluijm, 1986), ya que inmediatamente al S de ella, aunque aún existen algunos datos del IC indicativos de la anquizona, la mayoría de los datos indican condiciones diagenéticas, no existiendo además clivaje en esta

zona. Esta discontinuidad sugiere un movimiento de la Falla de León posterior al metamorfismo, con levantamiento del bloque septentrional, tal como ya fue sugerido por Aller (1986).

Dentro de la rama S de la Región de Pliegues y Mantos, se destaca una estrecha franja junto a la falla de Sabero-Gordón (Figs. 1 y 2) con valores de CAI relativamente altos, tal como fue ya descrito por Raven y van der Pluijm (1986); estos valores llegan al límite diagénesis-anquizona o incluso llegan a ser localmente anquizonales. La cuenca estefaniense de Ciñera-Matallana está limitada al S por la citada falla, y en ella los datos del IC disponibles indican condiciones anquizonales o epizonales en algunas localidades (Galán et al., 1978; Marschik, 1992). Tanto los valores de la reflectancia obtenidos por Méndez (1985) como el rango del carbón (carbón bituminoso bajo en volátiles según Colmenero y Prado, 1993) indican condiciones próximas a las de la transición diagénesis-anquizona en dicha cuenca. El hecho de que el IC indique aparentemente un grado metamórfico algo superior al sugerido por otros indicadores dentro de la cuenca y al indicado por el CAI en el substrato preestefaniense, dificulta la interpretación de los datos obtenidos; no obstante, el que todos los métodos utilizados indiquen, al menos, la transición diagénesis-anquizona, unido a la presencia de diques y "sills" básicos cerca de la base de la sucesión estefaniense, sugiere que ésta ha sido afectada realmente por el metamorfismo tardivarisco. El elevado rango del carbón en la mayoría de las cuencas estefanienses (Colmenero y Prado, 1993) apunta a que esto mismo puede suceder en otras cuencas. Una comprobación más rigurosa de esta cuestión requerirá un análisis detallado de la evolución térmica de las cuencas estefanienses.

En las unidades del Ponga y de los Picos de Europa la principal fuente de datos disponible viene dada por valores del CAI, existiendo aún importantes lagunas de información. No obstante, los datos existentes sugieren también un carácter progresivo del metamorfismo hacia el S desde condiciones diagenéticas a anquizonales (Fig. 2). El límite entre ambas zonas no ha sido aún establecido en la unidad del Ponga. En la Unidad de los Picos de Europa, parece que el límite diagénesis-anquizona se localiza cerca del cabalgamiento basal de la unidad. El que

éste no parezca dar lugar a un salto metamórfico sugiere que el metamorfismo es posterior al cabalgamiento basal de la unidad de los Picos de Europa.

En la unidad del Pisuerga-Carrión, los datos del CAI (Fig. 1) indican que una gran parte de la unidad se encuentra dentro de la anquizona, con valores muy próximas a los de la epizona en muchos casos. Existen además algunas áreas situadas dentro de la epizona y otras dentro de la zona diagenética (la principal en el extremo SE de la unidad). La presencia de pumpellita en las grauvacas (van der Pluijm y Kaars-Sijpestijn, 1984) y de moscovita-clorita o moscovita-clorita-cloritoide (Marín, 1997) en las zonas con mayor grado, está de acuerdo con la zonación establecida mediante el CAI. En la mayor parte de esta unidad se ha desarrollado un clivaje primario que, en general, presenta buzamientos suaves o moderados hacia el N y corta a los pliegues, con excepción de algunos pliegues suaves que están asociados a la foliación o que la doblan (Rodríguez-Fernández, 1994; Marín, 1997). Las relaciones entre la cristalización y el clivaje indican que el metamorfismo es en parte sintectónico con el clivaje, dado que moscovita y clorita cristalizan orientados, y en parte postectónico, ya que puede observarse cloritoide cortando el clivaje (Marín, 1997). La única estimación del gradiente térmico asociado a este metamorfismo tardivarisco ha sido realizada por Marín (op. cit.) quien, a partir del parámetro  $b_0$  de la moscovita y de las temperaturas deducidas de valores del CAI, usando la gráfica  $P-T-b_0$  de Sassi (1987), ha obtenido un valor ligeramente superior a  $35^\circ\text{C km}^{-1}$ , que corresponde a un metamorfismo de baja  $P/T$  (Miyashiro, 1994), aunque no lejano del de  $P/T$  intermedia.

Las rocas más modernas afectadas con seguridad por el metamorfismo tardivarisco pertenecen a la Formación Brañosera (Kasimoviense) y están situadas en la parte SE de la unidad del Pisuerga-Carrión, siendo además muy probable que también hayan sido afectadas las rocas de la cuenca de Ciñera-Matallana (Estefaniense B-C). Por otro lado, el clivaje asociado al metamorfismo diastatémico se encuentra cortado, en la unidad del Pisuerga-Carrión, por la aureola de contacto originada por el "stock" de Peña Prieta (Gallastegui et al., 1990), por lo que esta intrusión, cuya edad radiométrica

por el método U-Pb es, según Valverde-Vaquero et al. (in lit.), de  $292 \pm 2/-3$  Ma, marca un límite superior para la edad de dicho clivaje. El "stock" próximo de Pico Iján es similar al de Peña Prieta y se encuentra fosilizado por rocas del Triásico Inferior (Gallastegui et al., 1990). Dado que el metamorfismo diastatémico se prolonga en el tiempo algo más que el desarrollo del clivaje, es probable que dicho metamorfismo y el magmatismo que dio lugar a los cuerpos intrusivos y sus aureolas en la unidad del Pisuerga-Carrión estén genéticamente relacionados, por lo cual la finalización del metamorfismo diastatémico pudo estar no muy lejana en el tiempo de la edad de emplazamiento de los "stocks" citados. Los granitoides de la zona de Salas-Belmonte tienen, según Valverde-Vaquero et al. (in litt.), una edad similar a la del de Peña Prieta, por lo cual deben formar parte de un mismo episodio magmático. Los datos anteriores sugieren que el metamorfismo tardivarisco y el clivaje asociado tienen una edad próxima a la del límite Carbonífero-Pérmico.

## Discusión y conclusiones

El estudio de la transición diagénesis-metamorfismo en la Zona Cantábrica mediante el CAI y el análisis mineralógico de las arcillas ha permitido establecer dos episodios metamórficos en la ZC.

El primer episodio corresponde al metamorfismo regional que se desarrolla de manera generalizada en las zonas internas del orógeno y aparece dentro de la ZC en el Antiforme del Narcea, en los cabos Peñas y Vidrias, y en el área al SO de este último (Figs. 1 y 2), llegándose a alcanzar condiciones epizonales. En estas áreas, el metamorfismo está asociado a un clivaje bien desarrollado. Este episodio también se manifiesta en la parte basal de algunas unidades de la Región de Pliegues y Mantos de la ZC, encontrándose bien representado en la unidad de Somiedo-Correcillas, donde se alcanzan condiciones anquizonales; para estas unidades, se deduce un modelo térmico caracterizado por un aumento progresivo de la temperatura hacia la base de cada manto. Los cabalgamientos basales dan lugar a una inversión metamórfica discontinua, lo cual implica que el pico térmico fue anterior al emplazamiento de las unidades cabalgantes. El ba-

jo nivel térmico en la parte superior de los mantos de la citada región permite suponer que la superposición tectónica o fue pequeña o estuvo compensada por una rápida erosión. Cerca del límite occidental de la ZC, este episodio representa un metamorfismo de *P/T* media, aunque próximo al límite con el de *P/T* baja.

El segundo episodio se interpreta como un evento térmico tardivarisco que tiene dos manifestaciones diferentes. Una representa un metamorfismo diastático que afecta a una notable extensión dentro de la ZC, sobre todo en sus partes central y SE; suele ser progresivo hacia el S y lleva un clivaje asociado que corta a la mayor parte de los pliegues, presentando generalmente buzamientos de bajos a medios hacia el N. La otra corresponde a las aureolas de contacto asociadas a los pequeños cuerpos intrusivos tardihercínicos presentes en la ZC. En estas aureolas se llega a veces a condiciones de alto grado, con desarrollo de "skarns" y mineralizaciones de interés económico cuando las rocas afectadas son calizas. Este segundo episodio metamórfico afecta probablemente a las rocas discordantes del Estefaniense B-C de la cuenca de Ciñera-Matallana, y de acuerdo con los datos de edad absoluta aportados por Valverde-Vaquero et al. (in litt.), su edad parece situarse cerca del límite Carbonífero-Pérmico.

El origen y significado del metamorfismo tardivarisco y del correspondiente clivaje son difíciles de establecer. La existencia de altos gradientes térmicos ha sido invocada por Aller (1986) para explicar el metamorfismo tardivarisco y el clivaje en la Cuenca Carbonífera Central. El ascenso de fluidos magmáticos e hidrotermales podría haber sido favorecido por movimientos extensionales con una edad próxima a la del límite Carbonífero-Pérmico, a lo largo de fallas tales como la de León o la de Sabero-Gordón, facilitando la aparición de gradientes térmicos elevados y de una deformación dúctil extensional con desarrollo de clivaje subhorizontal. Ello explicaría la existencia de zonaciones de más alto grado a lo largo de estas fallas y el trazado E - O de la franja metamórfica, aunque en la unidad del Pisuerga-Carrión, el metamorfismo y el clivaje presentan una distribución algo más genera-

lizada. Esta interpretación está de acuerdo con la notable frecuencia de cuerpos ígneos en la zona, cuyo emplazamiento habría favorecido el desarrollo de gradientes térmicos elevados, y es acorde con la interpretación llevada a cabo por Marín (1997) para el extremo SE de la ZC, quien sugiere que el metamorfismo y el clivaje se habrían originado en el Pérmico durante una etapa de extensión. La existencia de una tectónica compresiva alpina con vergencia S (Alonso et al., 1996) podría haber producido, además del plegamiento del clivaje en algunas áreas, un basculamiento de éste hacia el N, al ascender las rocas por las rampas de los cabalgamientos originados durante dicha orogenia, lo que sugiere buzamientos originales del clivaje menores que los que se observan en la actualidad y refuerza la idea de la existencia de un clivaje subhorizontal ligado a una distensión tangencial.

La consideración del segundo episodio metamórfico como tardivarisco, es decir, ligado a los episodios finales del ciclo varisco, es sugerida por dos tipos de argumentos. El primero se refiere a la proximidad temporal entre este episodio y la deformación varisca en la ZC; en efecto, la deformación en esta zona es esencialmente intrawestfaliense (Julivert 1971), aunque puede llegar al Kasimoviense en su parte oriental (Maas, 1974; Marquínez, 1978), lo que implica un período del orden de 5 Ma entre esta deformación y el episodio aquí considerado. El segundo se refiere a la relación temporal y a la afinidad geoquímica entre los granitoides asociados a este segundo episodio metamórfico y los granitoides tardíos de tendencia calcoalcalina situados más al O, los cuales, aunque cortan a estructuras variscas, han sido siempre considerados, teniendo en cuenta su edad, distribución y geoquímica, como granitoides variscos (Capdevila et al. 1973; Fernández-Suárez 1998).

#### Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por la Dirección General de Enseñanza Superior (proyecto PB 95-1047). Agradecemos a M. van den Boogaard y a H. Jahnke por habernos facilitado el acceso a sus colecciones de conodontos para la determinación del CAI. Los comentarios realizados por A. Cuesta y J.A. Pulgar han sido muy útiles en la mejora del manuscrito original.

## Bibliografía

- Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. and Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NO Spain). In: *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P. J. Friend and C. J. Dabrio Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 214-227.
- Alonso, O. E. and Brime, C. (1990): Mineralogy, Geochemistry, and origin of the underclays of the Central Coal Basin, Asturias, Spain. *Clays and Clay Minerals*, 38: 265-276.
- Aller, J. (1986): *La estructura del sector meridional del las unidades del Aramo y de la Cuenca Carbonífera Central*. Principado de Asturias, 180 pp.
- Aller, J. y Brime, C. (1985): Deformación y metamorfismo en la parte Sur de la Cuenca Carbonífera Central (NO de España). *C. R. X Congres Int. Strat. Géol. Carbonifère*, 3: 541-548.
- Aller, J., Bastida, F., Brime, C. and Pérez-Estaún, A. (1987): Cleavage and its relation with metamorphic grade in the Cantabrian Zone (Hercynian of North-West Spain). *Sci. Géol. Bull.*, 40: 255-272.
- Aparicio, A., Brell, J. M. y García, R. (1993): El metamorfismo de bajo a muy bajo grado en la Zona Cantábrica (Provincias de León, Asturias, Cantabria). *Bol. Geol. Min. España*, 104 (4): 439-461.
- Bastida, F., Brime, C., García-López, S. and Sarmiento, G. N. (1999): Tectono-thermal evolution in a region with thin skinned tectonics: the western nappes in the Cantabrian Zone (Variscan belt of NW Spain). *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, 38-48.
- Brime, C. (1981): Postdepositional transformation of clays in Palaeozoic rocks of northwest Spain. *Clay Minerals*, 16: 421-424.
- Brime, C. (1985): A diagenesis to metamorphism transition in the Hercynian of NW Spain. *Min. Mag.*, 49: 481-484.
- Brime, C. (1991): Metamorphism in the North-eastern Iberian Massif (NW Spain). In: *Low temperature metamorphic processes in contrasting geodynamic settings* (P. L. R. Browne y S. F. Simmons Eds.), Auckland, NZ, 10.
- Brime, C. y Pérez-Estaún, A. (1980): La transición diagénesis-metamorfismo en la región de Cabo Peñas. *Cuadernos Lab. Geol. Laxe*, 1: 85-97.
- Calvo Pérez, M. (1986): La calidad de los carbones de la Cuenca Central Asturiana. *Cuadernos de Hunosa*, 6-20.
- Capdevila, R., Corretgé, L. G. et Floor, P. (1973): Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 15: 209-228.
- Colmenero, J. R. and Prado, J. G. (1993): Coal basins in the Cantabrian Mountain, northwestern Spain. *Int. J. Coal Geol.*, 23: 215-229.
- Corretgé, L. G. and Suárez, O. (1990): Igneous rocks of the Cantabrian/Palentine Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (R.D. Dallmeyer and E. García Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 72-79.
- Epstein, A. G., Epstein, J. B. and Harris, L. D. (1977): Conodont Colour Alteration -an Index to Organic metamorphism. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 995: 1-27.
- Fernández-Suárez, J. (1998): Granitoid magmatism in the autochthonous of the NW Iberian Variscan belt: an overview. In: *Gold exploration and mining in NW Spain*, (D. Arias, A. Martín-Izard and A. Paniagua, Eds.), Univ. de Oviedo, Oviedo, 12-19.
- Frey, M. (1988): Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite "crystallinity" data. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68: 171-183.
- Galán, E., Aparicio, A. y Villegas, F. (1978): El metamorfismo de muy bajo grado (anquimetamorfismo) de la cuenca carbonífera Ciñera-Matallana (provincia de León). *Estudios geol.*, 34: 505-510.
- Galastegui, G., Heredia, N., Rodríguez-Fernandez, L. R. y Cuesta, A. (1990): El "stock" de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 203-215.
- García-Iglesias, J. and Loredo, J. (1990): Geological, mineralogical and geochemical characteristics of the Carlés gold mineralization, Asturias, Spain. *Mineral. Deposita*, 25: S53-S58.
- García-Iglesias, J., Gutiérrez-Claverol, M., Orueta, J., y Suárez, O. (1979): Mineralizaciones asociadas al metamorfismo de contacto del complejo ígneo de Infesto (Zona Oriental de Asturias, España). *Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciencias Oporto*, 61: 155-181.
- García-López, S., Brime, C., Bastida, F. and Sarmiento, G. N. (1997): Simultaneous use of thermal indicators to analyse the transition from diagenesis to metamorphism: an example from the Variscan Belt of northwest Spain. *Geol. Mag.*, 134: 323-334.
- Gutiérrez-Alonso, G. and Nieto, F. (1996): White-mica 'crystallinity' finite strain and cleavage development across a large Variscan structure, NW Spain. *J. Geol. Soc. London*, 153: 287-299.
- Julivert, M. (1967): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1: 59-76.
- Julivert, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Am. J. Sci.*, 270: 1-29.
- Julivert, M. (1978): Hercynian orogeny and Carboniferous paleogeography in Northwestern Spain: A model of deformation-sedimentation relationships. *Z. deutsche geol. Ges.*, 129: 565-592.
- Keller, M. and Krumm, S. (1992): Evidence of an Upper Ordovician thermo-metamorphic event in the SW-corner of the Cantabrian Mountains (N-Spain). *Estudios geol.*, 48: 289-296.
- Keller, M. and Krumm, S. (1993): Variscan versus Caledonian and Precambrian metamorphic events in the Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Z. Deutschen. Geol. Ges.*, 144: 88-103.
- Kübler, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout á fait supérieures du métamorphisme. *Etages tectoniques, Coll. Neuchâtel*, 105-122.
- Maas, K. (1974): The Geology of Liébana, Cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a Flysch area. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 379-465.
- Marcos A., Pulgar J. A. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neues Jahrb. Geol. Paläont.*, 163: 256-260.
- Marín, J. A. (1997): *Estructura del Domo de Valsurbio y borde suoriental de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España)*. Tesis Doctoral (inérita), Univ. Oviedo, 181 pp.
- Marquinez, J. L. (1978): Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10: 295-308.
- Marschik, R. (1992): *Der Übergang von Diagenese zur sehr niedergradigen Metamorphose im externen Varistikum (Kantabrische Zone), NW Spanien*. Tesis Diplomatura. Universidad de Heidelberg.
- Martín-Izard, A., Boixet, L. and Maldonado, C. (1993): Geology and mineralogy of the Carlés gold-bearing skarn. In: *Current research in Geology applied to ore deposits*, (P. Fenoll, J. A. Torres-Ruiz and F. Gervilla Eds.), Univ. de Granada, Granada, 499-502.
- Méndez, C. A. (1985): *Estudio de la evolución de los carbones de la cuenca Ciñera-Matallana, León*. Tesis Doctoral (Inédita), Univ. Oviedo, 276 pp.
- Merriman, R. J. and Kemp, S. J. (1997): Correlation clay mineral reaction progress with organic maturity indicators. *Clay Mineral Evolution, Basin Maturity and Mudrock Properties. British Geol. Surv.*, 41-43.
- Miyashiro, A. (1994): *Metamorphic Petrology*. UCL Press, Londres, 404 pp.
- Pérez-Estaún, A. (1978): *Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-leonesa*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 92: 144 pp.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquinez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. and Pulgar, J. A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7: 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J. A., Banda, E., Álvarez-Marrón, J. and ESCI-N Research Group (1994): Crustal structure of the external variscides in northwest Spain from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 232: 91-118.
- Raven, J. G. M. and van der Pluijm, B. A. (1986): Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. *Geol. Mag.*, 123: 673-681.
- Rejebian, V. A., Harris, A. G. and Huebner, J. S. (1987): Conodont colour and textural alteration: An index to regional metamorphism and hydrothermal alteration. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99: 47-479.
- Robinson, D. (1987): Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology*, 15: 866-969.
- Rodríguez-Fernández, L. R. (1994): *La estratigrafía del Paleozoico y la estructura de la región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera hercíniana, NO de España)*. Lab. Xeol. Laxe. Serie Nova Terra, 9, A Coruña, 240 pp.
- Suárez, O. (1995): Las rocas ígneas y el metamorfismo. In: *Geología de Asturias* (C. Aramburu y F. Bastida), Trea, Oviedo, 123-138.

- Suárez, O., Cuesta, A., Gallastegui, G. y Corretgé, L. G. (1993): Mineralogía y petrología de las rocas plutónicas de Infiesto (Zona Cantábrica, N de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 19, 123-153.
- Sassi, F. P. (1987): Geobarometría basata sul contenuto in celadonite s. s. nella muscovite. In: *Magmatismo e Metamorfismo*, (C. D'Amico, F. Innocenti and F. P. Sassi, Eds.), Torino, UTET, 448-449.
- Valverde-Vaquero, P., Cuesta, A., Gallastegui, G., Suárez, O., Corretgé, L. G. and Dunning, G. R. (in litt.): U-Pb dating of Late Variscan magmatism in the Cantabrian Zone (Northern Spain). EUG10, abstract.
- Van der Pluijm, B. A. and Kaars-Sijpestijn, C. H. (1984): Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low grade rocks. *J. Struct. Geology*, 6: 399-407.