

La deformación alpina en el Domo de Valsurvio (Zona Cantábrica, NO de España)

J. A. MARÍN, J. A. PULGAR y J. L. ALONSO

Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco, s/n. 33005 OVIEDO

Resumen: El Domo de Valsurvio, formado por materiales paleozoicos, se sitúa en la Zona Cantábrica, próximo a los materiales sinorogénicos del borde N de la cuenca terciaria del Duero. Un corte geológico de dirección N-S a través del domo muestra una serie de cabalgamientos generados durante la Orogenia Hercínica, que están deformados por el gran pliegue que define el Domo de Valsurvio. Se trata de un anticlinal de dimensiones kilométricas cuyo flanco N se inclina suavemente en esta misma dirección. El flanco S, por el contrario, se dispone vertical o invertido, involucra a rocas mesozoico-terciarias y es debido, en gran parte, a la Orogenia Alpina. La restauración del corte geológico ha permitido deducir el efecto que produjo la deformación alpina sobre las estructuras hercínicas previas. Este efecto consiste en el reapretamiento de los pliegues hercínicos y la consiguiente rotación de las estructuras plegadas por los mismos.

Palabras clave: Zona Cantábrica, Orogenia Hercínica, Orogenia Alpina, cabalgamientos, fallas, pliegues.

Abstract: The Valsurvio Dome, constituted by paleozoic rocks, is located in the Cantabrian Zone, close to the synorogenic rocks of the northern margin of the Duero Tertiary basin. A N-S cross-section shows thrusts generated during the Hercynian Orogeny, which are deformed by the Valsurvio Dome. It is a kilometrical scale anticline, with its northern limb gently dipping to the N and the southern one vertical or inverted. This great fold, of Alpine age, involves the Mesozoic-Tertiary cover. Restoration of the cross section allows to infer the effect of the alpine deformation on the hercynian structures. The alpine deformation produced the tightening of the hercynian folds.

Key words: Cantabrian Zone, Hercynian Orogeny, Alpine Orogeny, thrusts, faults, folds.

Marín, J. A., Pulgar, J. A. y Alonso, J. L. (1995).- La deformación alpina en el Domo de Valsurvio (Zona Cantábrica, NO de España). *Rev. Soc. Geol. de España*, 8 (1-2): 111-116.

El Domo de Valsurvio es una estructura que se sitúa al N de la Provincia de Palencia, en el extremo occidental de la Sierra del Brezo, dentro de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica. Geológicamente, el área estudiada forma parte de la Zona Cantábrica, la más externa, desde el punto de vista estructural, de las zonas en las que Lotze (1945) dividió la Cadena Varisca del NO de la Península Ibérica. Dentro de la Zona Cantábrica, este área se sitúa en la Región de Pliegues y Mantos de Julivert (1971), (Fig. 1).

La estructura del Domo de Valsurvio fue interpretada por Koopmans (1962) como un gran anticlinal, formado durante una fase de deformación post-Estefaniense y pre-Triásica, cuyos flancos presentan pliegues y cabalgamientos generados durante las primeras etapas de la Orogenia Herciniana. Según el mismo autor, la actual posición invertida del flanco S de este anticlinal sería consecuencia de una nueva fase de deformación de edad terciaria.

La relación del Domo de Valsurvio con las estructuras hercínicas ha sido discutida por Pulgar (1973). Este autor propone la existencia de un cabalgamiento cuyo nivel de despegue asciende, mediante una fuerte rampa y aproxima-

damente hacia el N, desde la Formación Láncara (Cámbrico) hasta los sedimentos del Carbonífero inferior. La actual estructura en domo evolucionaría a partir del pliegue de flexión de falla originado en el bloque cabalgante por encima de dicha rampa (ver Pulgar, 1973, Fig. 9b).

Los principales objetivos de esta publicación son, por un lado, mostrar la estructura general del Domo de Valsurvio y su relación con la deformación alpina; y por otro, analizar el efecto de dicha deformación sobre las estructuras hercínicas previas. Para ello, se ha realizado un corte geológico de dirección aproximada N-S que atraviesa el sector meridional de la Región de Pisuerga-Carrión, el Domo de Valsurvio y finaliza en el borde N de la Cuenca del Duero. Posteriormente, este corte ha sido restaurado.

La zona situada al N del Domo forma parte de la Unidad del Alto Carrión, una de las unidades estructurales en las que Rodríguez Fernández y Heredia (1987, 1988) dividen la Región del Pisuerga-Carrión (Julivert, 1971). La cartografía y el corte geológico de esta zona, presentados en las figuras 2 y 3, se han realizado utilizando los datos simplificados de Rodríguez Fernández (1992). Para el análisis del sector meridional, correspon-

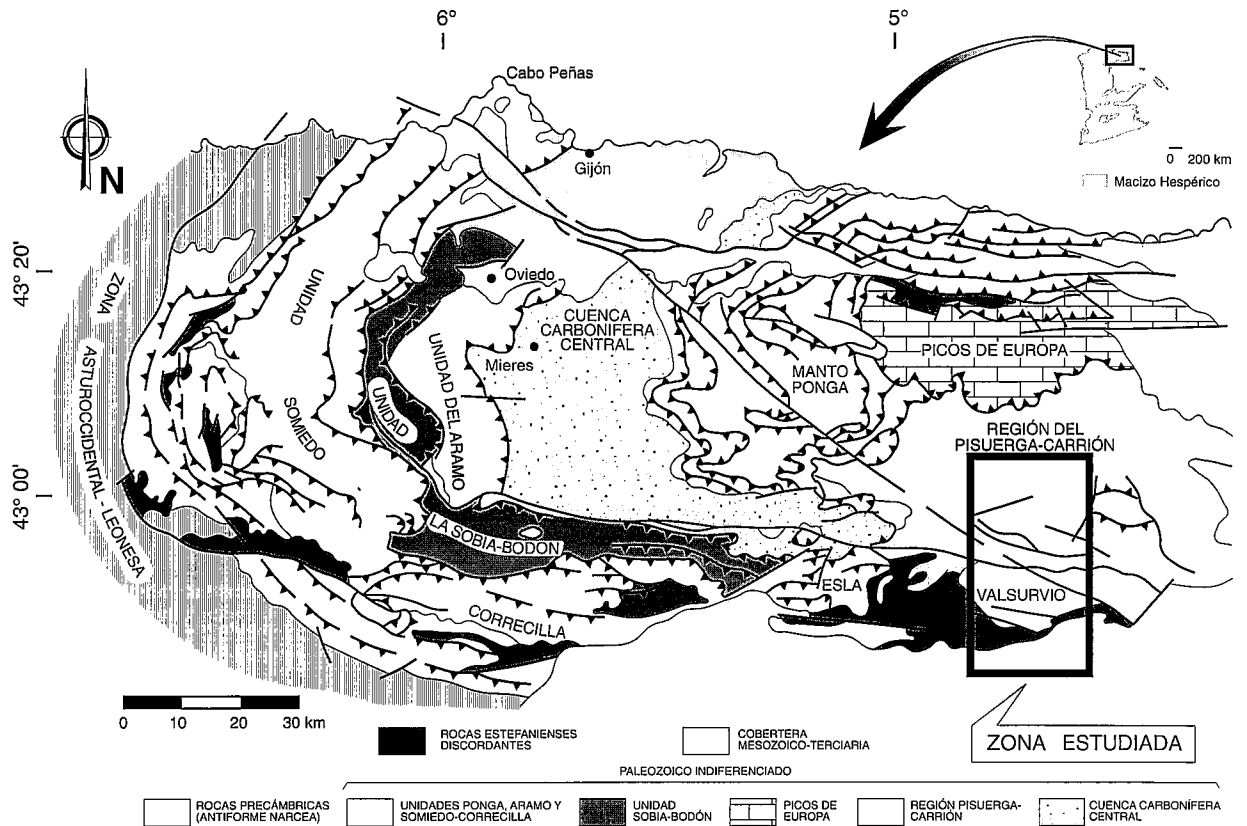


Figura 1.- Situación del área estudiada dentro de la Zona Cantábrica. Divisiones según Julivert (1971), modificado por Pérez-Estaún y otros (1988).

diente al borde N de la Cuenca del Duero, se han considerado los datos aportados por Alonso y otros (en prensa).

Estratigrafía

La mayor parte del territorio estudiado está ocupado por materiales de edad paleozoica que constituyen una secuencia que abarca desde el Silúrico hasta el Carbonífero superior. Los afloramientos devónicos de mayor extensión se localizan en el núcleo del Domo de Valsurvio (Fig. 2) y consisten en una serie de rocas carbonatadas separadas por otras de carácter siliciclástico. Por encima de estos materiales se disponen calizas masivas grises de edad namuriense a las que Reuther (1977) denominó Calizas del Brezo.

La sucesión estratigráfica del Carbonífero continúa con una potente serie de sedimentos eminentemente siliciclásticos que se pueden dividir en dos unidades estratigráficas, el grupo Prioro y el grupo Pando (Alonso, 1985), separadas por la discordancia de Curavacas (Kanis, 1956). Estas unidades, a las que se les atribuye la categoría informal de grupos¹, presentan depósitos característicos de una cuenca sinorogénica (turbiditas, olistostromos, brechas calcáreas, etc.). La unidad inferior (grupo Prioro) aflora en el sector N del área estudiada y a lo largo de una franja que discurre entre las localidades de Valverde de la Sierra y La Lastra (Banda de Triollo); el grupo Prioro está formado por areniscas y pizarras que conforman una secuencia turbidítica de edad namuriense superior-westfaliense inferior.

El grupo Pando está constituido por una sucesión siliciclástica que comienza con el depósito de un conglomerado cuarcítico, (Conglomerado de Curavacas, de Kanis, 1956) o polimítico (Miembro conglomerático-calcareo de Triollo, de van Veen, 1965, o Conglomerado de Triollo, de Rodríguez Fernández, 1992). La base de dichos conglomerados es generalmente discordante (discordancia de Curavacas, de Kanis, 1956) y hacia niveles superiores y/o lateralmente los litosomas conglomeráticos se intercalan con las areniscas y pizarras que completan la sucesión del grupo Pando. La edad de estos sedimentos es Westfaliense.

Las rocas paleozoicas más jóvenes afloran en el sector meridional de la zona estudiada. Son areniscas y pizarras con intercalaciones de capas de carbón, de edad Estefaniense; se disponen discordantemente sobre las Calizas del Brezo y constituyen la Cuenca carbonífera de Guardo-Cervera (Wagner, 1959).

Al sur de dicha cuenca y en contacto suavemente discordante con los materiales carboníferos, se encuentran sedimentos detríticos y carbonatados del Cretácico. La sucesión estratigráfica en este sector finaliza con los materiales terciarios del borde N de la Cuenca del Duero, disconformes sobre las rocas mesozoicas y dispuestos en discordancia sintectónica (García Ramos y otros, 1986; Alonso y otros, en prensa).

¹ en el sentido de Alonso (1985, pag. 31), quien utiliza este término para referirse a las unidades estratigráficas sinorogénicas separadas por discordancias en el Área del Alto Cea.

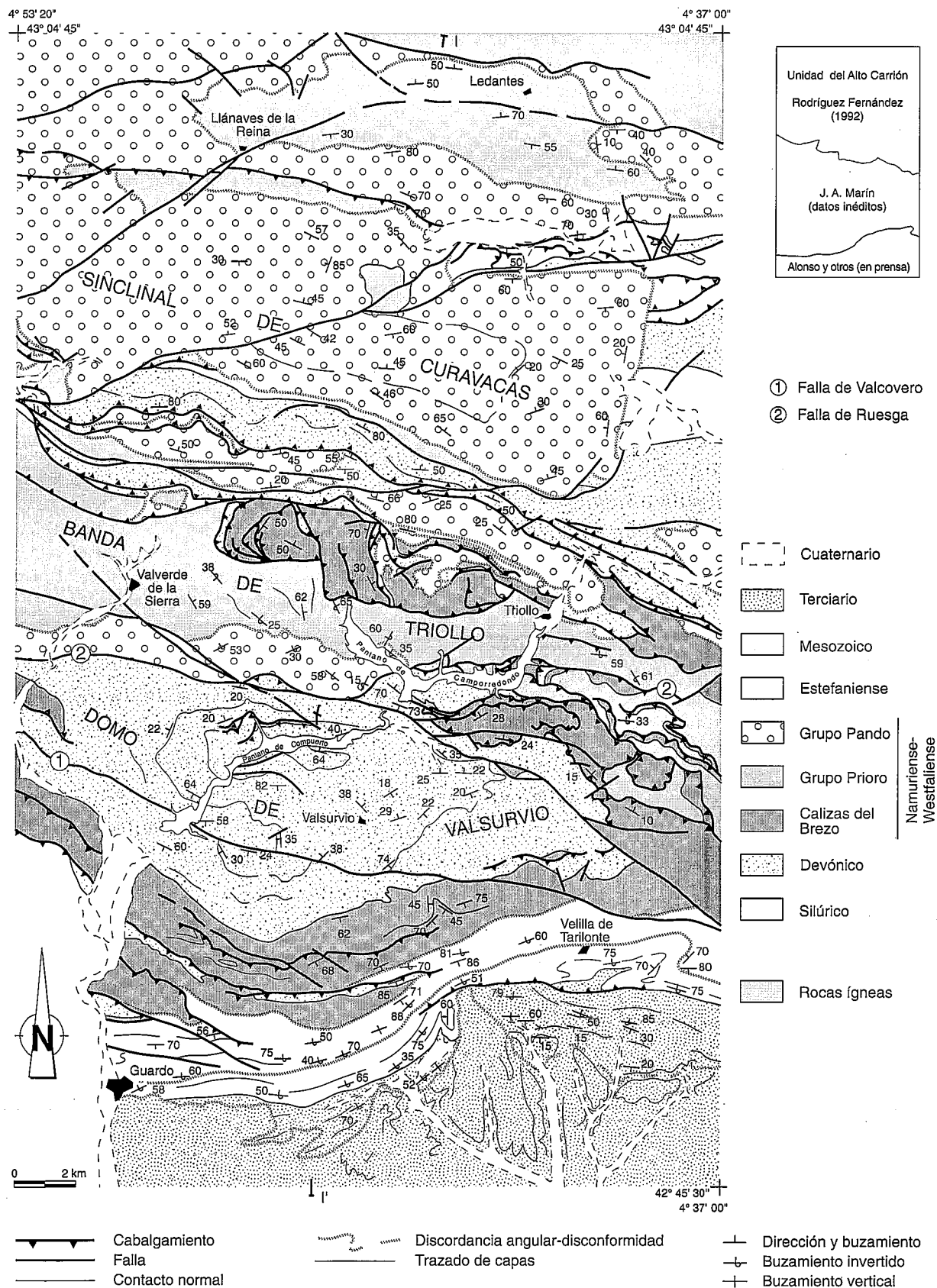


Figura 2.- Mapa geológico del área estudiada. Cartografía de la Unidad del Alto Carrión según Rodríguez Fernández (1992); cartografía del borde N de la Cuenca del Duero según Alonso y otros (en prensa).

Estructura

La estructura hercínica

La estructura general que se puede observar en el ma-

pa geológico (Fig. 2) consiste en dos grandes pliegues de dimensiones kilométricas. El sector norte está ocupado por un sinformal, denominado Sinclinal de Curavacas (de Sitter, 1957), en cuyo núcleo se sitúan los materiales

post-discordancia de Curavacas. En los flancos de este pliegue se localizan cabalgamientos y otras fallas que afectan a las rocas paleozoicas más antiguas. Las superficies de cabalgamiento cortan en unos casos a los materiales sinorogénicos del grupo Pando, mientras que en otros son fosilizadas por ellos. Puede deducirse, por tanto, una reactivación de dichas estructuras durante una etapa posterior a la de su génesis (Rodríguez Fernández, 1992).

En el sector sur de la zona de estudio (Fig. 2) se observa un gran antiformal conocido en la literatura geológica con el nombre de Domo de Valsurvio (Koopmans, 1962). Se trata de un antiforme asimétrico cuyo flanco S se dispone vertical o ligeramente invertido y el flanco N se inclina en esta misma dirección con un buzamiento medio de unos 20°. El Domo de Valsurvio también presenta cabalgamientos que involucran a las rocas de edad paleozoica y que convergen hacia abajo en un nivel situado en el contacto entre las Calizas del Brezo y las rocas devónicas; en algunos casos los cabalgamientos involucran también a los sedimentos del Devónico superior. El apilamiento de las láminas provoca un engrosamiento considerable de las Calizas del Brezo en el flanco S del domo. El sentido de avance de los cabalgamientos es, aproximadamente, hacia el N y sus superficies aparecen plegadas por el domo.

Entre el Sinclinal de Curavacas y el Domo de Valsurvio se sitúa la Banda de Triollo (Fig. 2), formada esencialmente por materiales pertenecientes al grupo Prioro. Las estructuras más frecuentes que se desarrollan sobre dichos materiales son pliegues cuyos ejes y trazas axiales muestran una gran dispersión. El límite entre el Domo de Valsurvio y la Banda de Triollo es la Falla de Ruesga,

que corta a los cabalgamientos descritos anteriormente (Figs. 2 y 3) y muestra una elevación del bloque S.

Cortando a todas las estructuras descritas hasta ahora, y exclusivamente sobre los materiales paleozoicos, se desarrolla un clivaje cuya disposición general puede observarse en las figuras 3 y 4. Se trata de un clivaje espaciado que en lámina delgada aparece como un clivaje grosero o clivaje pizarroso grosero. Esta foliación está bien representada en los sedimentos margosos y sobre todo en los pizarrosos; en los niveles lutíticos de las formaciones devónicas el clivaje puede llegar a obliterar completamente la estratificación.

La estructura alpina

La estructura más evidente en el corte geológico (Fig. 3) es el anticlinal que conforma el Domo de Valsurvio, que afecta tanto al zócalo paleozoico como a la cobertera mesozoico-terciaria. En el flanco S de este pliegue, las rocas mesozoicas y terciarias se encuentran verticales o invertidas, es decir, con la misma disposición que las rocas paleozoicas. Hacia el sur, en la Cuenca del Duero, a medida que se asciende en la sucesión estratigráfica, el buzamiento de los sedimentos terciarios decrece conformando una discordancia sintectónica (Figs. 2 y 3). Esta estructura anticlinal ha sido interpretada por Alonso y otros (en prensa) como un pliegue de propagación de falla relacionado con un cabalgamiento inclinado al N que no llega a aflorar en superficie (Fig. 3) y cuyo efecto más inmediato es el levantamiento del zócalo.

La cobertera mesozoica, erosionada en el flanco N del Domo de Valsurvio, ha sido reconstruida en el corte geológico, proyectando las estructuras que afectan a los

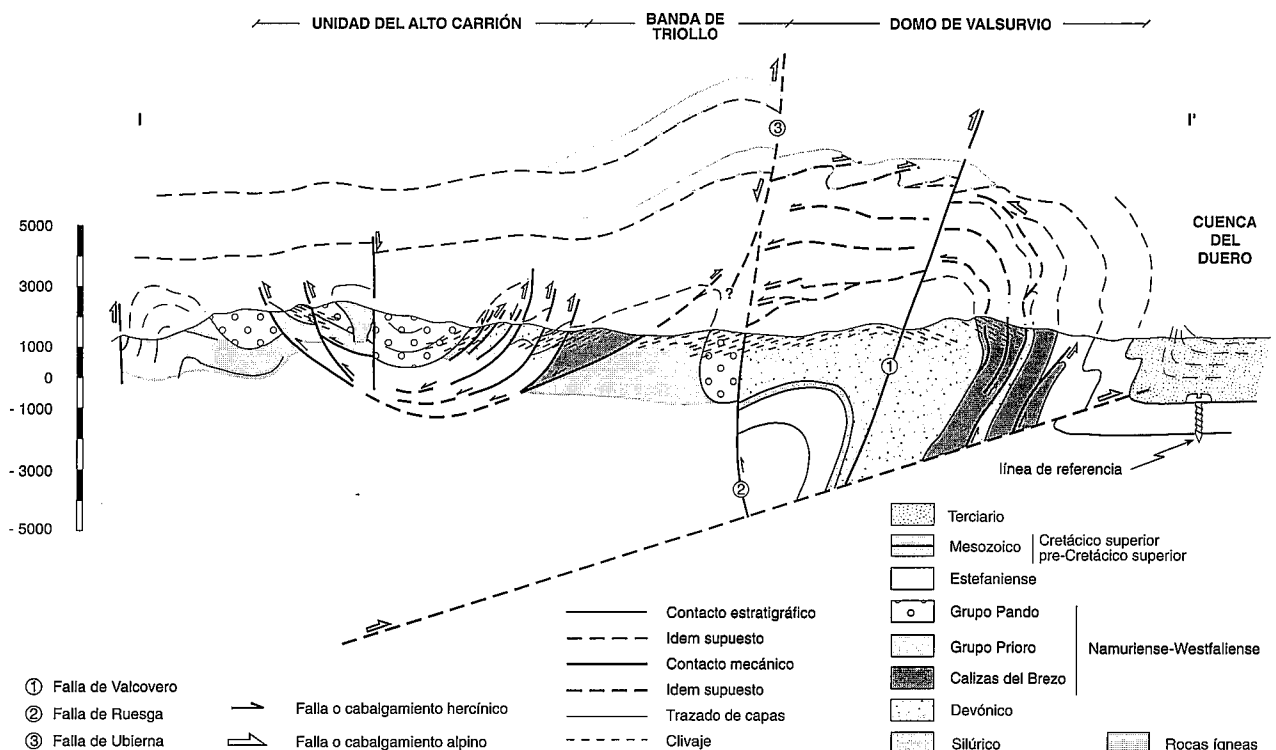


Figura 3.- Corte geológico a través del área estudiada. Unidad del Alto Carrión según Rodríguez Fernández (1992); borde N de la Cuenca del Duero según Alonso y otros (en prensa).

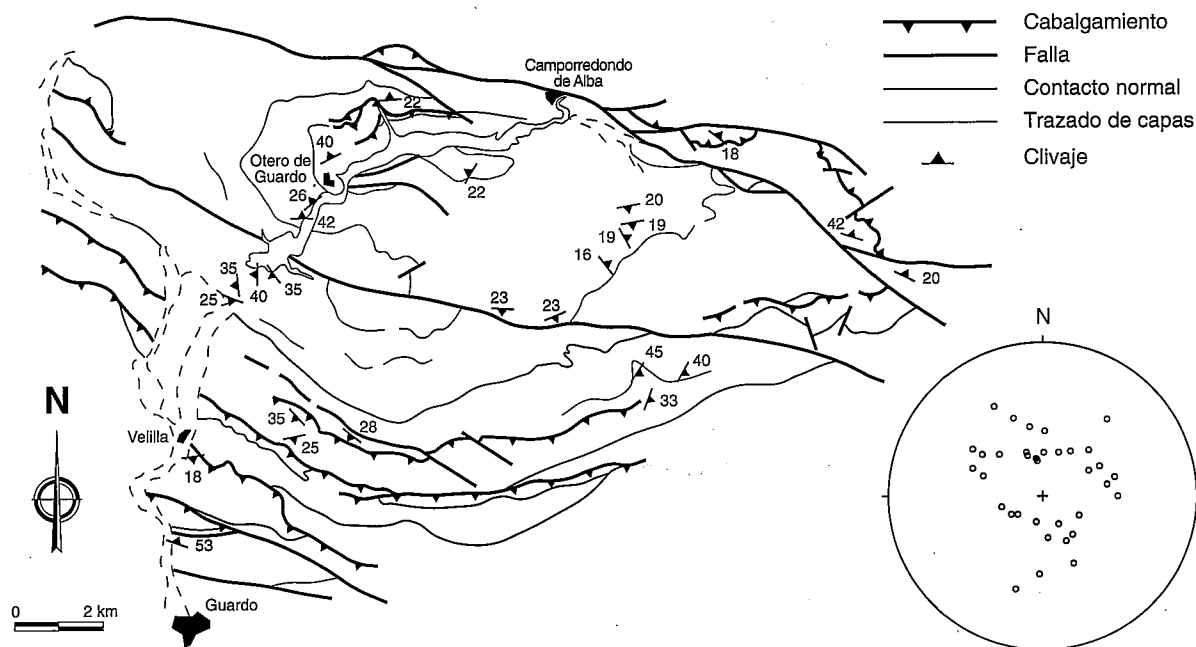


Figura 4.- Disposición del clivaje en el Domo de Valsurvio y proyección estereográfica equiareal de los polos de dicha foliación.

materiales mesozoicos localizados al E de la zona estudiada (Espina y otros, 1993). Dichas estructuras son pliegues vergentes al S que involucran al basamento y a la cobertera y provocan un acortamiento considerable.

Existen además en el Domo de Valsurvio otras estructuras generadas también durante la Orogenia Alpina. Sobre el flanco normal se desarrollan fallas y cabalgamientos que repiten la sucesión estratigráfica mientras que el flanco invertido se ve afectado por fracturas que omiten parte de dicha sucesión. Ambos efectos pueden observarse en la Falla de Valcovero (Figs. 2 y 3), que atraviesa el domo en dirección ESE-ONO.

Otra importante estructura alpina es la Falla de Ubierna (Fig. 3), que se sitúa al SE de la zona estudiada, donde muestra un trazado SE-NO. Al alcanzar a los materiales paleozoicos su trazado es difícil de seguir en los materiales lutíticos de la Banda de Triollo, al no existir diferencias litológicas a ambos lados de la fractura. La relación de la Falla de Ubierna con los sedimentos mesozoicos y terciarios en el sector situado al E del área estudiada muestra que en un primer episodio actuó como falla directa, hundiendo el bloque N y ejerciendo un control sedimentario en el Triásico, Jurásico y Cretácico inferior; posteriormente, esta falla sufrió una inversión tectónica, con elevación del bloque N (Espina, 1994).

Efecto de la deformación alpina sobre las estructuras hercínicas

Para evaluar el efecto de la deformación alpina sobre el basamento se ha restaurado el corte geológico, colocando la cobertera en posición horizontal (Fig. 5). En el sector correspondiente al Domo de Valsurvio se ha realizado un balance de líneas más un balance de áreas, dado que el contacto entre las Calizas del Brezo y los materia-

les del Devónico se encuentra despegado. En el área situada al N de la Falla de Ruesga la restauración del corte es más interpretativa y el balance es únicamente de líneas.

El corte restaurado muestra la probable disposición original de los cabalgamientos hercínicos, que en el sector situado entre la Falla de Ruesga y el borde N de la cuenca del Duero estarían inclinados al S (Fig. 5). Entre ellos destaca la Falla de Ruesga, en cuya rampa cabalgante se desarrolla un pliegue de grandes dimensiones que constituiría el primitivo "Domo de Valsurvio hercínico". Tanto los cabalgamientos de primera generación como el clivaje son posteriormente plegados por el pliegue alpino (Figs. 3 y 4). La deformación alpina en el sector meridional del área estudiada se pone de manifiesto, principalmente, por la rotación de los cabalgamientos (comparar Figs. 3 y 5). Por el contrario, la deformación alpina en la Unidad del Pisuerga-Carrión parece ser mucho menos intensa. El reapretamiento de los pliegues y la reactivación de los cabalgamientos hercínicos (comparar Figs. 3 y 5) es atribuible a mecanismos de flexural slip (Rodríguez Fernández, 1992).

La sección restaurada permite evaluar el acortamiento de la cuenca mesozoica durante la orogenia alpina. El acortamiento total medido sobre este corte es de unos 20 km, de los que 17 corresponden al Domo de Valsurvio y 3 a la Unidad del Alto Carrión.

Conclusiones

La realización de un corte geológico de dirección N-S a lo largo del Domo de Valsurvio y de la Unidad del Alto Carrión permite analizar la repercusión de la Orogenia Alpina en dichos sectores. El corte muestra el zócalo paleozoico y la cobertera mesozoica deformados solidariamente, sin desarrollo de despegues importantes entre am-

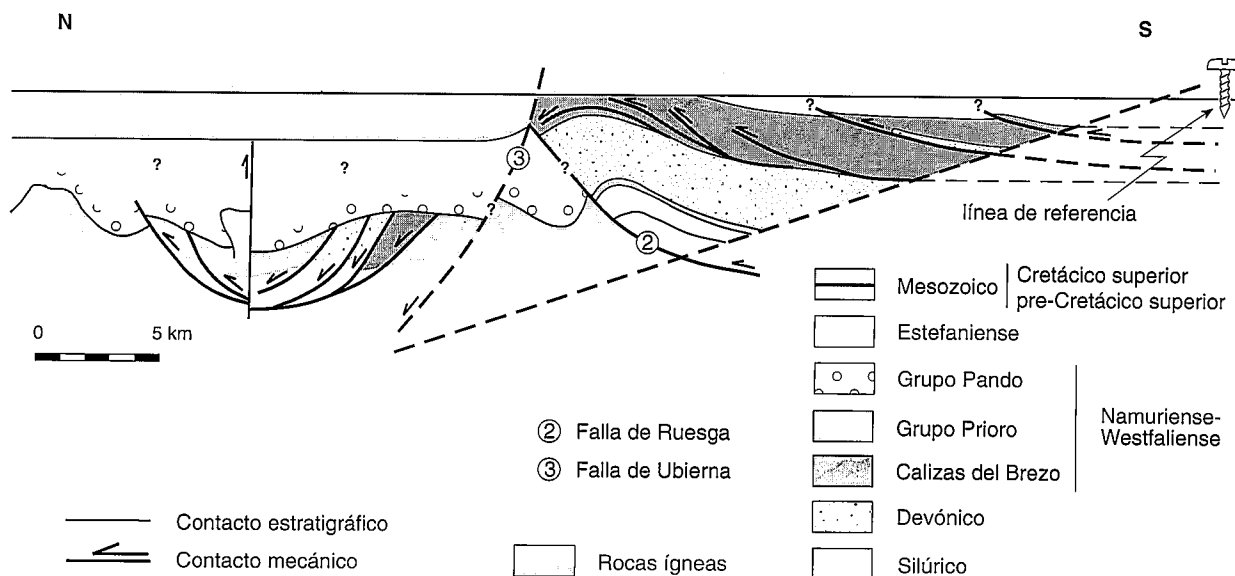


Figura 5.- Restauración parcial del corte geológico una vez colocada la cobertera mesozoica en posición horizontal.

bos. La deformación es más intensa en el sector S del área estudiada; la estructura alpina más evidente es el flanco S del Domo de Valsurvio, el cual se dispone vertical o ligeramente invertido, involucrando a los sedimentos paleozoicos y mesozoicos. Pero la modificación de la estructura varisca durante el ciclo alpino consiste, principalmente, en el reapretamiento de los pliegues y en la rotación de los cabalgamientos. En efecto, la restauración de la cobertera a su posición original muestra la fuerte inversión que sufrieron algunos cabalgamientos (especialmente la Falla de Ruesga) y la variación de la geometría del Sinclinal de Curavacas y del anticlinal que conforma el domo. La cantidad de acortamiento medida sobre el corte geológico es de unos 20 km. De éstos, 17 km corresponden al Domo de Valsurvio y 3 km a la Unidad del Alto Carrión.

Agradecemos las sugerencias realizadas por los revisores de este trabajo, que ha sido financiado por los proyectos GEO91-1086 de la CICYT y PB92-1013 de la DGCYT.

Bibliografía

- Alonso, J. L. (1985): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la Región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Diputación Provincial de León. Institución Fray Bernardino de Sahagún. 276 pp.
- Alonso, J. L.; Pulgar, J. A.; García Ramos, J. C. y Barba, P. (en prensa): Tertiary basins and alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: *Tertiary Basins of Spain*. P. Friend and C. Dabrio eds.. Cambridge University Press.
- Espina, R. G. (1994): Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, 137-150.
- Espina, R. G.; Alonso, J. L. y Pulgar, J. A. (1993): Discordancias sintectónicas originadas por plegamiento "buckling" en la Banda de Ubierna (Cordillera Cantábrica). *II Congreso del G.E.T.*. A. Muñoz, A. Gonzalez y A. Pérez eds.. Comunicaciones: 105-108.
- García Ramos, J. C.; Colmenero, J. R. y Manjón, M. (1986): Un modelo muy peculiar de abanicos aluviales en el límite meridional de la

Sierra del Brezo (N de Palencia). *Acta Salmaticensia, Ciencias*, 50, 93-112.

- Julivert, M. (1971): Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Science*. 270, (1), 1-29.
- Kanis, J. (1956): Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia-Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21, 377-445.
- Koopmans, B. N. (1962): The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 26, 131-232.
- Lotze, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 1-12. (Trad. por J.M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166).
- Pérez-Estaún, A.; Bastida, F.; Alonso, J. L.; Marquín, J.; Aller, J.; Álvarez-Marrón, J.; Marcos, A. y 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(3), 517-537.
- Pulgar, J. A. (1973): La zona de escamas de San Martín-Ventaniella y su posible relación con el Domo de Valsurvio. *Brev. Geol. Astur.*, XVII, 4, 55-63.
- Reuther, C. D. (1977): Das Namur in sudlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und Facies-differenzierung im Übergang Geosyn-Klinale-Orogen. *Clausth. Geol. Abh.*, 28, 122 pp.
- Rodríguez Fernández, L. R. (1992): *Estratigrafía y estructura de la Región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera Cantábrica)*. Tesis de Doctorado (inédita). Univ. de Oviedo. 244 pp.
- Rodríguez Fernández, L. R. y HEREDIA, N. (1987): La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, 207-229.
- Rodríguez Fernández, L. R. y Heredia, N. (1988): Evolución tectosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: el ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España). *Cong. Geol. de España*, SGE, 65-73.
- Sitter, L. U. de (1957): The structural history of the SE corner of the Paleozoic core of the Cantabrian Mountains. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 105, 272-284.
- Veen, J. van (1965): The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35, 43-103.
- Wagner, R. H. (1959): Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW y Portugal N. *Estud. Geol.*, XV, 398-420.

Manuscrito recibido el 10 de Noviembre de 1994
Aceptado el manuscrito revisado el 7 de Marzo de 1995