

Nuevas aportaciones al conocimiento de la estructura varisca y alpina de la lámina cabalgante de Bono, Zona Axial, Pirineos centrales

M. GUTIÉRREZ-MEDINA

*Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.
Email: mgutierrez@geol.uniovi.es. Equipo CONSOLIDER "Topo Iberia"*

Resumen: En este trabajo se analiza la estructura varisca y alpina de las rocas paleozoicas que forman parte de la lámina cabalgante alpina de Bono, en la Zona Axial de los Pirineos centrales. Las estructuras que se han reconocido se pueden agrupar en tres fases de deformación. 1) En la primera de ellas se desarrollaron pliegues tumbados y apretados, de dirección NE-SO, con flancos kilométricos y que no presentan un clivaje asociado. 2) La segunda fase se caracteriza por un clivaje, dominante en toda la zona de estudio, de dirección aproximada E-W. Dicho clivaje es oblicuo a las primeras estructuras y localmente se asocia a pliegues de trazado E-W cuyos ejes tienen una inmersión hacia el norte. Este clivaje por lo general se presenta como un clivaje disyuntivo grosero, de espaciado a finamente espaciado. 3) La tercera fase de deformación desarrolló pliegues de dirección NNO-SSE, que deforman las estructuras anteriores y que dan lugar a complicadas formas cartográficas. Las dos primeras fases de deformación son atribuidas al varisco, mientras que la tercera podría ser tanto varisca como alpina. Durante esta última orogenia el cabalgamiento de Bono trasladó hacia el sur el volumen de rocas de dicha lámina una distancia mínima de 3,5 km, asimismo, en los materiales triásicos que están cobijados en el bloque inferior de dicho cabalgamiento se formaron pliegues asimétricos con vergencia sur y un clivaje alpino asociado a ellos.

Palabras clave: Pirineos, Zona Axial, Orógeno Varisco, Superposición de plegamiento, Orógeno Alpino.

Abstract: The Variscan and Alpine structure of the Paleozoic rocks which form part of the Alpine Bono thrust sheet, in the central part of the Axial Zone of the Pyrenees, have been analyzed in this study. The structures recognized can be grouped into three deformation phases. 1) During the first one, tight, inclined folds were developed, with NE-SW direction, kilometeric limbs and without an associated cleavage. 2) The second phase is characterized by an ubiquitous cleavage in all the study area with an approximate E-W trend. This cleavage is oblique to the first structures and is locally related to E-W folds whose axes plunge to the north. This cleavage is a rough disjunctive cleavage finely spaced. 3) A third phase developed folds of NNW-SSE direction, which deform the previous structures and produce complex map patterns. The first and second deformation phases have been attributed to the Variscan orogeny, but the third one could be both Variscan or Alpine. During this last orogeny the Bono thrust sheet had a minimum displacement of 3.5 km to the south, likewise asymmetric south-vergent folds, with an associated Alpine cleavage, were formed in the Triassic rocks located in the foot-wall of this thrust.

Key Words: Pyrennes, Axial Zone, Variscan Orogen, Superimposed folding, Alpine Orogen.

La cordillera Pirenaica es el resultado de la colisión entre las placas Ibérica y Euroasiática desde el Cretácico superior al Mioceno inferior. Su extensión longitudinal es aproximadamente de unos 1500 km y tiene una anchura de unos 200 km. Esta colisión entre placas produjo la inversión tectónica de cuencas extensionales de edad pérmica-cretácica y la incorporación del basamento paleozoico, deformado durante la orogénesis varisca, en algunas láminas cabalgantes. El resultado es una cordillera asimétrica con doble vergencia de las estructuras (Seguret, 1972; Choukroune y ECORS team, 1989; Muñoz, 1992), que ha sido tradicionalmente dividida en tres zonas: Zona Norpirenaica, Zona Axial y Zona Surpirenaica (Choukroune y Seguret, 1973).

Las Zona Nor- y Surpirenaica están constituidas por varias láminas cabalgantes alpinas con vergencia norte y sur respectivamente que afectan principalmente a rocas mesozoicas y terciarias; por su parte, la Zona Axial está formada casi en su totalidad por rocas paleozoicas deformadas durante la orogenia varisca y dispuestas en diferentes láminas cabalgantes alpinas, que configuran una estructura antiformal (Seguret, 1972; Williams y Fischer, 1984; Deramond et al., 1985; Muñoz, 1985). Los trabajos de Roure et al. (1989), Choukroune y ECORS team (1989), Choukroune et al. (1990), Mattauer (1990) y Muñoz (1992) realizados a partir del perfil sísmico de reflexión profunda ECORS Pyrenees, establecen la estructura general alpina de los Pirineos.

Las rocas prêmesozoicas de la Zona Axial (Fig. 1) incluyen rocas sedimentarias y metasedimentos de edad precámbrica y paleozoica (Cámbrico a Carbonífero), gneises y complejos graníticos en su mayoría de edad carbonífera (Solé et al. 1997). El metamorfismo regional producido durante la orogenia varisca fue, en algunos sectores de la Zona Axial, de alta temperatura y baja presión (Zwart, 1979).

Desde de Sitter y Zwart (1960), la Zona Axial Pirenaica ha sido tradicionalmente dividida en dos dominios estructurales: i) infraestructura, caracterizada por el desarrollo de un clivaje subhorizontal y contemporáneo con el climax del metamorfismo varisco, que en algunas zonas alcanza condiciones de alto grado; y ii) supraestructura, que se caracteriza por el desarrollo de pliegues a los que se asocia un clivaje subvertical o fuertemente inclinado hacia el norte, con un trazado aproximado E-O y desarrollado en condiciones de metamorfismo de bajo a muy bajo grado. La relación temporal entre la deformación de estos dos dominios fue motivo de controversia, ya que mientras algunos consideraban que ambos dominios se formaron simultáneamente (Zwart, 1979; Soula, 1982), para otros la infraestructura se formó previa (Matte, 1969; García-Sanseguno, 1992) o posteriormente (van den Eeckhout y Zwart, 1988) a la supraestructura.

La zona estudiada se sitúa en la parte central de la vertiente sur de los Pirineos, al noreste de la provincia de Huesca (España) entre los ríos Noguera Ribagorzana y Baliera. Desde el punto de vista geológico, la zona estudiada se encuentra íntegramente dentro de la Zona Axial (y a su vez en la supraestructura), limitando inmediatamente al Sur con la Zona Surpirenaica.

El objetivo de este trabajo es identificar las estructuras variscas presentes en los materiales paleozoicos que constituyen la lámina alpina de Bono e intentar a su vez diferenciar los efectos que la orogenia alpina ha producido sobre dichas estructuras. Para la consecución de estos objetivos, se construyó un mapa geológico a escala 1:25000, en determinados sectores dicha escala se redujo a 1:12500, se recogieron muestras orientadas para el posterior estudio de las microestructuras en lámina delgada, se construyeron cortes geológicos y se analizaron los datos estructurales recopilados durante las campañas de campo mediante proyección estereográfica.

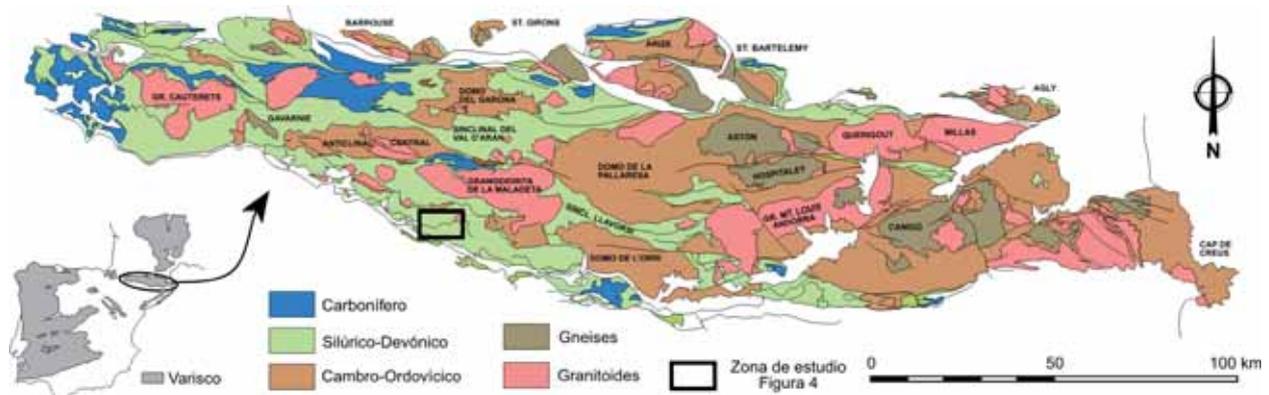


Figura 1. Esquema general de situación y mapa geológico simplificado de la Zona Axial Pirenaica (basado en García-Sanseguno, 1996). El recuadro corresponde al mapa de la figura 4.

Estratigrafía

La secuencia paleozoica entre los ríos Baliera y Noguera Ribagorzana

La lámina de Bono está constituida por rocas paleozoicas y en menor proporción triásicas. Los materiales más antiguos afloran en la parte septentrional de la zona estudiada y corresponden a pizarras de color gris y marrón oscuro, con algunas intercalaciones de areniscas y calizas arcillosas en capas centimétricas y decimétricas. Estas rocas fueron descritas por Mey (1967), quien las correlacionó con las series cambro-ordovícicas del valle del río Segre. Este autor estimó una potencia mínima de unos 120 metros para estos materiales.

Los materiales pertenecientes al Silúrico corresponden a pizarras carbonosas negras con Graptolites, en cuya parte media y alta se intercalan calizas negras con Ortocerátidos (Dalloni, 1913; Schmidt, 1931; Boersma, 1973; Sanz-López et al., 2002). Su carácter altamente incompetente favorece la localización de despegues (de Sitter, 1956; Matte, 1969; Matte y Xu Zhi, 1988; Garcia-Sansegundo, 1992, 1996). En la zona de estudio los materiales silúricos aparecen siempre asociados a cabalgamientos y su espesor mínimo es de 50 metros.

En este sector de la Zona Axial pirenaica, la estratigrafía del Devónico fue establecida por Mey (1967), quien definió diferentes formaciones distribuidas en varias áreas con facies diferentes. En la zona estudiada las rocas devónicas presentan la denominada por Mey (1967) “facies Baliera”, diferenciándose las unidades estratigráficas que se describen a continuación (Fig. 2).

Formación Aneto: Consiste en una serie de pizarras de color entre gris oscuro y negro, con alguna alternancia de calizas arcillosas de pátina marrón oscuro. Sanz-López (2004) las correlaciona con las pizarras graptolíticas superiores del silúrico, aunque las ubica en el Lochkoviense (Devónico inferior).

Formación Gelada: Esta constituida por una alternancia de pizarras arenosas carbonatadas y calizas arcillosas y arenosas, predominando las primeras sobre las últimas. Sanz-López (2004) le atribuye, mediante Conodontos, una edad Lochkoviense medio-Praguense (Devónico inferior).

Debido a la dificultad que presenta separar claramente las formaciones Aneto y Gelada en la región estudiada, se ha optado por cartografiarlas conjuntamente como Formación Rueda, que es su equivalente en el área de “facies Sierra Negra” de Mey (1967).

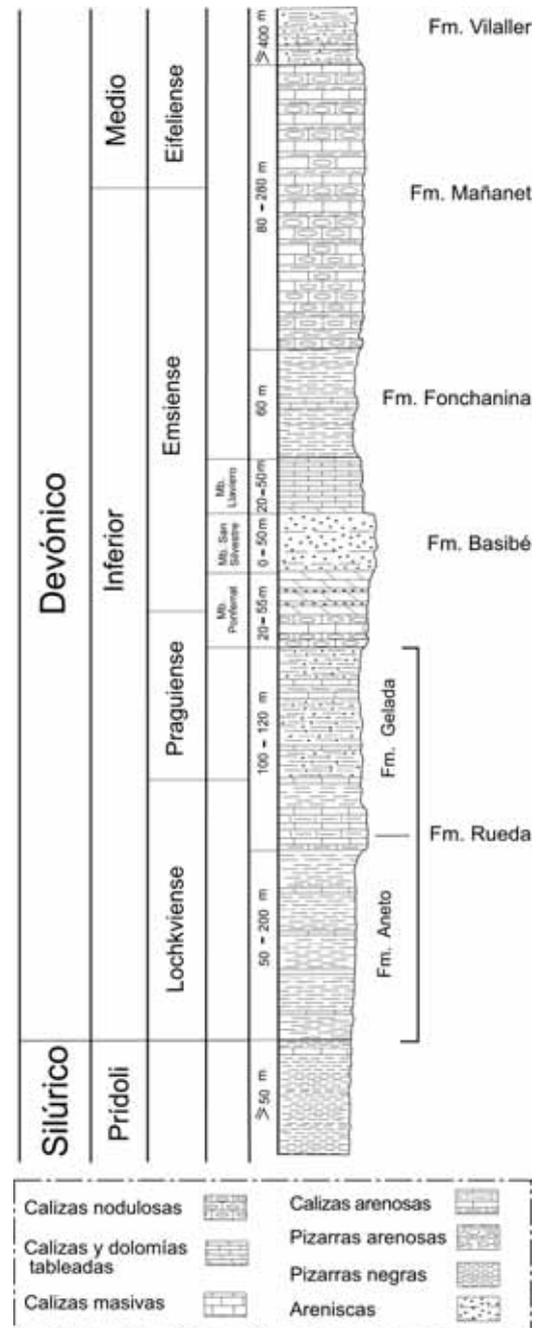


Figura 2. Columna sintética mostrando la estratigrafía de la facies Baliera (basado en Mey, 1967).

Formación Basibé: Esta constituida por rocas calcáreas y siliciclásticas, en las que Habermehl (1970) diferenció tres miembros que son el Miembro Ponferrat, Miembro San Silvestre y Miembro Llaviero. En general, toda la unidad sufre un adelgazamiento hacia el E, pasando de tener unos 110 metros de potencia en el río Baliera, a tener 45 metros de potencia a la altura del río Noguera de Tor. El Miembro Ponferrat está formado por calizas nodulosas de color beige,

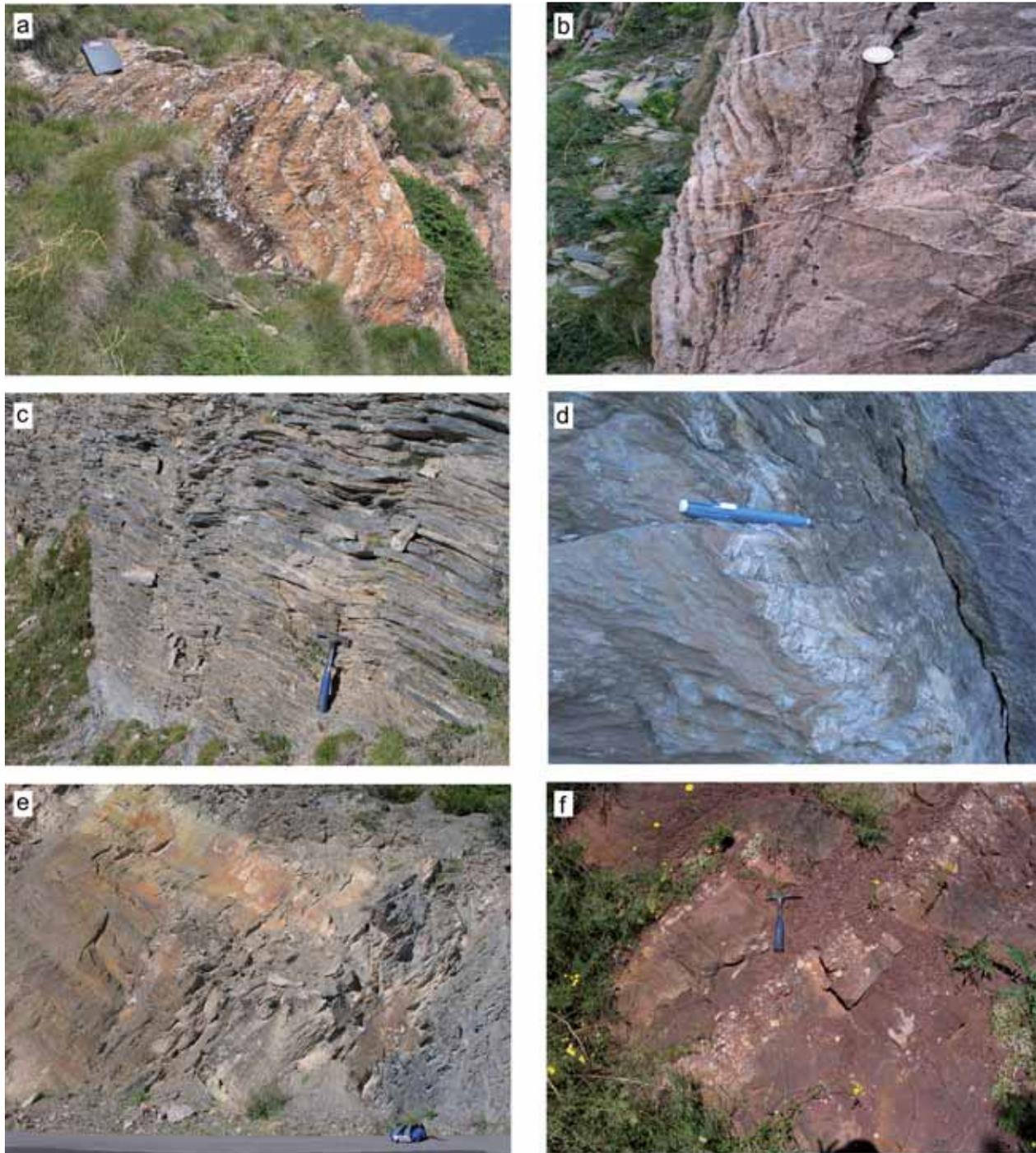


Figura 3. Aspecto de campo de las diferentes formaciones presentes en la zona de estudio. a) Calizas basales de la Formación Basibé en las que se observa un pequeño pliegue con un clivaje de plano axial asociado; b) miembro cuarcítico de la Formación Basibé el cual presenta una estratificación cruzada; c) calizas negras tableadas del miembro superior de la Formación Basibé; d) calizas de la Formación Mañanet donde se aprecia como el clivaje (paralelo al lápiz azul), deforma los planos de estratificación; e) pizarras de la Formación Vilaller con la estratificación inclinada hacia la derecha de la fotografía y el clivaje inclinado hacia la izquierda de la misma; f) conglomerados y areniscas del Triásico inferior en facies Buntsandstein donde se aprecia un ligero clivaje hacia la derecha de la fotografía.

blanco, crema o amarillo, que alternan con algunas capas de dolomía y capas finas de pizarras (Fig. 2 y 3a). El Miembro San Silvestre está básicamente formado por cuarcitas de color marrón o gris claro que, presentan hacia la base algu-

nas capas de dolomía (Fig. 2 y 3b); este miembro se acuña hacia el este, llegando a desaparecer. Por último, el Miembro Llaviero consiste en calizas negras tableadas (Fig. 2 y 3c), con delgados niveles de pizarras calcareas intercalados.

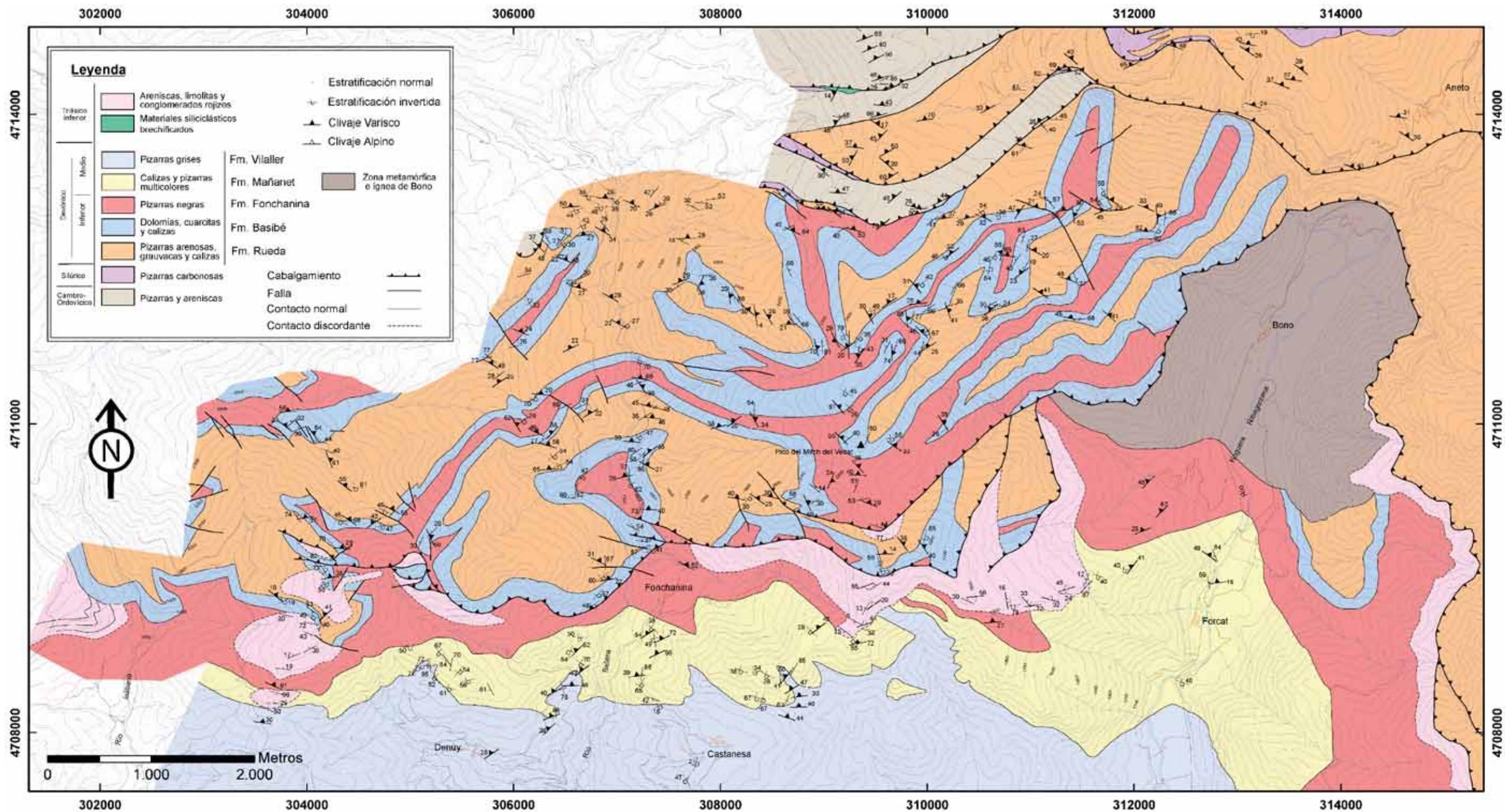


Figura 4. Mapa geológico entre el río Noguera Ribagorzana y el río Baliera (Huesca, Lérida). Zona Axial Pirenaica. Proyección UTM. Datum europeo 1950. Huso 31.

La edad de la Formación Basibé fue establecida mediante Conodontos por Boersma (1973) y Valenzuela-Ríos (1994) como Praguense y Emsiense inferior (Devónico inferior).

Formación Fonchanina: Se trata de pizarras de color entre gris oscuro y negro, con una elevada fisilidad que intercalan en ocasiones algunas capas delgadas y tablea-

das de calizas negras. De acuerdo con Boersma (1973) su edad es Emsiense (Devónico inferior).

Formación Mañanet: Esta formación fue definida por Roberti (en Mey, 1967) en el valle del río Mañanet (al este de la zona estudiada). Consiste básicamente en calizas multicolores tableadas, que en la parte basal son nodulosas. Están intercaladas con algunas capas de piza-

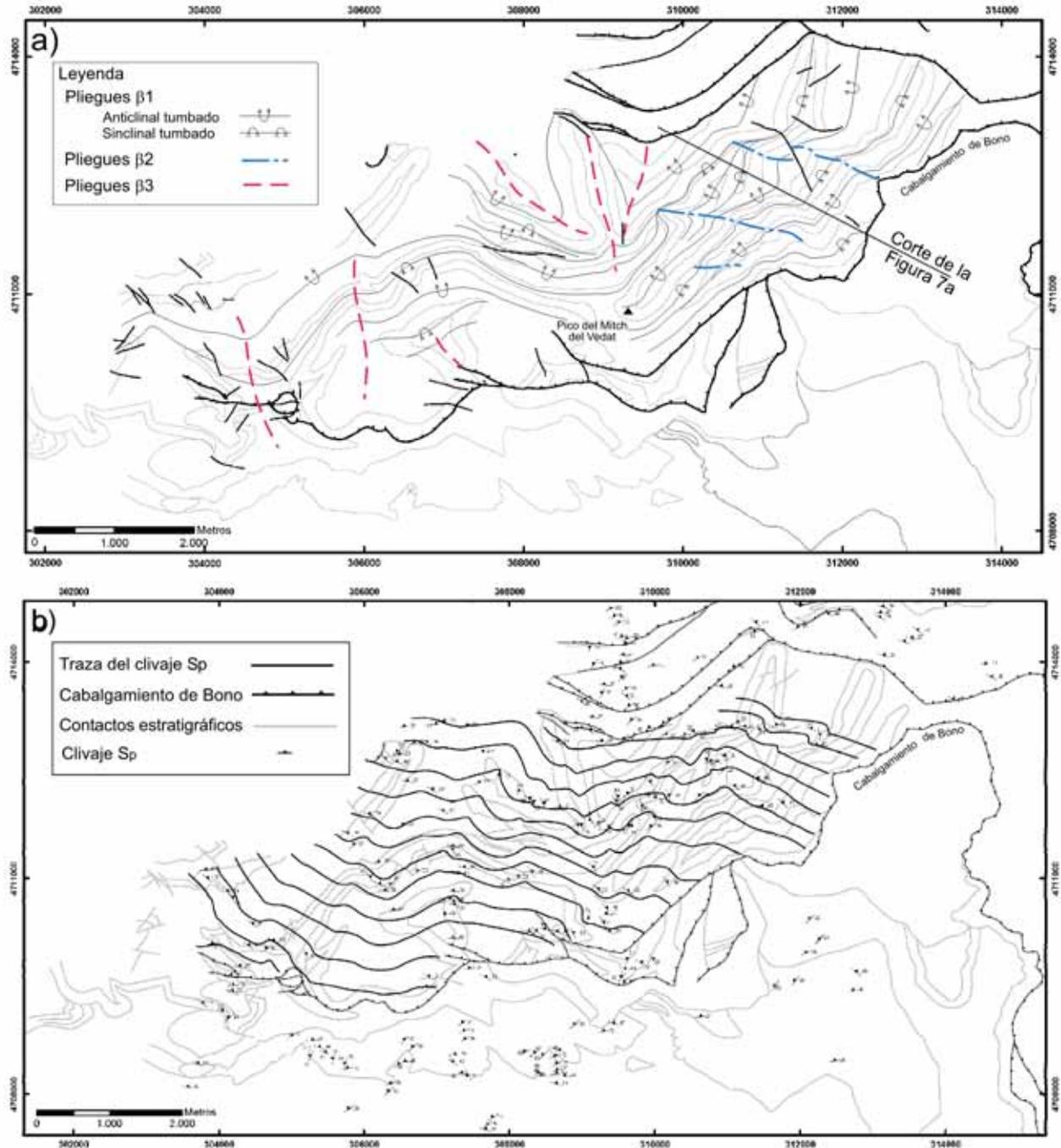


Figura 5. a) Esquema en el que se muestran las trazas axiales de los diferentes sistemas de pliegues: b1 (pliegues pertenecientes a la primera etapa de deformación), b2 (pliegues pertenecientes a la segunda etapa de deformación) y b3 (pliegues pertenecientes a la tercera etapa de deformación); b) Esquema de trazas del clivaje dominante (Sp) donde se aprecia claramente su oblicuidad con respecto a los pliegues b1 (de trazas axiales NE-SO).

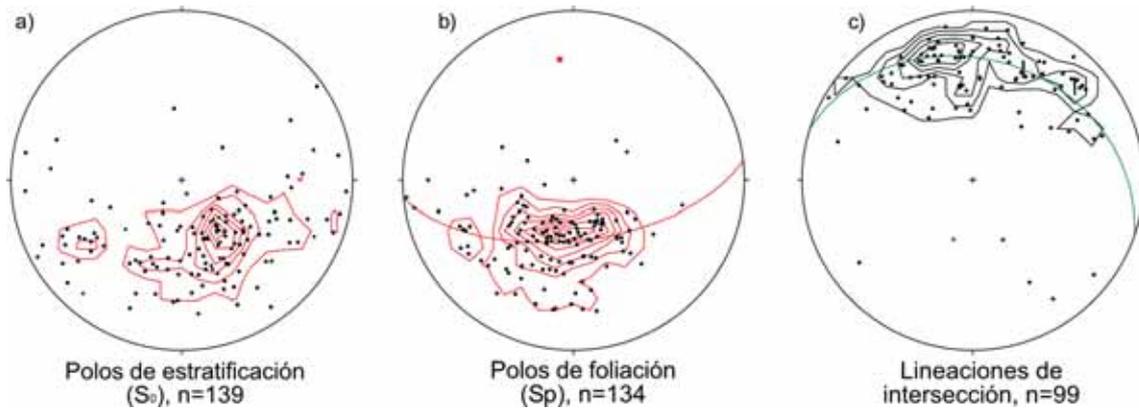


Figura 6. Proyecciones estereográficas donde se muestran: a) polos de los planos de estratificación (S_0); b) polos de los planos del clivaje (S_p); c) lineaciones de intersección (S_0-S_p). Todos los datos corresponden a la lámina cabalgante de Bono y están representados en el hemisferio inferior de redes equiareales.

rras que varían de rojizas a verde-amarillentas (Fig. 2 y 3d). García-López et al. (1990) dataron la parte basal de esta formación como Emsiense (Devónico inferior), situándose la parte más alta en el tránsito Emsiense-Eifeliense superior (Devónico medio). Cabe destacar que la formación sufre una disminución de potencia hacia el oeste, así en el área del río Noguera Ribagorzana su espesor alcanza los 280 metros y al oeste del río Isábena, su potencia es de unos 80 metros.

Formación Vilaller: Está constituida por un conjunto monótono de pizarras, con algunas intercalaciones de limolitas y areniscas (Fig. 3e). Su color cambia de gris claro a gris oscuro, presentando a veces una alteración de tonos verde-amarillentos. No han sido hallados fósiles que permitan establecer su edad, que podría alcanzar el Devónico superior (García-López et al., 1990).

En la zona estudiada, al sur de la granodiorita de La Maladeta (Figs. 1 y 4) se encuentra la “zona metamórfica de Bono” (Mey, 1967), constituida por una acumulación de diques y lentes irregulares de cuarzo-diorita porfírica que intruyen al final de la deformación varisca en materiales devónicos los cuales sufren una intensa metamorfización y silicificación. Según Enrique (1989), la gama de composiciones de los diques del área de Bono va desde granitos a granodioritas y tonalitas, hasta dioritas. Estos diques intruyen de manera general de modo subparalelo al clivaje presente en la zona.

Los materiales mesozoicos

Los materiales pertenecientes al Mesozoico en esta zona fueron descritos por Mey et al. (1968) y son comparables a las fácies germánicas del Buntsandstein (Triásico inferior). Se caracterizan por una alternancia de limolitas y areniscas, ambas de intensos colores rojizos, que se depo-

sitaron discordantemente sobre los materiales paleozoicos. En la parte basal de la serie se han observado conglomerados y brechas (Fig. 3f), aunque carecen de continuidad lateral. El espesor total observado es del orden de los 70 m.

Tectónica

La lámina cabalgante de Bono, que forma parte de la denominada lámina cabalgante alpina de Orri (Muñoz, 1992), se encuentra limitada al norte por el cabalgamiento de las Bordas (Mey, 1967) y al sur por su cabalgamiento basal (o cabalgamiento de Bono de Mey, 1967). Sus límites este y oeste no están bien definidos al desaparecer los materiales triásicos que permiten controlar su posición. En este trabajo, el estudio de la lámina de Bono se ha limitado al área comprendida entre el río Noguera Ribagorzana y la divisoria de aguas entre los ríos Baliera e Isábena (Fig. 4). La edad alpina de esta lámina cabalgante queda demostrada al cobijar en su bloque inferior materiales del Triásico inferior.

Las primeras aportaciones importantes a la estructura de la zona estudiada, fueron realizadas por Boschma (1963) y Mey (1967, 1968), quienes establecieron para las rocas paleozoicas del valle del Noguera Ribagorzana la existencia de una fase principal de deformación, caracterizada por el desarrollo de pliegues con un clivaje pizarroso de plano axial, que deforman pliegues previos. Además, Mey (op. cit.) describe la estructura alpina de la zona, reconociendo los principales cabalgamientos (cabalgamientos de Bono y Senet).

Previamente a ellos, de Sitter (1959) mostró en un corte geológico, de una zona situada al este del área estudiada, una disposición subhorizontal de los planos axiales de las estructuras variscas. Así mismo afirmó que la defor-

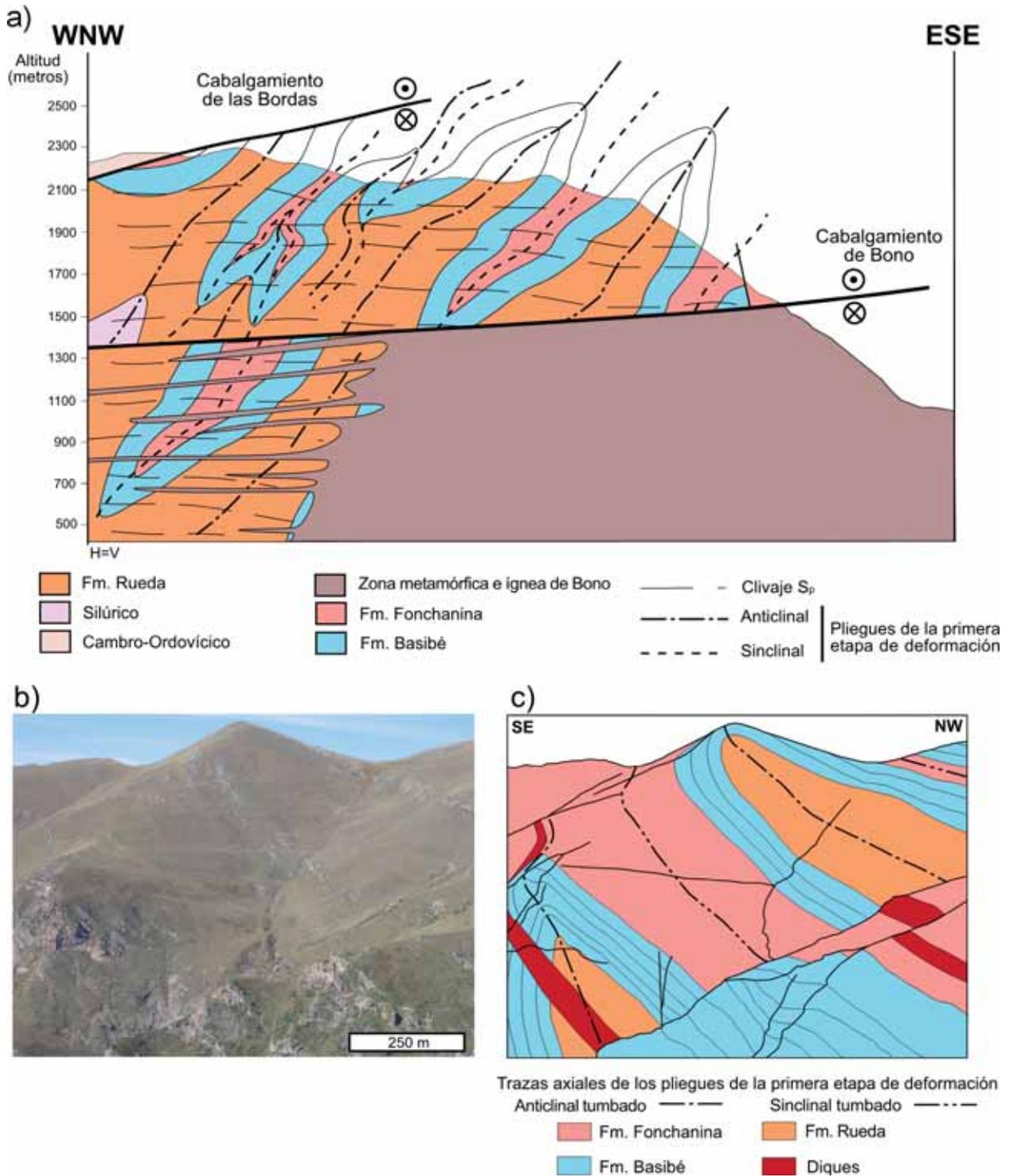


Figura 7. a) Corte geológico a través de la lámina cabalgante de Bono mostrando la disposición de los pliegues de la primera etapa de deformación y su replegamiento durante la segunda etapa de deformación; b) panorámica de la ladera NE del Pico del Mitch del Vedat; c) interpretación geológica de la panorámica donde se aprecian algunas de las características de los pliegues desarrollados durante la primera etapa de deformación.

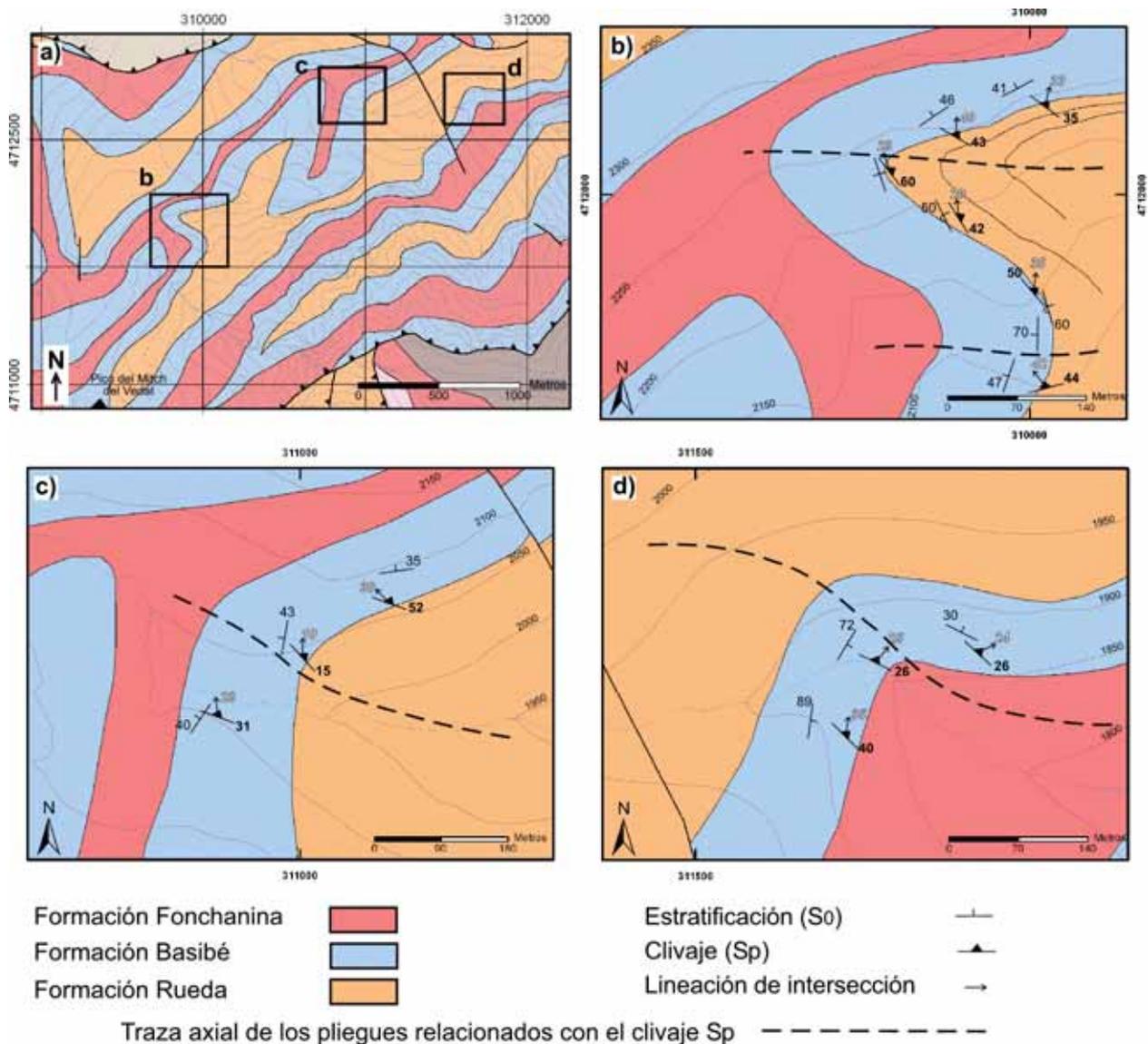


Figura 8. Representación cartografía de algunos de los pliegues de la segunda etapa de deformación, relacionados con el clivaje Sp.

mación alpina tuvo que aplastar en cierta medida las estructuras variscas previas.

Speksnijder (1987) describió en el entorno de la región estudiada dos fases de plegamiento (pliegues con trazas axiales NNO-SSE y OSO-ENE) previas a la fase de deformación principal descrita por Boschma (1963) y Mey (1967, 1968).

Poblet (1991) en un área situada al este de la zona de estudio, definió múltiples eventos de deformación. Sintetizándolos, las primeras estructuras variscas que observó fueron unos pliegues con ejes E-O y vergencia norte. Posteriormente, pliegues con vergencia sur y ejes E-O, junto con cabalgamientos dirigidos

hacia el sur, deformaron las estructuras anteriores y desarrollaron el principal clivaje varisco presente en su zona de estudio. Más tarde, durante la orogenia alpina, una etapa compresiva N-S desarrolló estructuras tales como pliegues con ejes E-O y un clivaje asociado a ellos, que presenta un buzamiento generalizado hacia el norte. También describió unos pliegues de dirección N-S, con una longitud de onda kilométrica, asociados a la orogenia alpina.

Finalmente García-Sansegundo (1992) describió en la zona del río Noguera Ribagorzana pliegues vergentes al norte o al oeste que están deformados por pliegues derechos de dirección E-O, los cuales llevan asociados el clivaje principal en esta área.

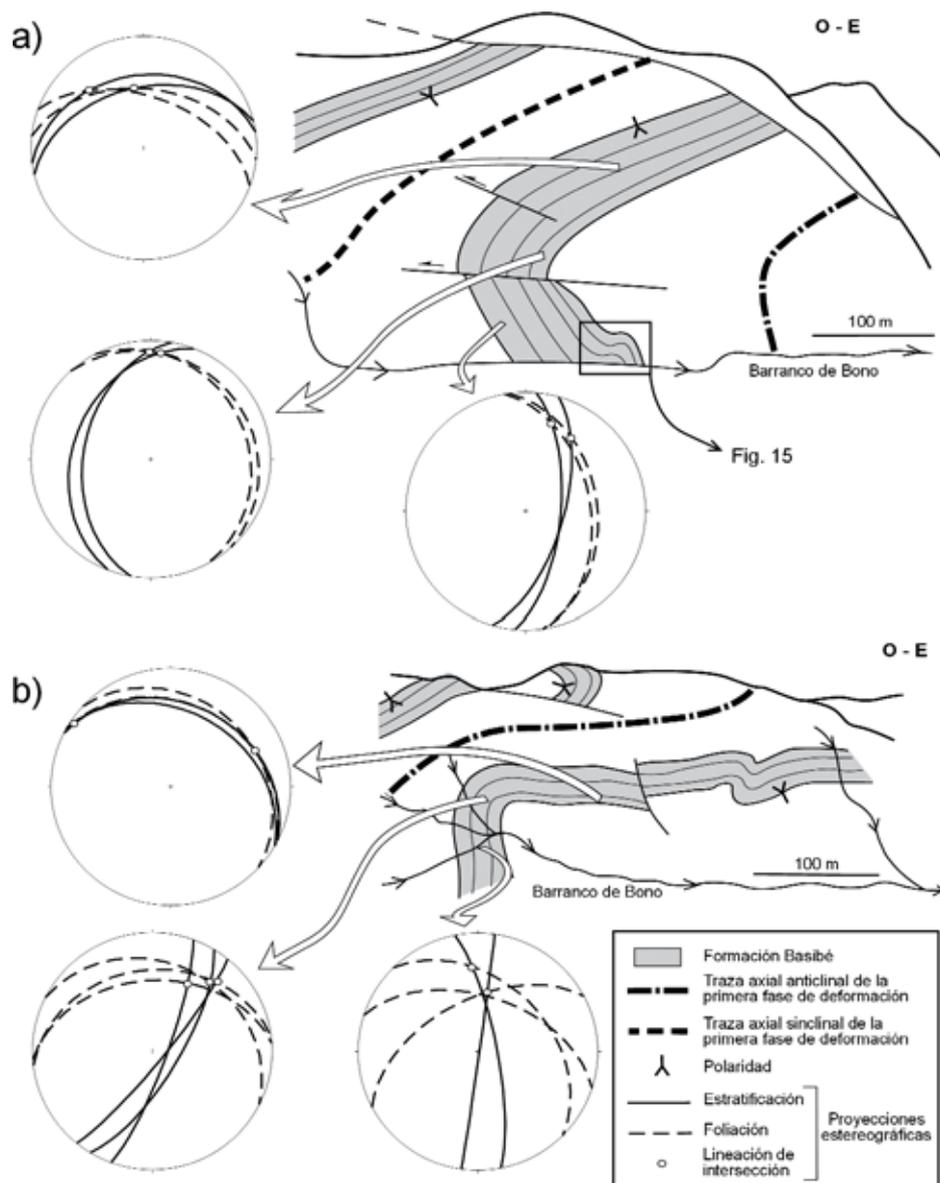


Figura 9. Cortes geológicos detallados que muestran la geometría de los pliegues de la segunda etapa de deformación. Sector ubicado al NE del Pico del Mitch del Vedat. a) y b) pliegues correspondientes a los mapas de detalle representados en la Figura 8c y d, respectivamente.

La estructura varisca del Paleozoico de la lámina alpina de Bono

En las rocas paleozoicas que constituyen la lámina de Bono se reconocen diferentes tipos de estructuras desarrolladas durante la orogénesis varisca, ya que no se desarrollan en los materiales triásicos. Estas estructuras se encuentran además cortadas claramente por el cabalgamiento basal de dicha lámina cabalgante (Fig. 4). Considerando la superposición de estructuras, pueden establecerse dos etapas principales de deformación: la primera se caracteriza por el desarrollo de pliegues tumbados con flancos de magnitud kilométri-

ca, generalmente apretados y con trazas axiales NE-SO. En la segunda etapa de deformación, la estructura dominante es un clivaje que corta claramente los pliegues anteriores. Por último, se han observado pliegues de traza axial NNO-SSE, cuya intersección con los pliegues anteriores da lugar a complicadas figuras de interferencia; estas estructuras, que podrían haberse desarrollado tanto al final del ciclo varisco como durante el alpino, se describirán como relacionadas con una tercera etapa de deformación. A continuación se describirán detalladamente las características de las estructuras desarrolladas durante estas tres etapas de deformación.

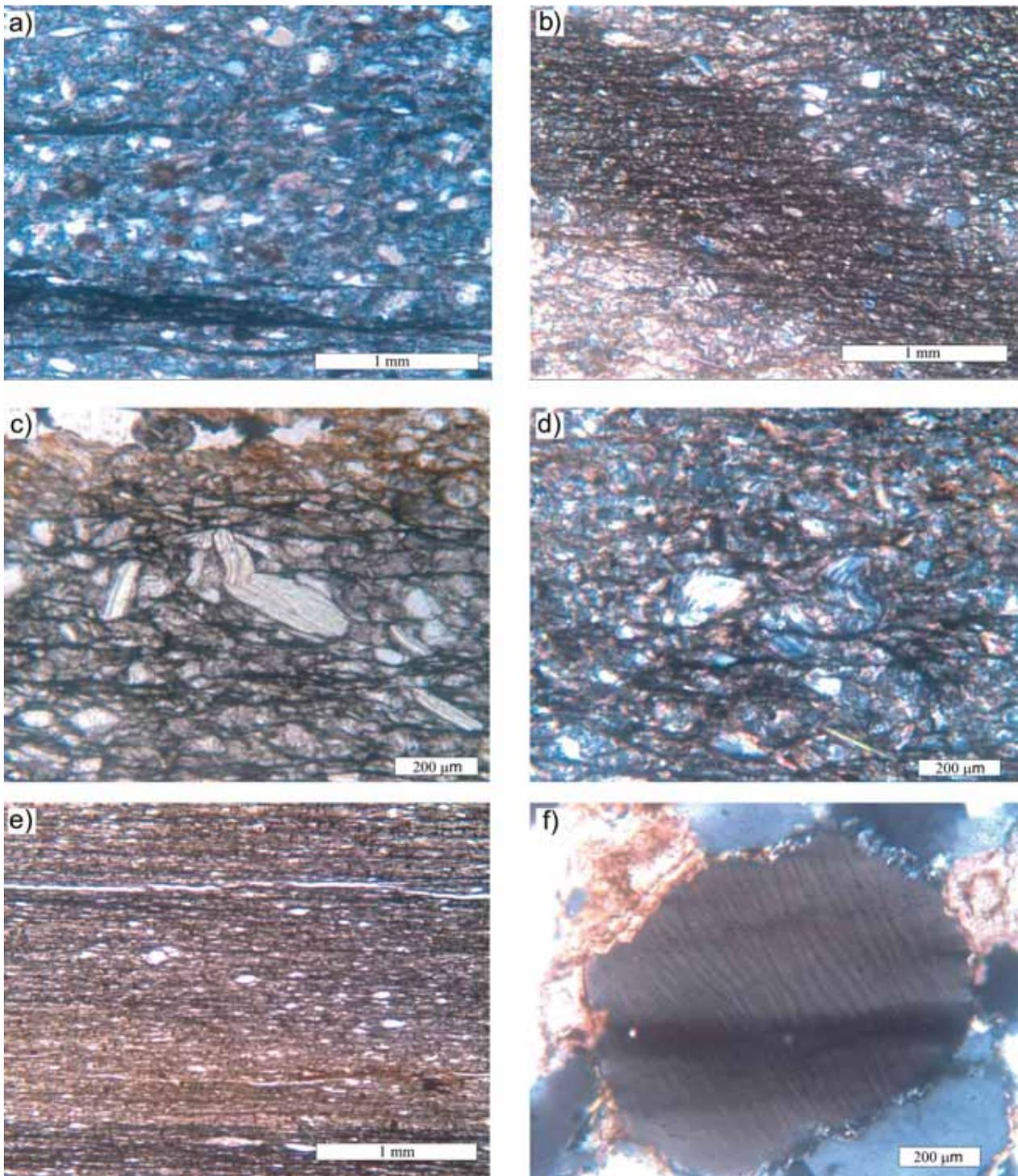


Figura 10. Microestructuras presentes en la zona de estudio; a) Pizarras arenosas de la Formación Rueda en las que se observa un clivaje espaciado grueso cuyos dominios de clivaje están formados por minerales opacos (lpa); b) pizarras arenosas de la Formación Rueda donde se observa un bandeado composicional (estratificación) que presenta clastos de clorita orientados (relictos de una foliación diagenética) paralelamente a él, se aprecia un clivaje finamente espaciado en posición subhorizontal cuyos dominios de clivaje están formados por minerales opacos (lpa); c) pizarras arenosas de la Formación Rueda en las que se aprecia un clasto de clorita “chlorite stack” que ha sido plegado y diluido en sus extremos por un clivaje espaciado subhorizontal (lpna); d) pizarras arenosas de la Formación Rueda que muestran un clasto diagenético de clorita plegado por el clivaje que es finamente espaciado y presenta una disposición subhorizontal (lpa); e) pizarras de la Formación Fonchanina que muestran un clivaje pizarroso bien desarrollado (lpna); f) cuarcita de la Formación Basibé donde se observa un grano de cuarzo que presenta lamelas de deformación y extinción ondulante (lpa).

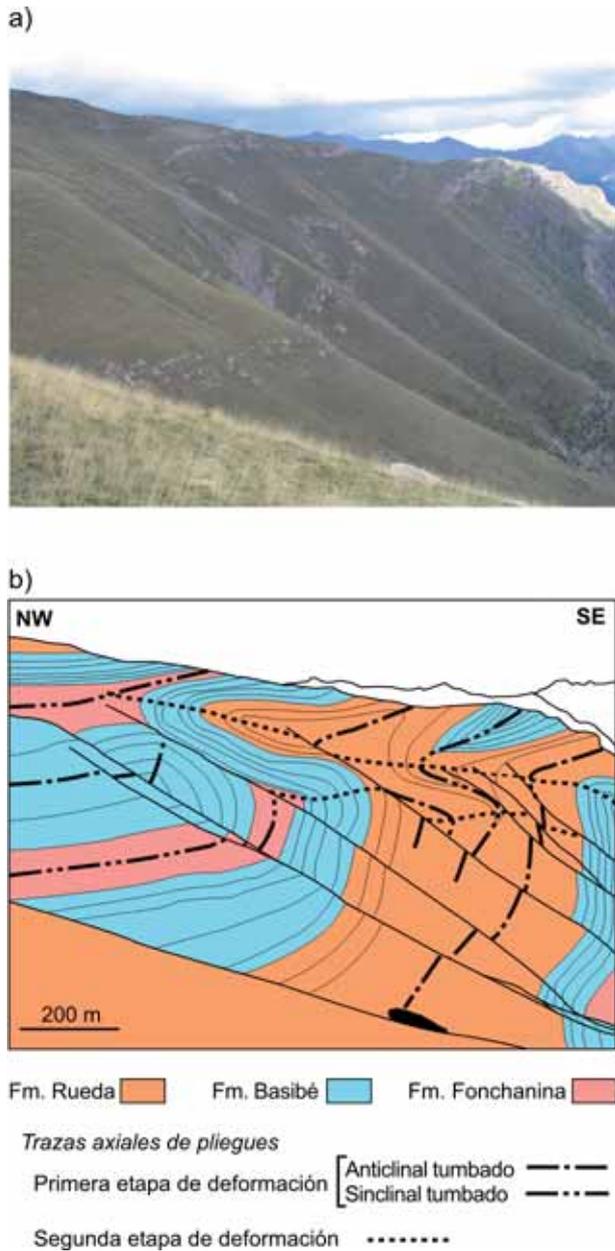


Figura 11. a) Superposición de pliegues de la primera y de la segunda etapa de deformación. Situación al noreste del Pico del Mitch del Vedat; b) interpretación geológica. Escala aproximada.

La primera etapa de deformación: Las estructuras características son pliegues de gran amplitud de escala kilométrica. La dirección dominante de las trazas axiales de estos pliegues es NE-SO, aunque puede estar modificada localmente debido a replegamientos posteriores (Fig. 5a). Sus ejes son generalmente subhorizontales, aunque debido también al replegamiento posterior pueden llegar a inclinarse unos 30 o 40° hacia el NE o SO.

Se trata de pliegues tumbados, de modo que ambos flancos buzcan hacia el NO, inclinándose sus planos axiales entre 40 y 50°. Esta disposición se pone de manifiesto en el estereograma de la Figura 6a, donde se observa como la mayor concentración de los polos de los planos de estratificación se sitúan en el cuadrante SE del estereograma y apenas ninguno en el NO; la ligera dispersión de los polos de la estratificación en el diagrama de la Fig. 6a se debe a los replegamientos posteriores.

Los pliegues son apretados, con ángulos entre flancos que varían entre 20 y 35° (Fig. 7), pudiendo llegar a ser isoclinales en alguna zona, a pesar de lo cual no presentan un clivaje asociado.

La vergencia de estos pliegues es hacia el SE (Fig. 7), lo que contrasta con la vergencia norte propuesta por otros autores para pliegues con características similares a los descritos en zonas próximas al área estudiada (García-Sansegundo 1992; Poblet, 1991).

La segunda etapa de deformación: Se caracteriza por la existencia de un clivaje generalizado en toda la zona estudiada (Mey, 1967) y perfectamente visible a escala del afloramiento. Su grado de desarrollo está condi-

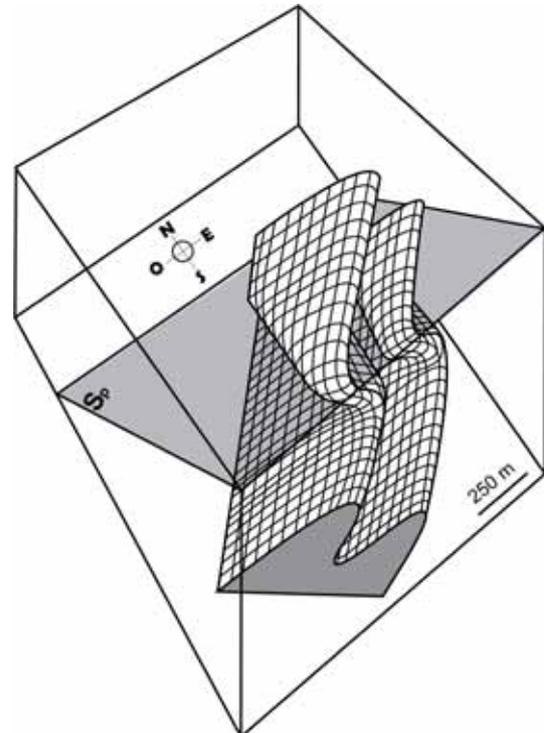


Figura 12. Esquema 3D que muestra la geometría resultante entre la intersección de los pliegues de la primera etapa de deformación, con ejes subhorizontales de dirección NE-SO, y pliegues de la segunda etapa de deformación, con ejes cuya inmersión es hacia el norte. Sp, clivaje de plano axial de los pliegues de la segunda etapa de deformación. Escala aproximada.

cionado por la litología, de modo que en las pizarras de las formaciones Rueda, Fonchanina y Vilaller, este es mayor. Como más adelante veremos, se trata en general de un clivaje espaciado o disyuntivo, que en adelante denominaremos Sp. Este clivaje muestra un buzamiento general de unos 30° hacia el N, tal como se observa en la proyección estereográfica de figura 6b. En el mapa del trazado del clivaje se aprecia que corta oblicuamente a los pliegues formados durante la primera etapa de deformación (Fig. 5b).

La oblicuidad que existe entre los pliegues desarrollados en la primera etapa de deformación, de traza axial aproximada NE-SO, y el clivaje Sp, cuya orientación aproximada es E-O, varía entre 40 y 60° , aunque hay zonas (área del río Baliera) en las que el trazado de ambas estructuras es subparalelo. Las lineaciones de intersección entre la estratificación y el clivaje Sp presentan una gran dispersión debido a que este corta a pliegues previos (Fig. 6c).

A escala cartográfica y de afloramiento existen pocos pliegues relacionados con el clivaje Sp. Los más evidentes se sitúan al NE del Pico del Mitch del Vedat (zona central de la Fig. 4 y 5a; ver también Fig. 8, mas adelante) y son pliegues abiertos de escala decamétrica o hectométrica, con ejes inclinados unos 30° hacia el N y traza axial aproximadamente E-O (Figs. 8 y 9). Estas estructuras deforman los pliegues de la primera etapa de deformación, dando lugar a complicadas formas cartográficas, que se describirán más adelante.

Características del clivaje S, a escala microscópica: En la mayor parte de las muestras examinadas se presenta como un clivaje disyuntivo grosero, de espaciado a finamente espaciado (Fig. 10a, b, c, d). Los dominios de clivaje son casi siempre lisos y están generalmente definidos por una acumulación de minerales opacos; su espaciado depende de la litología en la que se desarrolla. En el caso de pizarras muy puras este espaciado es nulo, por lo que el clivaje presenta las características de un clivaje pizarroso (Fig. 10e). En pizarras arenosas y grauvacas calcáreas pizarrosas el espaciado entre los dominios de clivaje es de aproximadamente 100 m. La relación espacial entre los dominios de clivaje varía entre paralela y anastomosada y la transición entre los dominios de clivaje y los microlitones es bastante neta.

En algunas muestras se observan porfiroclastos de clorita orientados paralelamente a la estratificación (chlorite stacks), que en ocasiones se encuentran plegados en el interior de los microlitones. En estos casos, el clivaje Sp adquiere el aspecto de una crenulación, aunque según nuestras observaciones la foliación previa no es tectóni-

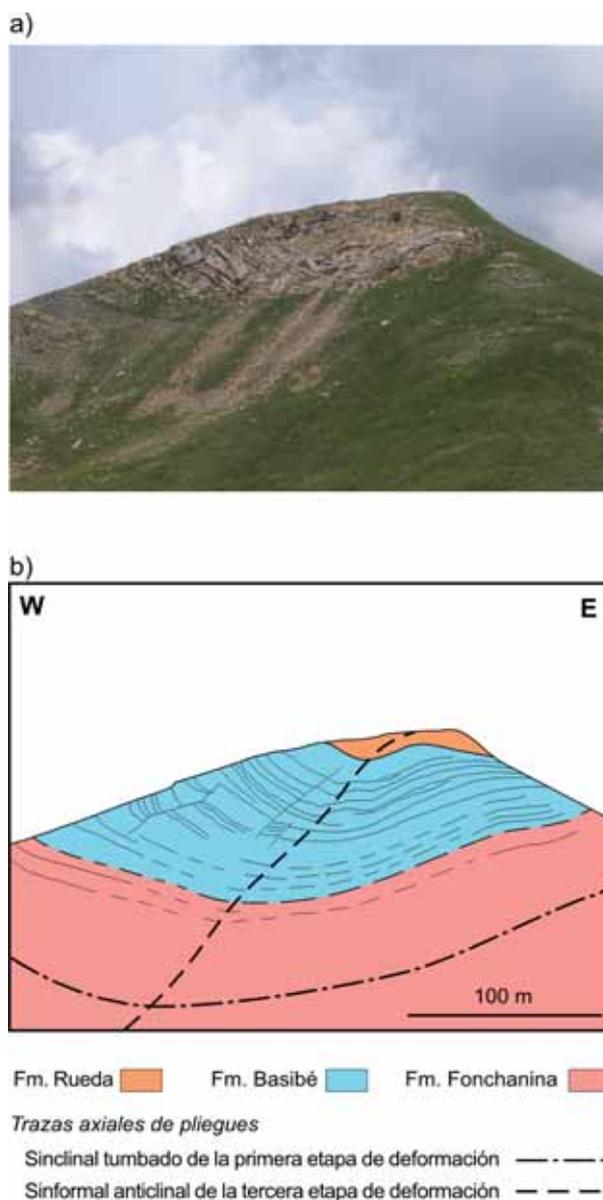


Figura 13. a) Vista al norte del sinformal-anticlinal en cuyo núcleo aflora la Formación Rueda y en sus flancos la Formación Basibé y la Formación Fonchanina; b) Interpretación geológica de la fotografía. Escala aproximada.

ca sino sedimentaria (Fig. 10b, c y d). Zwart (1979), Soula (1982) y Specksnijder (1987) entre otros, también atribuyen a esta foliación previa un origen deposicional y diagenético, sin embargo otros autores le atribuyen un origen tectónico (Casas y Poblet, 1989), tectono-metamórfico (Poblet, 1991) o debido a una combinación de procesos diagenético-metamórficos (Muller y Roger, 1977; Zwart, 1986).

El mecanismo de deformación dominante que dio lugar a la Sp es la disolución por presión. Este mecanismo con-

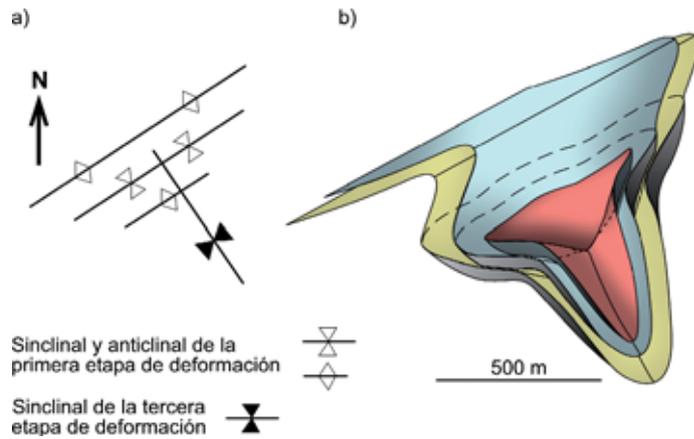


Figura 14. a) Esquema estructural de la superposición de pliegues de la primera etapa de deformación, con orientación NE-SO, y el sinformal tardío con orientación NNO-SSE en la zona del río Baliera; b) Reconstrucción tridimensional de dicha cubeta. Escala aproximada.

duce a la acumulación de material insoluble en los dominios de clivaje y al truncamiento por disolución de minerales en la dirección de máximo acortamiento (Fig. 10 c y d), dando lugar también a una fábrica definida por la forma de los cristales (shape fabric) en las rocas más ricas en cuarzo. Aparte de este mecanismo, también se han reconocido microestructuras asociadas al mecanismo de deformación intracristalina, tales como extinción ondulante y lamelas de deformación (Fig. 10 f), siendo estas últimas estructuras propias de una deformación a baja temperatura (Passchier y Trow, 2005). En las rocas pelíticas donde el clivaje es un clivaje pizarroso, se observan pequeños cristales tabulares de moscovita paralelos a dicho clivaje y también pequeños porfiroblastos de clorita (Fig. 10 e). Aparte de estos minerales, no se ha observado el crecimiento de otras fases durante el desarrollo del clivaje.

Superposición de pliegues de la primera y segunda etapa de deformación: Como puede apreciarse en la cartografía general de la zona (Fig. 4), en algunas localidades existen figuras cartográficas complicadas que sugieren la existencia de una interferencia de pliegues. Esta interferencia tiene lugar como consecuencia de la oblicuidad entre los pliegues de primera y segunda etapa anteriormente descritos. Esto sucede, por ejemplo, al noreste del Pico del Mitch del Vedat, donde los pliegues relacionados con el clivaje de la segunda etapa de deformación intersectan pliegues prácticamente isoclinales de la primera etapa (Fig. 11). La figura 12 muestra una reconstrucción idealizada de la geometría resultante tras la superposición de las dos etapas de deformación. En esta figura se observa como los pliegues de la primera etapa de deformación, de dirección NE-SO, son deformados por los pliegues relacionados con el clivaje Sp, modificando estos últimos a los primeros pliegues y convirtiéndolos en pliegues no cilíndricos con superficies axiales curvadas. Esta geometría es semejante a la descrita por Ghosh et al. (1992) como “Modo 4”, que según estos autores es debida al replegamiento de pliegues apretados. De acuerdo con los

modelos de Sengupta et al., (2005), a la vista del elevado grado de apretamiento de los pliegues desarrollados en la primera etapa de deformación, no se debe haber producido apertura de los mismos durante el replegamiento.

La tercera etapa de deformación: En la región estudiada existen algunos pliegues cuyas características no encajan con los desarrollados en las etapas de deformación anteriormente descritas. Estos pliegues no tienen un carácter sistemático y su interferencia con los pliegues previos de la primera etapa da lugar a figuras cartográficas peculiares, tales como las situadas aproximadamente a 1500 m al norte del Pico del Mitch del Vedat y al oeste de este mismo pico, en la zona del río Baliera, unos 1000 m al NNO del pueblo de Fonchanina (Fig. 4).

En la primera de estas zonas, se observa un sinformal anticlinal (Fig. 13) y un antiformal sinclinal, ambos con una traza axial de dirección NNO-SSE (Fig. 5a). El sinformal anticlinal está dibujado por la Formación Basibé, aflorando la Formación Rueda en el núcleo de dicho pliegue; el antiformal sinclinal también está formado por la Formación Basibé, pero en su núcleo aflora la Formación Fonchanina. Estos dos pliegues tienen la misma dirección NNO-SSE, aunque no presentan la misma geometría. El sinformal anticlinal es un pliegue abierto cuyo ángulo entre flancos es aproximadamente de 80° (Fig. 13); sin embargo, el antiformal sinclinal es mucho más apretado, con un ángulo entre flancos de entre 20 y 30°. Esto es probablemente debido al contraste reológico entre las diferentes formaciones, que hace que el antiformal sinclinal en cuyo núcleo aparecen materiales poco competentes (Formación Fonchanina) sea del tipo festoneado, mientras que el sinformal anticlinal en cuyo núcleo se sitúan formaciones más competentes (formaciones Basibé y Rueda) sea más abierto y redondeado, constituyendo un ejemplo de “cusplated folds” (Ramsay y Huber, 1987).

En la segunda de estas zonas, la superposición de pliegues da lugar a una geometría en cubeta, con el núcleo

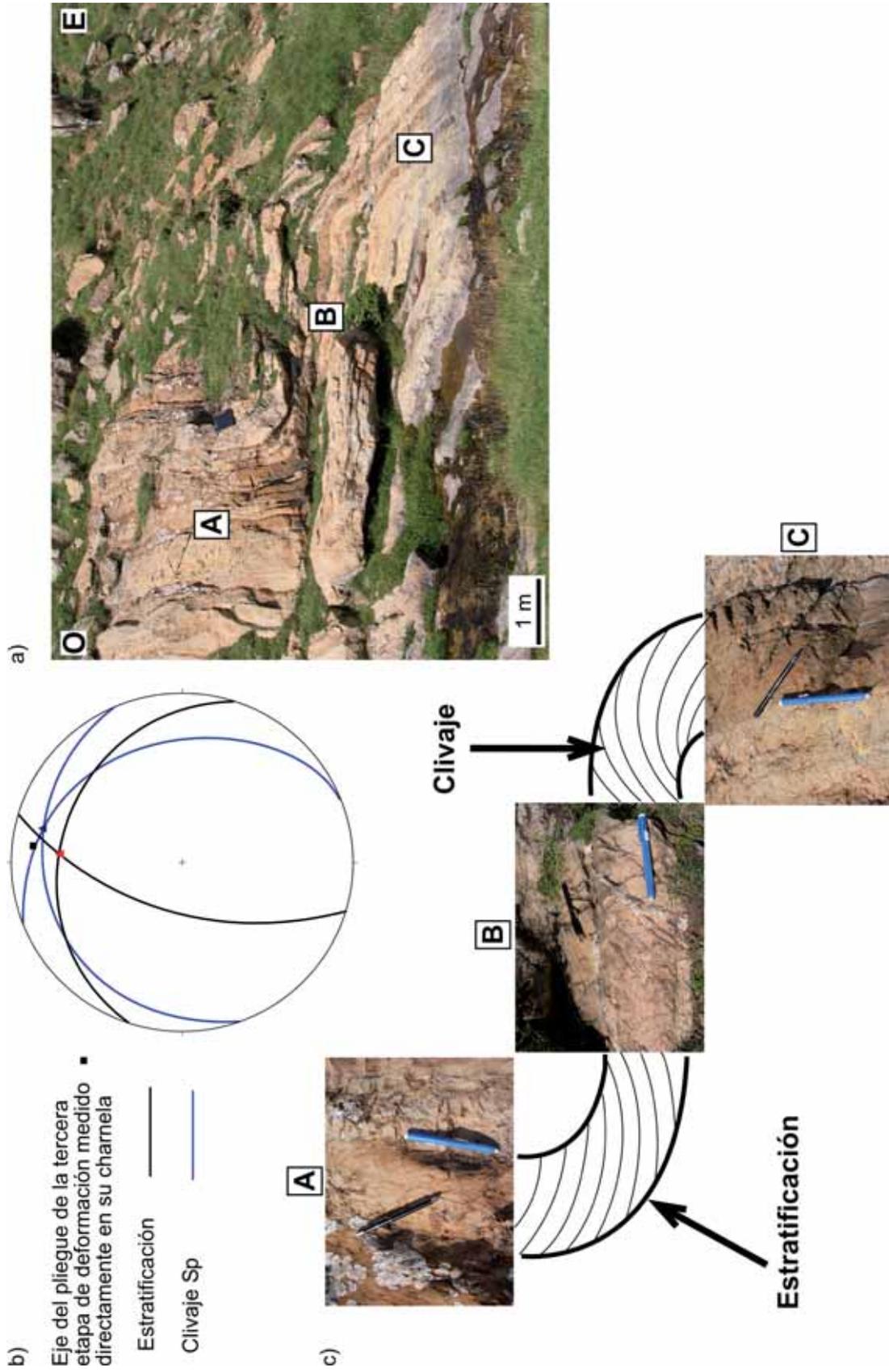


Figura 15. a) Afloramiento en el barranco de Bono (ver Fig. 9 para su ubicación) donde se observa un pliegue de la tercera fase de deformación que pliega a la estratificación y al clivaje; b) proyección estereográfica de los datos de dicho pliegue, el cuadrado negro representa el eje del pliegue medido directamente sobre la charnela; c) detalle de los sectores A, B y C, en ellos el lápiz azul es paralelo a la estratificación y el negro a el clivaje. Escala aproximada.

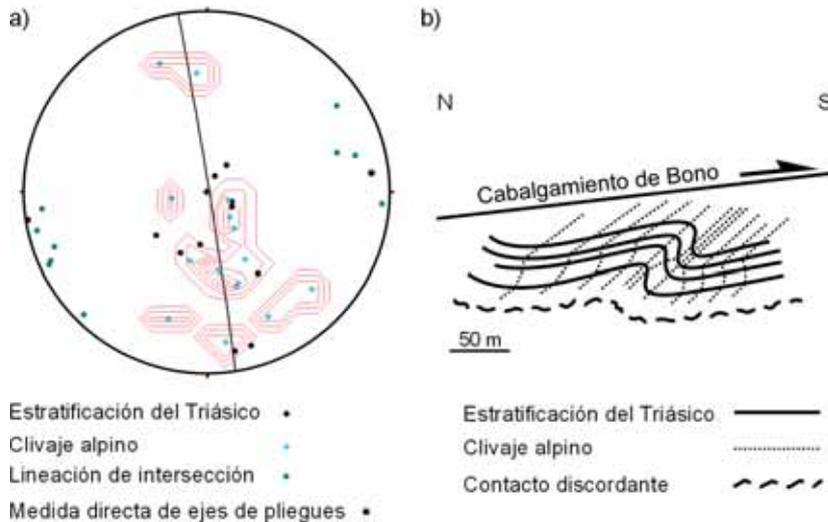


Figura 16. a) Proyección estereográfica con los datos de estratificación, clivaje alpino y lineación de intersección de los materiales triásicos; b) Esquema de los pliegues asimétricos y el clivaje asociado a ellos en los materiales triásicos que se encuentran en el bloque de muro del cabalgamiento de Bono.

ocupado por la Formación Fonchanina. Un bloque diagrama de la geometría en tres dimensiones de dicha cubeta se puede observar en la figura 14; en este diagrama se observa un sinclinal y un anticlinal de orientación NE-SO (de la primera fase de deformación) replegados por un sinforme de dirección NNO-SSE.

En ambas zonas lo que se observa es una superposición de pliegues de dirección aproximada NO-SE o NNO-SSE sobre otros de trazado NE-SO correspondientes a la primera fase de deformación (Fig. 5a).

Estos pliegues son posteriores a la segunda etapa de deformación, ya que deforman claramente el clivaje Sp. En la figura 15 se observa un ejemplo a escala de afloramiento de estos pliegues de la tercera etapa de deformación, con charnelas aproximadamente N-S, que deforman conjuntamente la estratificación y el clivaje Sp. En la proyección estereográfica que acompaña a esta figura se ha representado por una parte el plegamiento que ha sufrido el clivaje (el triángulo azul es el eje del pliegue que forman los planos de clivaje deformados) y por otra el plegamiento que ha sufrido la estratificación (el triángulo rojo es el eje del pliegue que forman los planos de estratificación deformados), así mismo se ha proyectado el dato de la medida directa del eje del pliegue tomado sobre su charnela (cuadrado negro). Se observa como el eje presenta una ligera inmersión hacia el norte.

La deformación alpina

La estructura alpina más relevante de toda el área de estudio es el cabalgamiento de Bono. Tal como se observa en los mapas de las figuras 4 y 5, especialmente en la mitad oriental, la superficie del cabalgamiento asciende topográficamente hacia el sur, con una inclinación de unos 30 gra-

dos hacia el NNE desde el fondo del valle del río Noguera Ribagorzana. A la altura del pueblo de Bono, el cabalgamiento corta las capas del Triásico inferior que reposan discordantemente sobre la zona metamórfica de Bono. A partir de aquí hacia el sur el cabalgamiento se horizontaliza y adquiere un ligero buzamiento hacia el este, disponiéndose en forma de rellano sobre los materiales triásicos, tal como se observa en la ladera oriental del río Noguera Ribagorzana. El cabalgamiento continúa en rellano durante unos dos kilómetros hacia el sur, para luego adquirir una disposición en rampa y ascender topográficamente. La dirección de transporte tectónico se puede determinar observando las líneas de corte de los materiales triásicos en el bloque inferior del cabalgamiento de Bono. Como se observa en la figura 4, estas líneas de corte presentan una dirección aproximada E-O, así mismo se observa como el cabalgamiento asciende en la serie estratigráfica, cortando los materiales triásicos discordantes, hacia el sur, por lo tanto el sentido de transporte tectónico del cabalgamiento de Bono es de N a S. Considerando la longitud y sinuosidad del trazado del cabalgamiento en el valle del río Noguera Ribagorzana, el desplazamiento mínimo calculado para el cabalgamiento de Bono en la ladera oeste de dicho río es de 3,5 km, aunque en la ladera oriental alcanza los 5 km. Esta diferencia en el cálculo del desplazamiento mínimo que ha sufrido la lámina cabalgante de Bono, es debida al diferente grado de erosión que ha sufrido dicha lámina. El desplazamiento calculado es coherente con el calculado por otros autores como Poblet (1991), que estimó un desplazamiento mínimo de 5 km, o García-Sansegundo (1992) que calculó un desplazamiento mínimo de entre 3,5 y 5,5 km en las laderas occidentales y orientales respectivamente del valle del río Noguera Ribagorzana. Sin embargo difiere del desplazamiento mínimo calculado por Mey (1967), que lo consideró de entre 1 y 2 km.

En los materiales triásicos situados inmediatamente por debajo del cabalgamiento de Bono se desarrollan pliegues asimétricos entre abiertos y cerrados, de escala métrica a decamétrica y que presentan una vergencia sur. Sus ejes son subhorizontales, tienen una orientación ENE-OSO y el plano axial de estos pliegues buza aproximadamente 45° N (Fig. 16a). Los pliegues muestran un clivaje de plano axial, el cual es un clivaje grosero o disyuntivo. Este se inclina principalmente hacia el norte, aunque muestra buzamientos variables, lo cual podría ser debido bien a una ligera disposición en abanico del clivaje, o bien como consecuencia de la refracción que sufre este al atravesar capas de diferente competencia (Fig. 16 b). La geometría de estos pliegues así como el estilo estructural que presentan, podrían estar relacionados con la cizalla simple producida por el emplazamiento hacia el sur del cabalgamiento de Bono inmediatamente por encima de estos materiales.

A pesar de la presencia de este clivaje de edad alpina en las rocas triásicas, en los materiales paleozoicos infrayacentes no se ha observado ninguna crenulación asociada a dicho clivaje alpino. El contacto de la propia discordancia en la zona de estudio no aflora con claridad, sin embargo, por lo general parece que este contacto no está despegado.

Discusión y conclusiones

Las rocas de la región estudiada han sido deformadas en el transcurso de dos ciclos orogénicos, varisco y alpino. La separación de las estructuras correspondiente a uno u otro no presenta en general problemas en esta región, ya que las rocas paleozoicas registran una deformación que no afecta a las rocas triásicas.

La deformación de las rocas paleozoicas tuvo lugar a los largo de dos etapas principales. Durante la primera se desarrollaron pliegues apretados de traza axial NE-SO, vergentes al SE. Estas características contrastan con las observadas por Poblet (1991) más al E, donde los pliegues equivalentes presentan características geométricas semejantes, aunque sus trazas axiales tienen un trazado E-O y su vergencia es hacia el N. También contrastan con las vergencias norte u oeste determinadas por García-Sanseguno (1992) para estas mismas estructuras en esta zona de estudio.

Con los datos que existen hasta el momento resulta difícil establecer unas condiciones generales de deformación durante esta primera etapa; en cualquier caso, la ausencia de un clivaje asociado a estos pliegues y, por tanto, de una deformación interna apreciable de las rocas, sugieren un marco general de deformación propio de las zonas

externas de un orógeno. Por otra parte, también resulta difícil con los datos actuales establecer hasta que punto el desplazamiento hacia el S de las unidades cabalgantes alpinas (por ejemplo, la lámina de Bono) pudo modificar la geometría y vergencia de los pliegues variscos.

La segunda etapa de deformación se caracteriza por la formación de un clivaje con una orientación aproximada E-W y un buzamiento de unos 40° hacia el norte, desarrollado en condiciones de metamorfismo de grado bajo o muy bajo. En áreas próximas, al norte de la zona estudiada, este clivaje se dispone subverticalmente (García-Sanseguno, 1992), aunque en zonas meridionales a la estudiada, el buzamiento del clivaje se mantiene igual o disminuye un poco. Es posible que la disposición que muestra el clivaje en el área estudiada sea debida a un basculamiento producido durante la orogénesis alpina.

Se han reconocido unos pliegues con una traza axial de orientación NNO-SSE que deforman a las estructuras previas. Estos pliegues podrían ser pliegues menores asociados a un anticlinal de dimensiones kilométricas cuyo eje sigue el curso del río Noguera Ribagorzana, este anticlinal fue atribuido a la deformación varisca según Mey (1967), sin embargo Poblet (1991) lo atribuyó a la orogénesis alpina. La relación de estas estructuras NNO-SSE con la orogenia varisca o alpina aún no ha podido ser clarificada con toda seguridad, aunque con los datos aportados por Poblet (1991), parece más probable que pertenezcan a la orogénesis alpina.

Durante la orogenia alpina el cabalgamiento de Bono trasladó el volumen de rocas que constituyen la lámina cabalgante del mismo nombre, hacia el S-SE entre 3 y 5 kilómetros. Los materiales triásicos cobijados en el bloque inferior de dicho cabalgamiento presentan pliegues asimétricos con vergencia sur, ejes subhorizontales con una orientación ENE-OSO y un clivaje de plano axial asociado a ellos.

Agradecimientos

Este estudio constituye el Seminario de Investigación del autor, realizado en el marco de los estudios de doctorado del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y ha sido financiado con cargo al proyecto CGL2006-08822/BTE del Ministerio Español de Educación y Ciencia. El autor agradece el disfrute de una beca predoctoral FPU con referencia AP-2004-2179. Este trabajo se integra en el Programa Consolider-Ingenio 2010, bajo el proyecto CSD2006-0041, "Topo-Iberia". Las discusiones mantenidas con Alberto Marcos y Joaquín García-Sanseguno han contribuido a la mejora del manuscrito original, así como las apreciadas correcciones y sugerencias realizadas por Josep Poblet en la revisión del artículo.

Bibliografía

- BOERSMA, K. TH. (1973): Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49: 303-377.
- BOSCHMA, D. (1963): Successive Hercynian structures in some areas of the central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 28: 103-176.
- CASAS, J. M. Y POBLET, J. (1989): Essai de restitution de la déformation dans une zone avec plis et chevauchements: le "synclinal de Llavorsí" dans les Pyrénées centrales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 308, Serie II: 427-433
- CHOUKROUNE, P. Y SEGURET, M. (1973): Tectonics of the Pyrenees; Role of Compression and Gravity. En: *Gravity and tectonics* (De Jong, K. y Scholten, R., Eds.), John Wiley and Sons, New York. pp. 141-156.
- CHOUKROUNE, P. Y ECORS TEAM (1989): The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1): 23-39.
- CHOUKROUNE, P., ROURE, F., PINET, B. Y ECORS TEAM (1990): Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*: 411-423.
- DALLONI, M. (1913): Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4(13): 243-263.
- DERAMOND, J., GRAHAM, R. H., HOSSACK, J. R., BABY, P. Y CROUZET, G. (1985): A new model of the Pyrenean range. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II*, 301(16): 1213-1216.
- ENRIQUE, P. (1989): Caracterización geoquímica mediante elementos mayores de los granitoides de la vertiente meridional del Pirineo Central. *Studia Geologica Salmanticensis*, 4: 41-60.
- GARCÍA-LOPEZ, S., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. Y ARBIZU, M. (1990): Datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión devónica del área del río Baliera (Zona Axial, Pirineos centrales españoles). *Geogaceta*, 7: 33-35.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1992): Estratigrafía y estructura de la zona axial pirenaica en la transversal del valle de Arán y de la Alta Ribagorça., *Publicaciones especiales del boletín geológico y minero*. 167 p.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1996): Hercynian structure of the axial zone of the Pyrenees: The Aran Valley cross-section (Spain-France). *Journal of Structural Geology*, 18(11): 1315-1325.
- GHOSH, S., MANDAL, N., KHAN, D. Y DEB, S. (1992): Modes of superposed buckling in single layers controlled by initial tightness of early folds. *Journal of Structural Geology*, 14(4): 381-394.
- HABERMEHL, M. (1970): Depositional history and diagenesis of quartz-sand bars and lime-mud environments in the Devonian Basibe Formation (Central Pyrenees, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 46(1): 1-55.
- MATTAUER, M. (1990): Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, (8) VI, 2: 307-311.
- MATTE, P. (1969): Le problème du passage de la schistosité horizontale a la schistosité verticale dans le dome de la Garonne (paleozoïque des Pyrénées centrales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 268(14): 1841-1844.
- MATTE, P. Y XU ZHI, Q. (1988): Decollements in slate belts, examples from the European variscides and the Qin Ling Belt of Central China. *Geologische Rundschau*, 77(1): 227-238.
- MEY, P. (1967): The geology of the upper Ribagorçana and Baliera valleys, central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 153-220.
- MEY, P. (1968): Geology of the upper Ribagorçana and Tor valleys, central Pyrenees, Spain; sheet 8, 1:50,000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 229-292.
- MEY, P., NAGTEGAAL, P., ROBERTI, K. Y HARTEVELT, J. (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.
- MULLER, J. Y ROGER, PH. (1977): L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géologie Alpine*, 53(2):149-191.
- MUÑOZ, J. A. (1985): Estructura Alpina i Herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental. *Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona*, 305 p.
- MUÑOZ, J. A. (1992): Evolution of a continental collision belt; ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust tectonics* (McClay, K., Ed.), Chapman & Hall, London, United Kingdom. pp. 235-246.
- PASSCHIER, C. W. Y TROUW, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. Springer, Berlin. 366 p.
- POBLET, J. (1991): Estructura herciniana i alpina del vessant sud de La Zona Axial del Pirineu central. *Tesis doctoral, Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona*. 604 p.
- RAMSAY, J. G. Y HUBER, M. I. (1987): The techniques of modern structural geology, volume 2: Folds and fractures. Academic Press, London,
- ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERASTEGUI, X., MUÑOZ, J. A., VILLIEN, A., MATHERON, P., BAREYT, M., SEGURET, M., CAMARA, P. Y DERAMOND, J. (1989): Ecors deep seismic data and balanced cross-sections - geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1): 41-50.
- SANZ-LÓPEZ, J. (2004): Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sinvarisco de los Pirineos. En: *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.), SGE-IGME, Madrid. pp. 250-254.
- SANZ-LÓPEZ, J., GIL-PEÑA, I. Y VALENZUELA-RIOS, J. I. (2002): Lower Paleozoic rocks from the Pyrenees: a synthesis. En: *Paleozoic conodonts from Northern Spain* (García-López, S y Bastida, F., Eds.) Instituto Geológico y Minero de España, serie Cuadernos del Museo Geominero 1: 349-365.
- SCHMIDT, H. (1931): Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys. Kl. 3. Folge*, H. 5, pp. 981-1065.
- SÉGURET, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées; Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité. USTELA, Montpellier, France, 155 p.
- SENGUPTA, S., GHOSH, S. K., DEB, S. K. Y KHAN, D. (2005): Opening and closing of folds in superposed deformations. *Journal of Structural Geology*, 27(7): 1282-1299.
- SITTER, L. U. DE (1956): A cross section through the Central Pyrenees. *Geologische Rundschau*, 45: 214-233.
- SITTER, L. U. DE (1959): The structure of the axial zone of the Pyrenees in the province of Lérida. *Estudios Geológicos*, XV: 349-360.
- SITTER, L. U. DE Y ZWART, H. J. (1960): Tectonic development in supra- and infrastructures of a mountain chain. *Proceedings 21st International Geological Congress Copenhagen*: 248-256.
- SOLÉ, J., SOLER, A., PALAU, J., ESPINOLA, M. R. Y DELGADO, J. (1997): Geocronología K/Ar de los skarns mineralizados en As-Au y de las alteraciones intragraníticas asociadas en el Hercínico de los Pirineos centrales. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 20-A: 77-78.

- SOULA, J. (1982): Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 4(3): 313-342.
- SPEKSNIDER, A. (1987): The detection and significance of early deformation in the southern Variscan Pyrenees, Spain; implications for regional Paleozoic structural evolution. *Geologische Rundschau*, 76(2): 451-476.
- VALENZUELA-RÍOS J.I. (1994): Conodontos del Lochkoviense y Praguense (Devónico inferior) del Pirineo central español. *Memorias del museo paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, nº 5, 142 p.
- VAN DEN ECKHOUT, B. Y ZWART, H. J. (1988): Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16(2): 135-138.
- WILLIAMS, G. Y FISCHER, M. (1984): A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3(7): 773-780.
- ZWART, H. J. (1979): The geology of the central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50, 79 p.
- ZWART, H. J. (1986): The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 9-27.