

## LA DEFORMACION EN LOS BLOQUES DE TECHO Y MURO DE LOS CABALGAMIENTOS DE LAS UNIDADES INFERIORES NEVADO-FILABRIDES (CORDILLERAS BÉTICAS, SE. ESPAÑA)

A. Jabaloy\* y F. González Lodeiro\*

### RESUMEN

En el complejo Nevado-Filábride, en el sector occidental de la Sierra de Filabres, se distinguen tres unidades superpuestas tectónicamente. La estructura interna de las unidades corresponde a grandes pliegues con desarrollo de flancos inversos importantes. Esta estructura interna se debe a la actuación de tres importantes fases de deformación, que originan estructuras menores más o menos penetrativas. La primera fase de deformación  $D_1$  genera un «slaty cleavage»  $S_1$  y podría dar lugar a grandes pliegues tumbados. La segunda fase de deformación genera grandes zonas de cizalla dúctil con una fábrica planolinear y cabalgamientos que superponen las distintas unidades. Por último, la tercera fase  $D_3$  da lugar a pliegues vergentes al Sur que pliegan a todas las estructuras previas. Las relaciones geométricas entre las superficies de cabalgamiento y las foliaciones o estratificación de los bloques de techo y muro muestran la existencia de rampas y rellanos. Además de estas relaciones, las superficies de cabalgamiento superponen volúmenes de rocas con un contraste muy fuerte en el valor y régimen de la deformación, estando las rocas del bloque de muro menos deformadas que las del techo. Estos cabalgamientos se inician en condiciones sinmetamórficas y con una deformación por cizallamiento dúctil heterogéneo, y termina en condiciones frágiles acompañados por una fuerte retrogradación metamórfica.

**Palabras clave:** *Complejo Nevado-Filábride, Cabalgamientos, Deformación, Rampas y rellanos.*

### ABSTRACT

In the Nevado-Filábride complex, in the Western sector of the Sierra de Filabres, three tectonically superimposed units can be distinguished. The internal structure of these units corresponds to large folds with development of substantial overturned limbs. This internal structure has been produced by three important deformation phases, which gave rise to more or less penetrative minor structures. The first deformation phase  $D_1$  gives rise to a slaty cleavage and would generate great overturned folds. The second deformation phase  $D_2$  gives rise to ductile shear zones with a planar-linear fabric, and ends up with fragile thrusts which superimposed the different units. The third deformation phase generates South vergent folds that affect all the previous structures. Geometric relations between thrust surfaces and foliation or bedding between the hanging and footwall show the existence of ramps and flats with respect to hanging and footwalls. In addition to this, there is a considerable contrast with regard to the value and nature of the strain as shown by the rock volumes superimposed by the thrust surfaces, with footwall rocks less deformed than hanging wall rocks. These thrusts start under sinmetamorphic conditions with deformation caused by ductile and heterogeneous shear and end up in fragile conditions accompanied by strong metamorphic retrogradation.

**Key words:** *Nevado-Filábride Complex, Thrusts, Strain, Ramps and flats.*

### Introducción

El Complejo Nevado-Filábride es el conjunto de materiales que ocupa la posición más inferior de las zonas internas de las Cordilleras Béticas (figs. 1a y

1b), y está recubierto por los materiales del Complejo Alpujarride. Dentro del Complejo Nevado-Filábride, Puga *et al.* (1974) han distinguido dos unidades mayores, que de abajo a arriba son: Manto del Veleta y Manto del Mulhacén. Los criterios usados

\* Departamento de Geodinámica, Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. C.S.I.C., Universidad de Granada.

por los autores antes citados, así como por otros (Gómez Pugnaire, 1979; Martínez Martínez, 1986) están basados fundamentalmente en las diferencias en la evolución metamórfica que se observan entre los materiales de uno y otro manto. Puga y Díaz de Federico (1976), consideran que el metamorfismo pre-alpino que afecta a los materiales precámbricos y paleozoicos del Veleta y Mulhacén, corresponde a un metamorfismo regional en facies de esquistos verdes, pero además los materiales del Manto del Mulhacén han sufrido una etapa posterior de metamorfismo estático de baja presión, también prealpino, en el que se alcanzan las condiciones de la facies de anfibolitas. Estas diferencias en la evolución del metamorfismo pre-alpino no son, sin embargo, las que han venido utilizándose por los diversos autores para diferenciar estos dos mantos sino la distinta evolución que han tenido uno y otro durante la Orogenia Alpina. La característica más importante que permite diferenciar las unidades es la ausencia de asociaciones HP-LT en los materiales del Manto del Veleta. En efecto, los autores antes citados, además de Nijhuis (1964), que fue el que primero las describió, así como Vissers (1981) y Martínez Martínez (1986) han descrito fundamentalmente en las metabasitas de las Formaciones Tahal, Casas y en las situadas en formaciones correlacionables del Manto del Mulhacén, asociaciones minerales que indican que estos materiales han estado sometidos a presiones superiores a 10 Kb y temperaturas entre 450° y 500°C. En la región estudiada se ha observado que, además de las posibles diferencias en la evolución metamórfica en las unidades, hay

entre ellas variaciones importantes en el régimen y valor de la deformación. Estas variaciones son muy patentes cuando se analiza y compara la deformación que tienen los materiales situados inmediatamente encima y debajo de la superficie de cabalgamiento. El objetivo de este trabajo es precisamente describir la deformación asociada a estos cabalgamientos y su evolución en la vertical en los bloques de techo y muro. Para esto se ha seleccionado un área (fig. 1) en el extremo occidental de la Sierra de Filabres, en donde afloran las unidades más inferiores del complejo Nevado-Filábride.

### Situación y características geológicas

En el extremo occidental de la Sierra de Filabres (figs. 1b y 2) afloran los materiales del Complejo Nevado-Filábride en el núcleo de un antifirme tardío, y por debajo de los materiales del Complejo Alpujárride, del que esta separado por un contacto mecánico, que por lo menos en su parte meridional es una falla normal de bajo ángulo en la que el bloque de techo se ha movido hacia el WSW.

Dentro de los materiales Nevado-Filábrides se han diferenciado tres unidades, que de abajo a arriba son: a) Unidad I, se observa en cuatro pequeñas ventanas tectónicas (fig. 2) situadas en el flanco norte del antifirme. b) Unidad II, ocupa la mayor parte del área, y la unidad superior. c) Unidad III, sólo se observa en dos pequeños afloramientos situados en el flanco sur del antifirme (fig. 2).

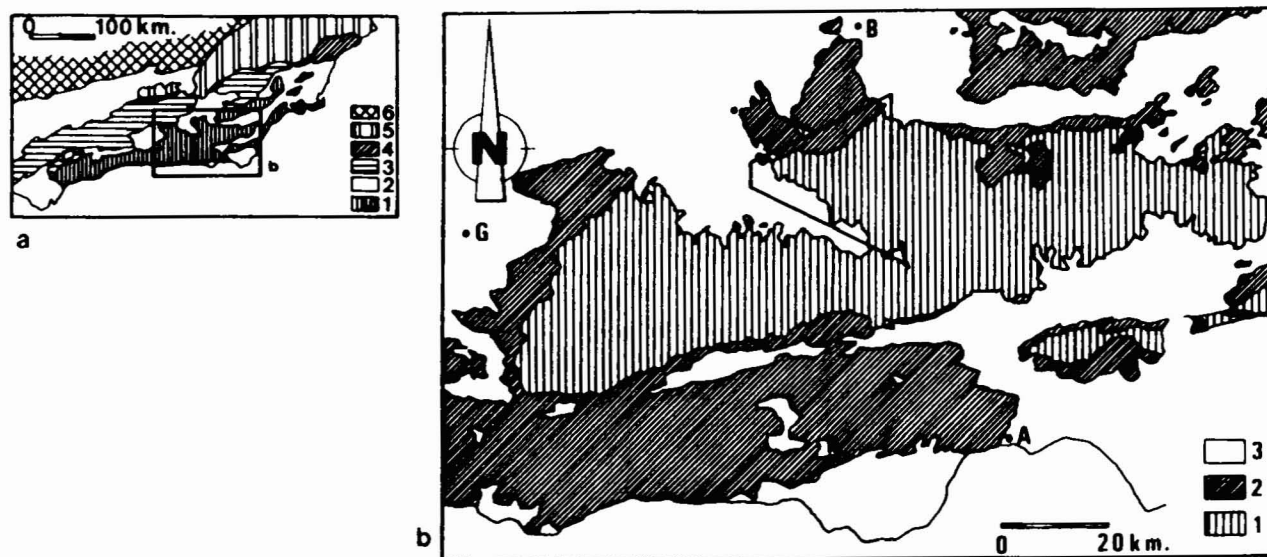


Fig. 1.—a) Localización de las zonas internas y externas de las Cordilleras Béticas y Meseta Ibérica: 1) Zonas internas; 2) elementos postorogénicos; 3) Subético; 4) unidades intermedias; 5) Prebético; 6) Meseta Ibérica. b) Distribución de los materiales Nevado-Filábrides y Alpujárrides: 1) Nevado-Filábrides; 2) Alpujárride; 3) sedimentos postorogénicos. A: Almería. B: Baza. G: Granada.

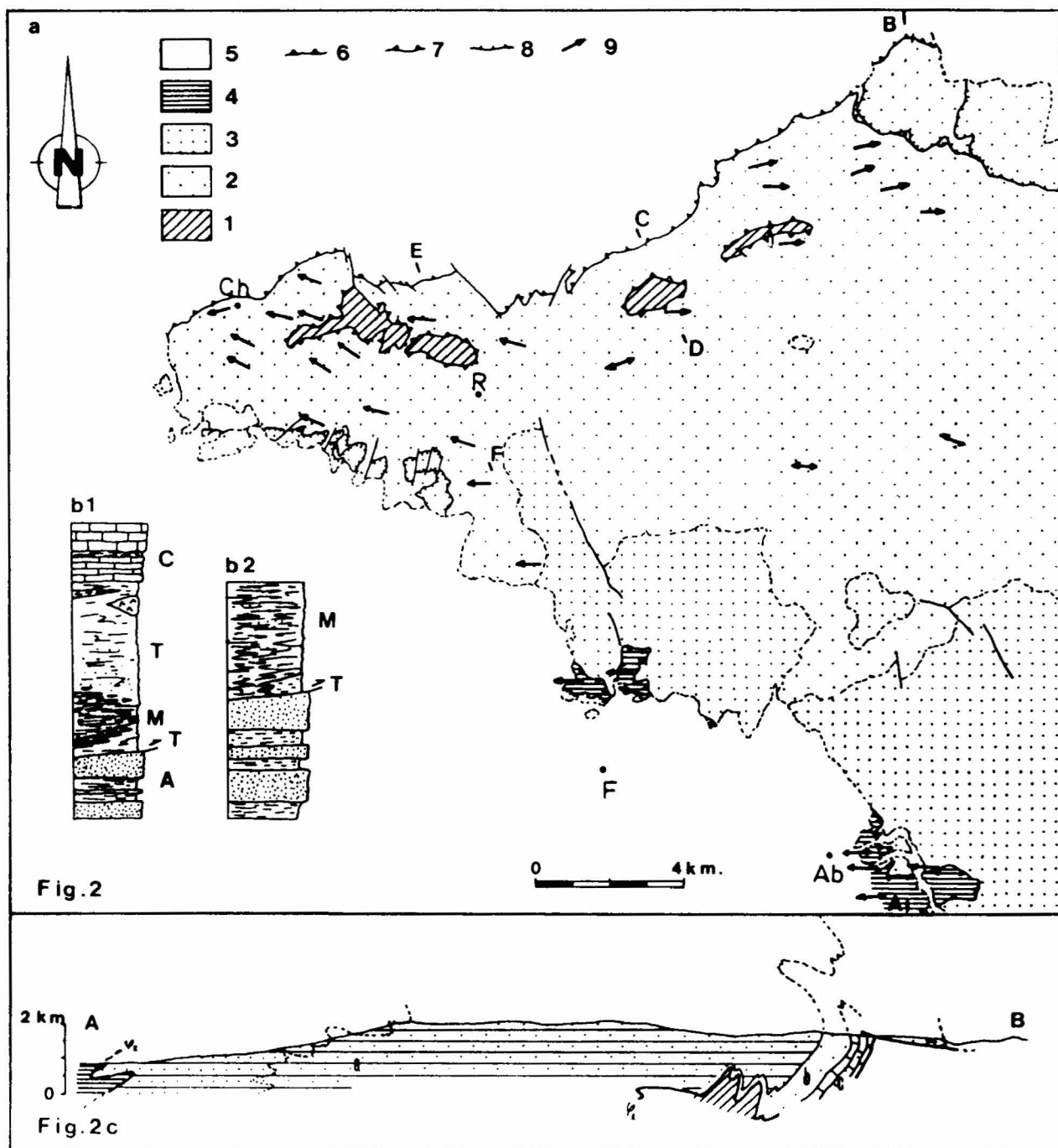


Fig. 2.—a) Distribución de las Unidades Nevado-Filábrides y de la lineación de estiramiento  $L_2$ : 1) Unidad I; 2) Unidad II, zona de cizalla dúctil; 3) Unidad II, zona con baja deformación; 4) Unidad III; 5) Alpujárride y Neógeno; 6) cabalgamiento Nevado-Filábride; 7) cabalgamiento basal alpujárride; 8) fallas normales de bajo ángulo; 9) dirección y plunge de  $L_2$ . Ab: Abila. Ch: Charches. F: Fiñana. R: El Raposo. b) Columnas estructurales de los cabalgamientos: A: Fm. Aulago, C: Fm. Casas. M: Fm. Montenegro. T: Fm. Tahal. c) Corte N-S. a) Fm. Montenegro; b) Fm. Tahal; c) Fm. Casas.

Los materiales que constituyen la Unidad I son correlacionables con los de la formación Aulago de Martínez Martínez (1984-85). La sucesión que se

observa de abajo a arriba en las tres ventanas más orientales está compuesta por unos 100 metros de pizarras negras con intercalaciones decimétricas a

métricas de calizas grafitosas, sobre las que se dispone una alternancia de unos 300 m. de espesor de areniscas finas cuarzosas con matriz sericítico-clorítica (cuarzo-wacas) en capas cuyo espesor varía entre 20 cm. a 2 m., y pizarras negras y pizarras con laminaciones arenosas en capas de 20 a 50 cm. de espesor. El último tramo está compuesto por unos 100 m. de cuarzo-wacas masivas en bancos de 2 a 3 m. de espesor. En la ventana occidental este último tramo no está representado. Las estructuras sedimentarias que se reconocen más frecuentemente en los niveles arenosos son laminaciones cruzadas, ripples y «convolute-laminations» (fig. 5). Los niveles pizarrosos están compuestos fundamentalmente por mica blanca, cuarzo, clorita, y como accesorios turmalina, grafito y óxidos de hierro. Los niveles de cuarzo-wacas están compuestos por cantos de cuarzo, feldespato, carbonatos en una matriz de mica blanca y cuarzo, los minerales accesorios son turmalina, circón, grafito y óxidos de hierro.

En los materiales que constituyen la Unidad II se pueden distinguir tres conjuntos, que son correlacionables con las Formaciones Montenegro, Tahal y Casas (Martínez Martínez, 1984-85). El conjunto inferior está limitado en su base por un cabalgamiento que lo separa de la unidad I, y el techo es una discordancia, sobre la que se dispone el conjunto intermedio (Fm. Tahal). La secuencia de materiales más completa del conjunto inferior en esta región, se observa entre Caniles y Abla (Corte A-B, fig. 2). A pesar de la intensa deformación a que han sido afectados estos materiales, se pueden distinguir dos tramos: uno inferior constituido esencialmente por micaesquistos con grafito, y un espesor variable entre 1.500 y 2.000 m., y otro formado por una alternancia de metaareniscas y micaesquistos con intercalaciones de mármoles con grafito cuyo espesor observable es de 800 a 1.000 m.

En la mayor parte de la secuencia no se han observado estructuras sedimentarias y solamente en la parte más alta y en las proximidades del contacto con la Unidad III se han visto laminaciones cruzadas.

Los micaesquistos tienen una composición variable en función del grado de metamorfismo alcanzado y la asociación más frecuente es: cuarzo, mica blanca, granate, cloritoide, oxiclorigita, estilpnomelana, y a veces estaurilita y distena, los accesorios suelen ser circón, apatito, opacos, óxidos de hierro y grafito. En algunos niveles sin cloritoide ni estaurilita se encuentran asociaciones con albita-oligoclasa.

Las metaareniscas están compuestas por cuarzo, albita-oligoclasa, mica blanca, granate y ocasionalmente oxiclorigita. Los accesorios más frecuentes son turmalina, circón, apatito, opacos, óxidos de hierro y grafito.

El conjunto intermedio (Fm. Tahal) descansa discordantemente sobre el anterior, unas veces sobre el tramo esquistoso y otras sobre el tramo de metaare-

niscas y su techo viene señalado por intercalaciones de mármoles. En esta región estos materiales están intensamente deformados, lo cual hace difícil establecer una secuencia de los mismos, no obstante, hacia el Este se pueden distinguir dos tramos: un tramo inferior constituido por unos 1.000 a 1.300 m. de metaareniscas con intercalaciones de micaesquistos y niveles de metaconglomerados lentejonares hacia la base (figs. 6 y 7) y un tramo superior esquistoso.

Las únicas estructuras sedimentarias observadas son granoselección y laminaciones cruzadas.

Los niveles de metaareniscas están compuestos por cuarzo, mica blanca, albita-oligoclasa, granate, epidota, anfíbol, oxiclorigita y como accesorios: turmalina, apatito, rutilo, opacos, circón y óxidos de hierro. Los niveles de metaconglomerados están formados por una matriz con una composición semejante a la de los niveles de metaareniscas que engloba a cantos fundamentalmente de cuarzo. El tramo superior está compuesto esencialmente por micaesquistos de tonos claros que hacia la parte alta tienen intercalaciones de metaareniscas y metabasitas.

En los micaesquistos la asociación mineral más frecuente contiene: cuarzo, mica blanca, albita-oligoclasa, epidota, anfíbol, granate y oxiclorigita, y como accesorios: turmalina, rutilo, apatito, opacos, circón y óxidos de hierro.

El conjunto superior (Fm. Casas) tiene un límite inferior transicional con el conjunto intermedio, y su límite superior es siempre en contacto mecánico, por encima del cual, en este área, está el Complejo Alpujárride. La potencia máxima observable es de unos 300 m. y está compuesto por mármoles calizos y dolomíticos y calcoesquistos hacia la parte alta y micaesquistos con intercalaciones de mármoles, ortogneises, metabasitas y serpentinitas hacia la base.

Los mármoles calizo-dolomíticos están compuestos por carbonato cálcico y magnésico, cuarzo, mica blanca, epidota, y a veces granate y anfíbol. Sus accesorios más frecuentes son titanita o rutilo, apatito, opacos y óxidos de hierro.

Los micaesquistos y metabasitas son semejantes a los del conjunto intermedio. Los ortogneises están compuestos por cuarzo, albita-oligoclasa, feldespato potásico, fengita, biotita y como accesorios turmalina, circón, apatito y opacos.

Los materiales que constituyen la Unidad III son semejantes a los conjuntos inferior e intermedio de la Unidad II.

Las rocas anteriormente descritas han sido deformadas intensamente durante la orogenia alpina. Las fases de deformación que originan estructuras penetrativas a escala regional son tres: las estructuras asociadas a D<sub>1</sub> son difíciles de poner de manifiesto dada la intensidad de las deformaciones posteriores. No obstante, en las zonas donde estas deformaciones posteriores son menos intensas, se ha observado una es-

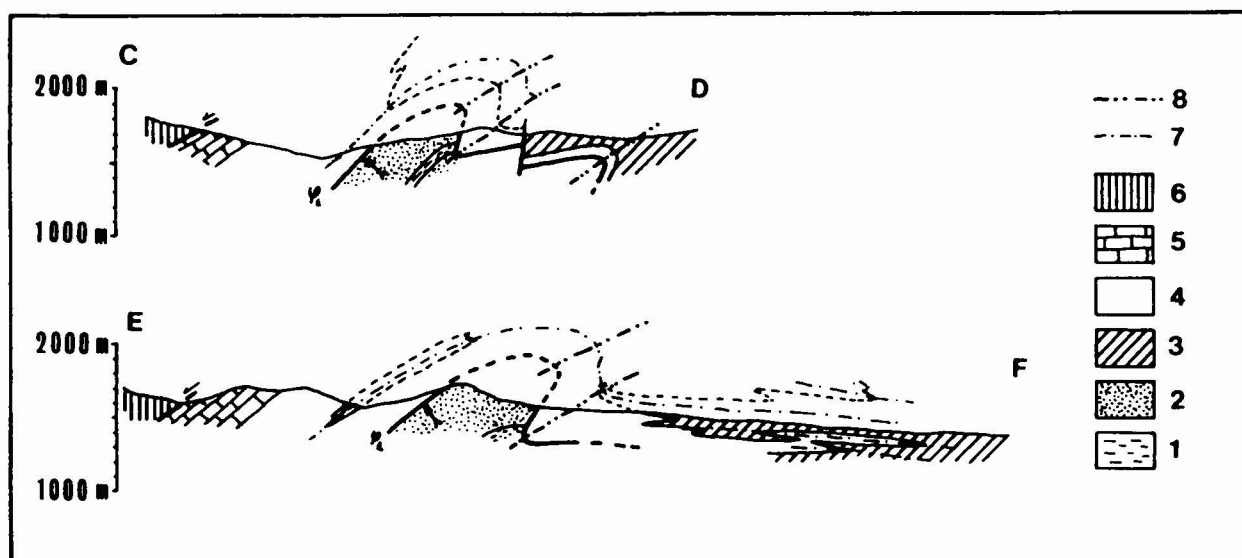


Fig. 3.—Cortes estructurales, escala horizontal igual a la escala vertical. 1) Pizarras Fm. Aulago. 2) Cuarzo-wacas. 3) Fm. Montenegro. 4) Fm. Tahal. 5) Fm. Casas. 6) Alpujárride. 7) Traza axial de  $F_2$ . 8) Traza axial de  $F_3$ . Las flechas gruesas indican la polaridad estratigráfica de la serie.

quistosidad ( $S_1$ ) que es plano axial de pliegues entre N40E y N100E y vergentes al NW. Esta fase podría estar relacionada con el primer episodio de metamorfismo  $M_1$  en condiciones de HP-LT (Nijhuis, 1964; Puga *et al.*, 1974; Gómez Pugnaire, 1979; Vissers, 1981). En la segunda fase de deformación ( $D_2$ ) se producen amplias zonas de cizalla dúctil (González Lodeiro *et al.*, 1983) y cabalgamientos, que ponen en contacto las unidades I, II, la superposición entre las unidades II y III se deben a fallas normales de bajo ángulo posteriores. Durante  $D_2$  se genera una foliación  $S_2$  y una lineación de estiramiento  $L_2$  (fig. 6).  $S_2$  es el plano axial de «sheath-folds» (fig. 9) de tamaño variable entre varios kilómetros y decimétricos. Está asociada a un segundo episodio de metamorfismo  $M_2$  en condiciones de grado bajo y medio y un gradiente de presiones intermedias (Nijhuis, 1964; Gómez Pugnaire, 1979) que evoluciona a un gradiente de baja presión que se prolonga después de  $D_2$ .

La tercera fase de deformación  $D_3$  origina pliegues asimétricos de orientación E-W y vergentes al Sur con una foliación de plano axial  $S_3$  y una lineación de intersección  $L_3$  (Jabaloy, 1984-85). El episodio de metamorfismo asociado a esta fase  $M_3$ , ocurre en condiciones retrometamórficas (Vissers, 1981; Martínez Martínez, 1986).

Con posterioridad existen un conjunto de deformaciones sin estructuras penetrativas asociadas. Por orden cronológico deducido de las formas de superposición, éstas serían:

- Cabalgamiento hacia el N-NW de los materiales alpujárrides.

- Fallas normales de bajo ángulo.

- Pliegues abiertos que son subverticales en las zonas central y sur del área, y vergentes al Norte en la zona norte.

### Descripción de las estructuras

Se van a describir las meso y microestructuras en las rocas del bloque de techo y muro en las zonas próximas a la superficie de cabalgamiento. El cabalgamiento entre la Unidad I (bloque de muro) y II (bloque de techo) aflora en cuatro ventanas que se sitúan en el núcleo de antiformes de fase  $D_3$ . El contacto presenta una naturaleza dúctil-frágil y separa dos unidades con características meso, microestructurales y con valores de la deformación muy diferentes entre sí.

En el bloque de muro no se ha podido establecer las estructuras mayores debido a la poca extensión de sus afloramientos. Solo se observa una única fase de deformación  $D_1$ , y se conservan las estructuras sedimentarias (fig. 5). La correlación de esta fase  $D_1$  con las distintas fases de deformación en las unidades superiores es problemática debido a las diferencias de geometría y de estilo. A la fase  $D_1$  se pueden adscribir: una foliación  $S_1$  de plano axial de pliegues no cilíndricos con ejes ligeramente curvos, y lineaciones de intersección  $L_1$ .

La foliación  $S_1$  tiene una dirección N110E y un buzamiento entre vertical a 50N. Es un «slaty cleavage» en las pizarras, marcada por la orientación preferencial de los filosilicatos. En las cuarzo-wacas es un «slaty

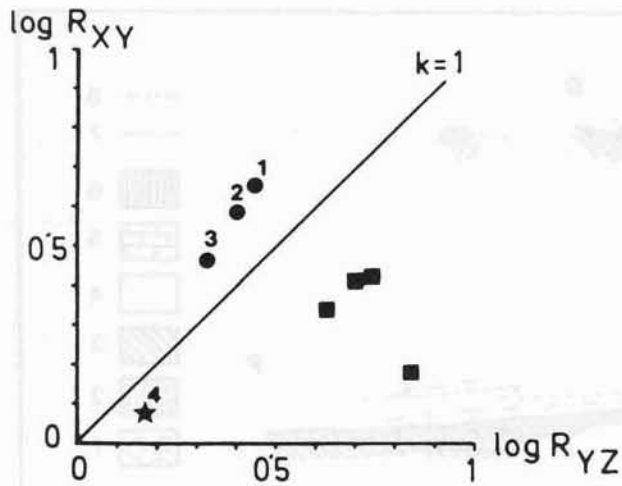


Fig. 4.—Medidas de la deformación. 1, 2 y 3) conglomerados en el interior de la cizalla dúctil de la Unidad II. 4) Cuarzo-wacas de la Unidad I. Los cuadrados pertenecen a los conglomerados de los Fm. Tahal en el flanco normal de la Unidad II (Vissers, 1981).

cleavage» grosero definido por la orientación preferencial de algunos granos de cuarzo elipsoidales y de los filosilicatos presentes en la matriz. En las cuarzo-wacas al microscopio se observan fantasmas redondeados de los granos detríticos de cuarzo. La lineación de intersección  $L_1$  entre  $S_0$  y  $S_1$ , tiene una orientación media entre N90E y N80E y está subhorizontal. No se observa lineación de estiramiento.

En las calizas negras la morfología de los pliegues en cortes perpendiculares a  $L_1$  pertenece a la clase 1C de Ramsay (1967), con aplastamientos medios deducidos por el método de Huddleston (1973) de  $R_x=2,5$ . El ángulo medio entre los flancos es de unos  $20^\circ$ . La deformación medida en las cuarzo-wacas aplicando el método de Fry (1979) y la media armónica sobre los granos de cuarzo en tres secciones perpendiculares entre sí (Ramsay, 1967) da un valor de  $K=0,35$ , lo que nos sitúa en el campo de los elipsoides oblatos (fig. 4).

La estructura del bloque de techo está formada por un gran pliegue tumbado probablemente de fase  $D_1$ , cuya charnela aflora en la región de Caniles, su flanco inverso en el sector de Charches-El Raposo, y su flanco normal en la zona oriental y central de la Sierra de Filabres (Vissers, 1981). El flanco inverso tiene una longitud mínima de 9 km. y se encuentra dentro de una zona de cizalla dúctil.

Dentro de la Unidad II se pueden delimitar dos zonas: a) una zona inferior que corresponde a la zona de cizalla con una fuerte deformación; b) y una zona superior situada fuera de la zona de cizalla con menor deformación.

La zona de cizalla dúctil está limitada en su parte



Fig. 5.—Laminaciones cruzadas afectadas por un pliegue de fase  $D_1$ . Cuarzo-wacas y pizarras de la Unidad I.



Fig. 6.—Metaconglomerados de la base de la Fm. Tahal (Unidad II). Plano XY.

inferior por el cabalgamiento, y tiene una anchura mínima de unos 5 km. medidos según las trazas axiales de los pliegues  $F_3$ . Las superficies de cabalgamiento en general son subparalelas a la foliación  $S_2$  en el bloque de techo y oblicuas a las estructuras  $S_0$  y  $S_1$  en el bloque de muro. Si consideramos el cabalgamiento entre la Unidad I y la Unidad II en las tres ventanas más orientales se observa que hay una oblicuidad entre la superficie de cabalgamiento y la estratificación en el bloque de muro, de forma que el cabalgamiento corta a la estratificación según líneas de orientación N80E. Una relación semejante se observa para las superficies de foliación  $S_1$ . La dirección de movimiento sería de N80E, deducida de la orientación de la lineación de estiramiento  $L_2$  en este sector (fig. 2), y el sentido de movimiento del bloque de techo hacia el Este (Orozco, 1987; Martínez Martínez, 1986b). La superposición mínima deducida de la posición de las ventanas es de 17 km. En su interior se pueden observar estructuras atribuibles a tres fases de deformación, aunque las estructuras dominantes corresponderían a la fase  $D_2$ .  $D_2$  origina una foliación  $S_2$ , una lineación de estiramiento  $L_2$  y pliegues. La foliación  $S_2$  se presenta como una «schistosity» con unos dominios ricos en cuarzo y otros en filosilicatos o como una foliación de crenulación (fig. 9). La foliación crenulada  $S_1$  únicamente se conserva relictas en el interior de algunos porfiroblastos, y en las charnelas de los pliegues  $F_2$ .  $S_2$  contiene una lineación de estiramiento  $L_2$  marcada por: alineamiento de minerales prismáticos, sombras de presión en los porfiroblastos, granos estirados, agregados minerales estirados y cantos de conglomerados estirados (figs. 6 y 8). La lineación tiene una orientación media de N80E en todo el área, excepto en los alrededores de Charches donde se orienta hacia N120E.

Esta fábrica plano-linear acompaña a pliegues cerrados o isoclinales, a veces desenraizados, y con ejes paralelos a  $L_2$ . Estos pliegues presentan formas cerradas a todas las escalas, en cortes perpendiculares a  $L_2$  (fig. 9); y pueden considerarse como «sheath folds». En varias secciones perpendiculares o paralelas a  $L_2$  muestran morfologías de la clase 2 de Ramsay (1967). La fábrica plano-linear afecta a todos los materiales excepto a algunos fragmentos de metabasitas que llegan a conservar sus texturas ígneas originales.

Las estructuras anteriores están afectadas por una foliación de crenulación  $S_3$  que es plano axial de los pliegues de tercera fase.

Las microestructuras de las rocas en la zona de cizalla presentan una zonación. En los primeros metros cercanos al cabalgamiento se observan texturas miloníticas y blastomiloníticas en las areniscas, y filoníticas en los micaesquistos: como reducción del tamaño de grano, texturas en mosaico aplastados, y ribbons mono y policristalinos en el cuarzo (Bouchez, 1977). Sin embargo, al alejarnos del cabalgamiento, las rocas



Fig. 7.—Metaconglomerados de la base de la Fm. Tahal (Unidad II). Plano YZ.



Fig. 8.—Lineación de estiramiento  $L_2$  desarrollada en ortogneises de la Fm. Casas (Unidad II).



Fig. 9.—Pliegues en vaina en metaareniscas de la Fm. Montenegro. Parte alta de la Unidad II.

presentan texturas de «annealing» como mosaicos de granos poligonales o texturas de crecimiento exagerado de grano (Bouchez y Pecher, 1980). Este «annealing» destruye las texturas miloníticas y sólo ocasionalmente se conservan fragmentos de ribbons de cuarzo.

La deformación en el interior de la zona de cizalla dúctil se ha medido en los conglomerados de cantos y matriz cuarcíticos del tramo arenoso del conjunto intermedio. Se ha aplicado el método de Fry (1979) y la media armónica sobre los cantos. Se observan fuertes variaciones de las razones áxicas aunque el valor de  $K$  se mantiene entre 1,7 y 1,9. Esto nos indica un carácter heterogéneo de la deformación dentro del campo de los elipsoides prolatos  $K > 1$  (fig. 4).

En la parte alta de la macroestructura de la Unidad II se observa la superposición de estructuras atribuibles a tres fases de deformación. Sin embargo, en esta zona disminuyen los efectos de la fase  $D_2$  y se conservan estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas.  $S_1$  es un «slaty cleavage» bien desarrollado en las pizarras y areniscas del tramo arenoso del conjunto inferior, y una «schistosity» en los micaesquistos de grano fino, marcada por la orientación preferencial de los filosilicatos. La lineación de intersección  $L_1$  ( $S_0 \cap S_1$ ) tiene una orientación N80E a N100E, y está buzando unos  $20^\circ$  al W o bien subhorizontales.  $S_1$  es plano axial de pliegues angulares de abiertos a cerrados y con ejes curvos que pertenecen a la clase IC de Ramsay (1967), en cortes perpendiculares a  $L_1$ . Se conservan fantasmas de granos detríticos de cuarzo.

Dentro de esta zona se desarrollan estrechas bandas de cizalla dúctil en las que se presentan las mesoestructuras de la fase  $D_2$ . Las más frecuentes son pliegues isoclinales con ejes fuertemente curvos que tienen una foliación de crenulación  $S_2$  de plano axial. La lineación de estiramiento  $L_2$  está contenida en el plano de  $S_2$  y tiene una orientación entre N80E y N100E. La lineación  $L_1$  tiende a reorientarse paralela a  $L_2$ .

El contacto entre las Unidades II y III tiene características dúctil-frágiles. La unidad superior está poco representada en el área, y en ella la Fm. Tahal está situada por debajo de la Fm. Montenegro. Los materiales de ambas formaciones están afectados por una deformación intensa por cizallamiento dúctil. Esta deformación da lugar a meso y macroestructuras similares a las que se observan en la base de la Unidad II. No se han encontrado estructuras de fase  $D_1$ , y solo se observa al microscopio una  $S$  relicta en las charnelas de los pliegues o en el interior de los porfiroblastos de granate. La foliación dominante tiene dirección N90E y buzamientos variables al Sur, que es una «schistosity» o una foliación de crenulación que es plano axial de «sheath folds», y contiene una lineación de estiramiento  $L_2$ . Las microestructuras que se desarrollan son las de milonitas y ultramilonitas en las cuarcitas y de filonitas en los

micaesquistos, con reducción generalizada del tamaño de grano, formación de mosaicos de granos de cuarzo aplastados y ribbons mono y policristalinos (fig. 11).

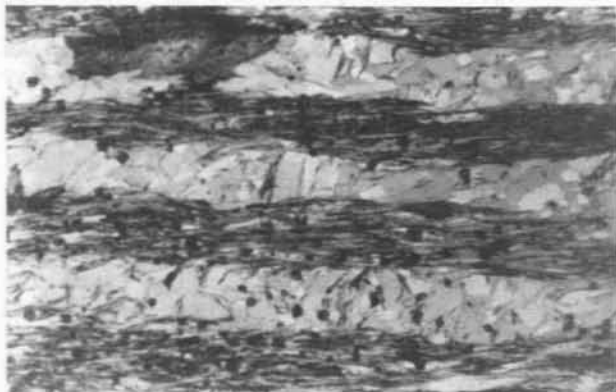


Fig. 10.— $S_2$  de crenulación en micaesquistos con grafito de la Fm. Montenegro (Unidad II).

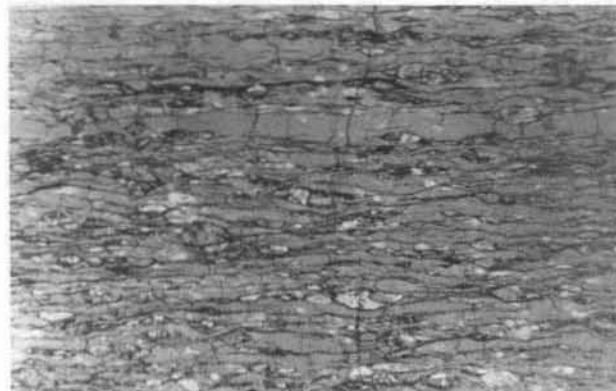


Fig. 11.—Milonita del cabalgamiento basal de la Unidad III.



Fig. 12.—Pliegue de fase 3 en metaareniscas y micaesquistos de la Fm. Montenegro (Unidad II).



Todo el conjunto de unidades y cabalgamientos está afectado por pliegues asimétricos vergentes al Sur con direcciones de N80E a N90E aunque varía entre N60E a N120E. Son pliegues con geometrías de la clase 1C de Ramsay próximas a la clase 2. Las medidas de aplastamiento medidas según Huddleston (1978) dan valores de  $R_x=2,5$  a 3. Estos pliegues tienen asociada una crenulación y/o intersección  $L_3$  subparalela a los ejes de los pliegues (fig. 12).

### Conclusiones

Las relaciones que presentan las superficies de cabalgamiento con  $S_0$  y  $S_1$  en los bloques de techo y muro pueden indicarnos la geometría original de estas superficies. Al estar normal la serie de la Fm. Aulago esta situación se puede describir como rampa ascendente hacia el Norte en el bloque de muro y un rellano en el bloque de techo (fig. 3). En la ventana occidental no se observa una oblicuidad entre las estructuras y la superficie de cabalgamiento, por lo que puede describirse como una situación de rellanos en ambos bloques. Esta configuración nos indica una geometría en escalones de la superficie de cabalgamiento. Al disponerse las líneas de corte en el muro subparalelas a la dirección de movimiento podemos considerar que nos encontramos ante un conjunto de rampas laterales separadas por rellanos.

La Unidad I tiene una deformación débil en condiciones de aplastamiento, y sobre ella se dispone la Unidad II. En ella se observa una intensa deformación por cizallamiento dúctil heterogéneo en condiciones constrictivas en la base y la amortiguación de la misma hacia la parte alta. Una situación similar se presenta en el cabalgamiento basal de la Unidad III. En los cabalgamientos se observa un gradiente de la deformación muy fuerte, con la zona de baja deformación del bloque de muro prácticamente en contacto con la zona de cizalla dúctil del bloque de techo.

Las zonas de cizalla dúctil han sido coetáneas del episodio de metamorfismo  $M_2$  en condiciones de transición de grado bajo a medio y presiones intermedias, este episodio termina en condiciones postcinemáticas dando un pico térmico responsable del «annealing» que destruye las texturas miloníticas. Sin embargo, el movimiento prosigue concentrándose en el cabalgamiento basal que es claramente postmetamórfico y superpone rocas de grado medio a bajo sobre rocas de grado bajo a muy bajo. El movimiento pues evoluciona a lo largo del tiempo desde amplias zonas de cizalla dúctil en condiciones metamórficas hacia cabalgamientos frágiles sin metamorfismo asociado.

El cabalgamiento de la Unidad II sobre la Unidad I superpone rocas de transición de grado bajo a medio sobre rocas de grado muy bajo a bajo.

### Referencias

- Bouchez, J. L. (1977): *Le quartz et la cinématique des zones ductiles*. Tesis Doctoral, Univ. Nantes, 184 p.
- Bouchez, J. L. y Pecher, A. (1981): The himalayan main central thrusts pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, 78, 23-50
- Fry, N. (1979): Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89-105.
- Gómez Pugnaire, M. T. (1979): *Evolución del metamorfismo alpino en el complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)*. Tesis Doctoral. Univ. Granada.
- González Lodeiro, F.; Orozco, M.; Campos, J.; García-Dueñas, V. (1984): Cizallas dúctiles y estructuras asociadas en los mantos del Mulhacén y Veleta: primeros resultados sobre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. In: *El borde Mediterráneo español*. Granada, 5/8.
- Huddleston, P. J. (1973): Fold morphology and some geometrical implications of theories of folds development. *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- Jabaloy, A. (1985): La estructura de los materiales nevado-filábrides en el sector de Charches (Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 12, 91-104.
- Martínez Martínez, J. M. (1985): Las sucesiones nevado-filábrides en la Sierra de los Filabres y Sierra Nevada. Correlaciones. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 12, 127-144.
- Martínez Martínez, J. J. (1986a): *Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada..
- Martínez Martínez, J. M. (1986b): Fábricas y texturas miloníticas. Cinemática de las traslaciones en el complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España). *Estudios Geol.*, 42, 291-300.
- Nijhuis, M. J. (1964): *Plurifacial alpine metamorphism in the South-Eastern Sierra de los Filabres, South of Lubrin, SE Spain*. Tesis Doctoral. Univ. Amsterdam, 151 p.
- Orozco, M. (1987): Fábricas de cuarzo y cabalgamientos hacia el ENE en Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 1, 40-41.
- Puga, E.; Díaz de Federico, A.; Fontboté, J. M. (1974): Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona Bética. *Estudios Geol.*, 30, 543-548.
- Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1976): Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7, 161-171.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 p.
- Vissers, R. L. M. (1981): A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational process and their relation to the alpine metamorphism. 154 p. *GUA Papares of Geology*, Series 1. 15 Amsterdam.

Recibido el 29 de junio de 1987

Acceptado el 19 de julio de 1988