

# LA ESTRUCTURA DE LA ESCAMA DE VILLAR DE VILDAS (MANTO DE SOMIEDO, ZONA CANTÁBRICA)

NEMESIO HEREDIA CARBALLO

TRABAJOS DE GEOLOGÍA Heredia, N. (1984).—La estructura de la Escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 14, 65-78.



El análisis geométrico de la Escama de Villar de Vildas, la más occidental del Manto de Somiedo, permite obtener la posición y geometría de la lámina cabalgante original mediante la realización de cortes geológicos balanceados, posteriormente restaurados en varias etapas.

La sucesión de acontecimientos tectónicos es la siguiente: Emplazamiento de escamas y pequeñas cuñas tectónicas asociadas; cabalgamientos y fallas inversas de bajo ángulo y plegamiento general de todo el conjunto en dos fases, una primera longitudinal con respecto a las primeras estructuras y otra transversal, que da lugar a una interferencia bastante compleja.

En el caso del plegamiento longitudinal puede apreciarse como existe una relación genética y geométrica muy estrecha con las estructuras originadas durante el emplazamiento de las escamas.

The detailed structure of the Villar de Vildas thrust sheet, the most western thrust unit of the Somiedo Nappe, is studied in this paper. Balanced and restored cross sections through this unit show a complex internal geometry.

The succession of tectonic events is as follows:

- Emplacement of the Villar and Corés thrust and associated tectonic wedges.
- Los Cuartos thrust and low angle inverse faults.
- Finally; the geometry of the thrust sheets involved the existence of folds which followed his development after the emplacement of these units.

*Nemesio Heredia, Departamento de Geotectónica, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 4 de mayo de 1984.*

## INTRODUCCION

Geográficamente el área estudiada está situada dentro de la Cordillera Cantábrica, ocupando una franja que se extiende entre los Puertos de Somiedo y Leitariegos, en el límite de las provincias de Asturias y León.

Desde el punto de vista geológico se sitúa en la Zona Cantábrica y se encuadra dentro del Manto de Somiedo formando parte de la Unidad de Somiedo-Correcilla (Julivert 1967), la más occidental de la Región de Pliegues y Mantos (Fig. 1).

Los primeros datos referentes a esta zona pertenecen a Schulz (1858) y Adaro y Junquera (1916) aunque durante este período las interpretaciones tectónicas eran muy elementales e imprecisas.

Los primeros trabajos modernos sobre el

Manto de Somiedo aparecen a mediados de este siglo, ciñéndose a las zonas más orientales; así, se pueden citar los estudios realizados por Rodríguez Arango y Gómez de Llarena (1943), Gómez de Llarena (1946), Gómez de Llarena y Rodríguez Arango (1948) y García Fuente (1952, 1959). Posteriormente Julivert, Pello y Fernández García (1968) cartografiaron en toda su extensión el Manto de Somiedo, incluyendo la parte más occidental que hasta esa fecha era prácticamente desconocida, existiendo sólo un pequeño esquema publicado por Julivert y Pello en 1967.

Julivert *et al.* (op. cit.), establecen los grandes rasgos de la estructura y estratigrafía del Manto de Somiedo. Posteriormente Van den Bosch (1969) cartografió el borde más meridional del manto y Julivert (1971) sintetiza las características fundamentales de los mantos can-

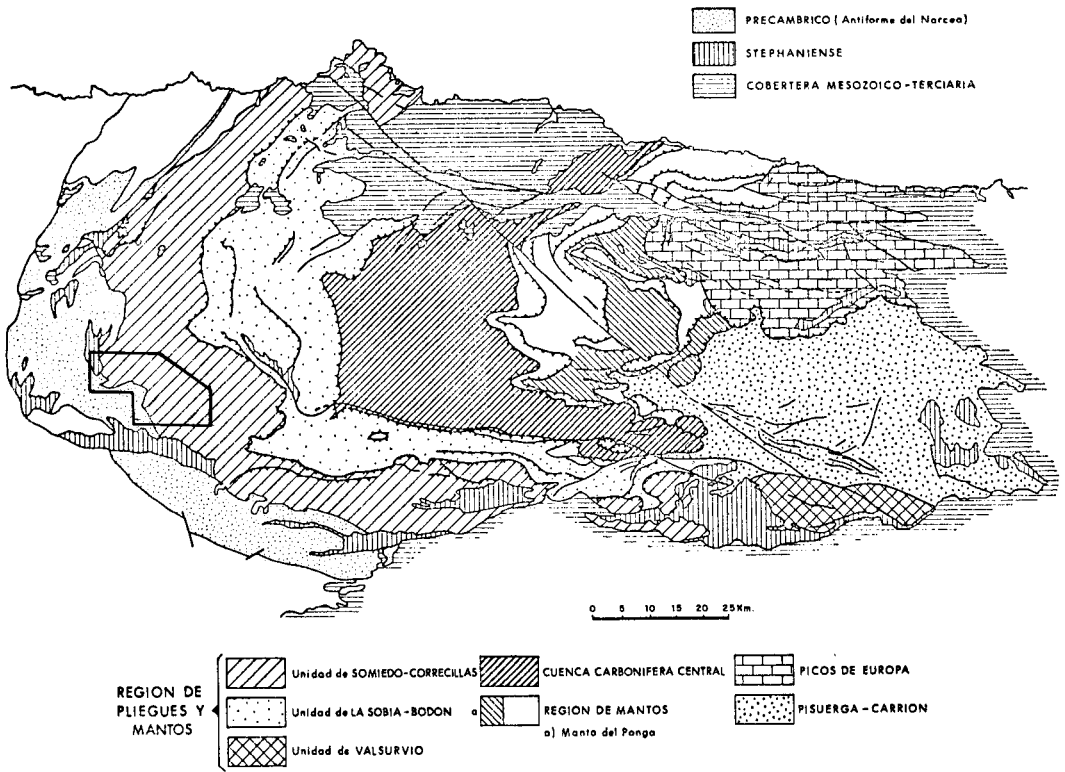


Fig. 1.—Esquema de situación del área estudiada. Basado en Julivert (1971), modificado por Rodríguez Fernández (1983).

tábricos y establece de forma definitiva la posición estructural del Manto de Somiedo en el contexto de la Zona Cantábrica.

Desde 1969 no se realiza ningún estudio estructural del Manto de Somiedo hasta la confección de la hoja geológica, a escala 1 : 50.000, n.º 77 (La Plaza) por Truyols *et al.* (1983) y el trabajo que sobre su estructura y geometría realizaron Bastida *et al.* (in litt.). Estos autores utilizaron por primera vez los Cortes Geológicos Balanceados (Dahlstrom 1968), que han sido ya utilizados por otros autores en áreas afines a la Zona Cantábrica, como son las Montañas Rocosas y los Apalaches Meridionales.

El objetivo principal de este trabajo es un estudio geométrico detallado de las Escamas de Villar de Vildas (Julivert *et al.* 1968) y de Corés mediante la realización de Cortes Geológicos Balanceados que pueden ser parcialmente restaurados eliminando progresivamente las etapas de deformación posteriores, lo que permitirá aproximarse a su geometría primitiva y conocer

mejor sus relaciones con zonas vecinas como el Antiforme del Narcea.

### ESTRATIGRAFIA

Dado el carácter puramente estructural de este trabajo solamente se realizará una breve descripción de las características generales de los materiales involucrados en la deformación.

La estratigrafía de la zona estudiada fue establecida por Comte (1959) en la vertiente leonesa siendo utilizada y ligeramente modificada por autores posteriores como Julivert *et al.* (1968), Van den Bosch (1969) y Truyols *et al.* (1983).

Los sedimentos más antiguos que afloran en el área corresponden al Precámbrico del Antiforme del Narcea, que ocupa el sector más occidental del mapa. Estos materiales están constituidos por una alternancia de grauvacas y pelitas de origen turbidítico, con algunas intercalaciones de origen volcánico (Pérez Estaún y Martínez 1978).

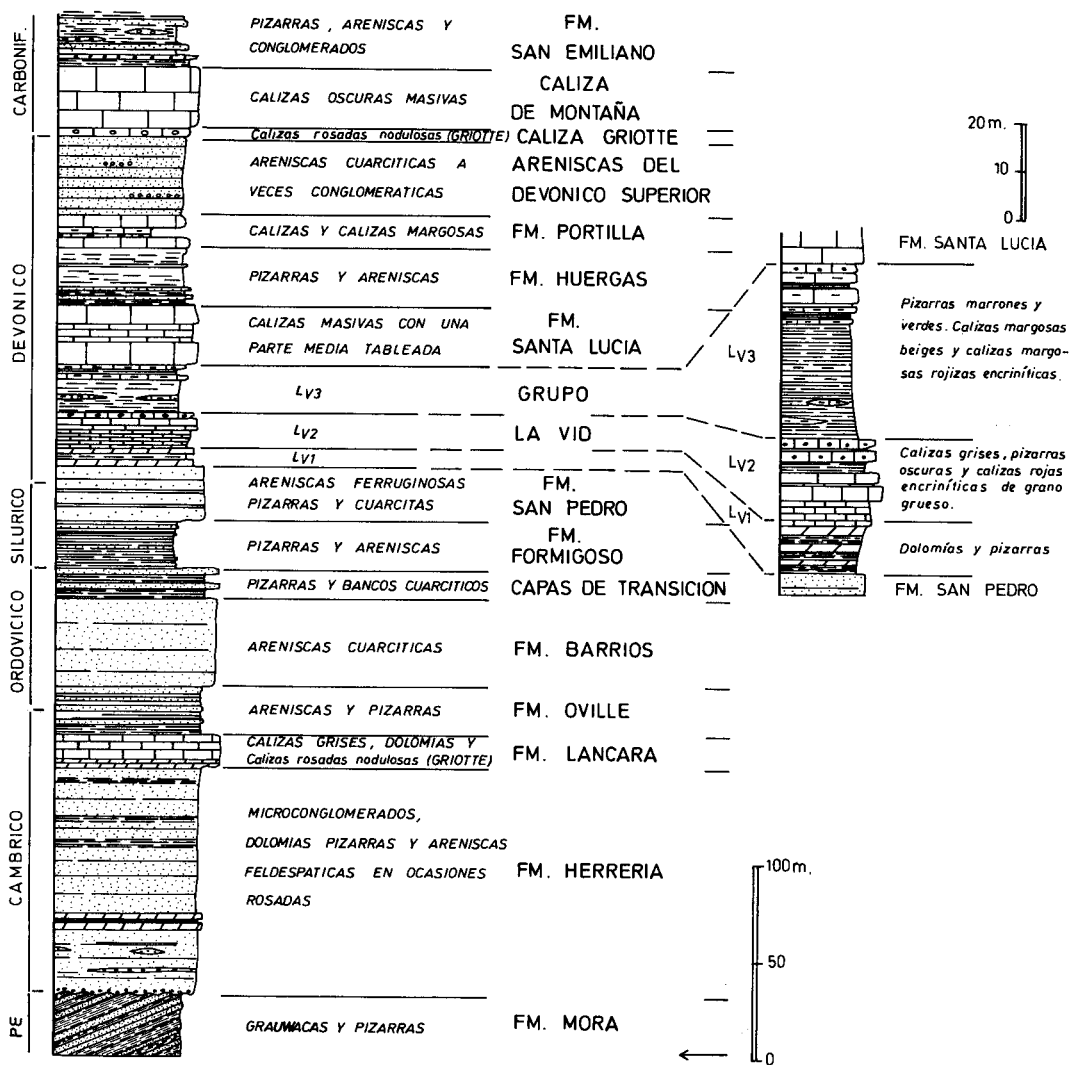


Fig. 2.-Columna estratigráfica general.

Sobre el Precámbrico y de forma discordante, se apoya una sucesión Paleozoica formada por unos 4.500 m de sedimentos depositados en una plataforma estable de escasa profundidad, que va desde el Cámbrico hasta comienzos del Carbonífero Superior (Ver Fig. 2). Esta sucesión, como corresponde a la Región de Pliegues y Mantos, está prácticamente completa, con la excepción de dos lagunas: una bastante amplia que va desde el Ordovícico Inferior hasta el Silúrico Inferior y otra más pequeña que ocupa todo el Tournaisiense (Carbonífero Inferior).

Cabe citar por último los depósitos Estefanienses postorogénicos que forman la Cuenca de Carballo, al NW de la zona estudiada y que se apoyan discordantemente sobre el resto de la sucesión paleozoica; estas cuencas suelen estar limitadas por fracturas que resultan del reajuste de estructuras anteriores, dando lugar a la ligera deformación que presentan en la actualidad.

Una vez establecida la sucesión estratigráfica, representada esquemáticamente en la columna de la Fig. 2, puede observarse la presencia de una serie de formaciones competentes

entre otras claramente incompetentes que dan lugar a una anisotropía muy marcada.

Los niveles competentes están formados por formaciones calcáreas y areniscosas que de más antigua a más moderna son las siguientes:

- Areniscas de la Herrería, Calizas de Lán-cara, Cuarcitas de Barrios, Areniscas de San Pedro, Unidades Inferior e Intermedia de La Vid, Caliza de Santa Lucía, Caliza de Portilla, Areniscas del Devónico Superior, Caliza Griotte y Caliza de Montaña.

Las formaciones incompetentes son:

- Areniscas y Pizarras del Oville, Pizarras del Formigoso, Unidad Superior de La Vid, Pizarras de Hurgas y Formación San Emiliano.

Como puede apreciarse existe un predominio de las formaciones competentes sobre las incompetentes, pero la presencia de éstas, va a condicionar en gran medida la deformación.

### TECTONICA

Desde el punto de vista estructural la zona se caracteriza, como el resto de la Zona Cantá-

brica, por una deformación de edad Hercínica con predominio de la tectónica tangencial, que ha dado lugar a grandes estructuras de despegue de tipo Apalachense que fueron deformadas posteriormente por dos generaciones de pliegues originados en condiciones flexurales (Juli-vert y Marcos 1973). A esto se une la presencia de grandes fallas inversas de bajo ángulo que tienen su origen en el Antiforme del Narcea y que producen una mayor complejidad estructural en el extremo occidental del área. Existen además otra serie de estructuras, como cuñas y fracturas tardías, generalmente poco importantes (Figs. 3 y 4).

Toda esta deformación se produce en condiciones relativamente superficiales, con ausencia casi total de metamorfismo y deformación interna, por lo que prácticamente son inexistentes estructuras penetrativas del tipo de la esquistosidad.

Para el estudio y descripción de la geometría precisa de las estructuras se han realizado una serie de cortes balanceados. Estas secciones

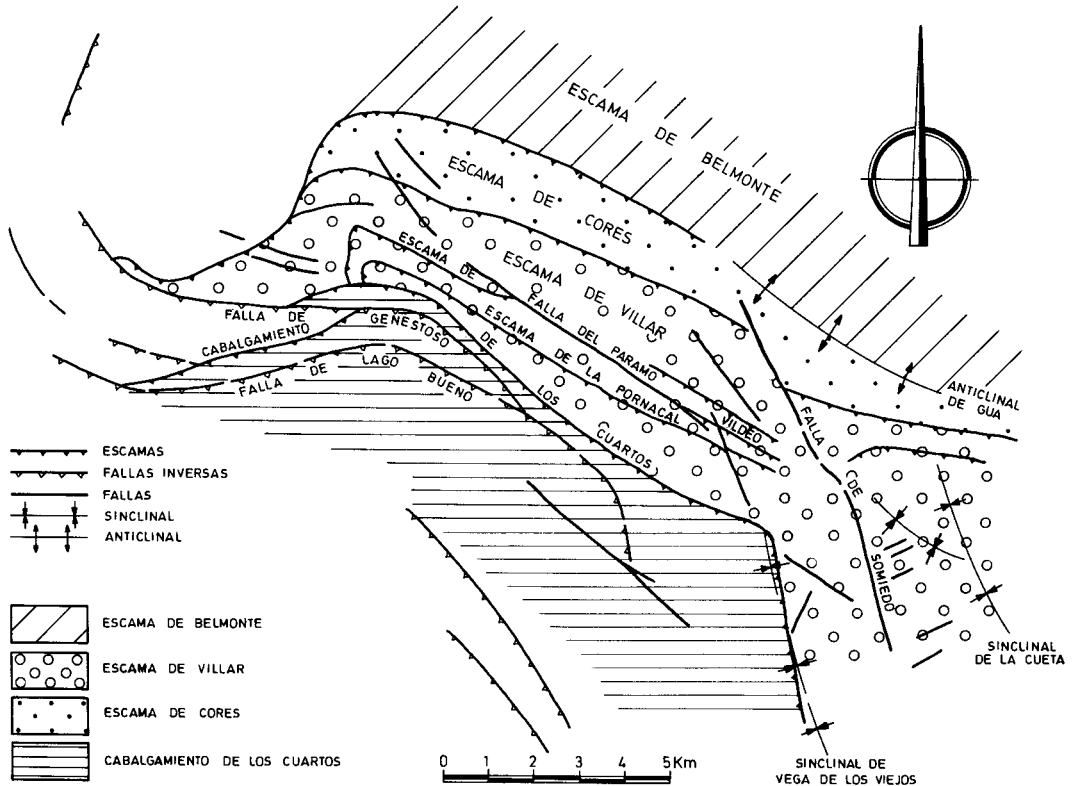


Fig. 3.-Esquema tectónico del área estudiada.

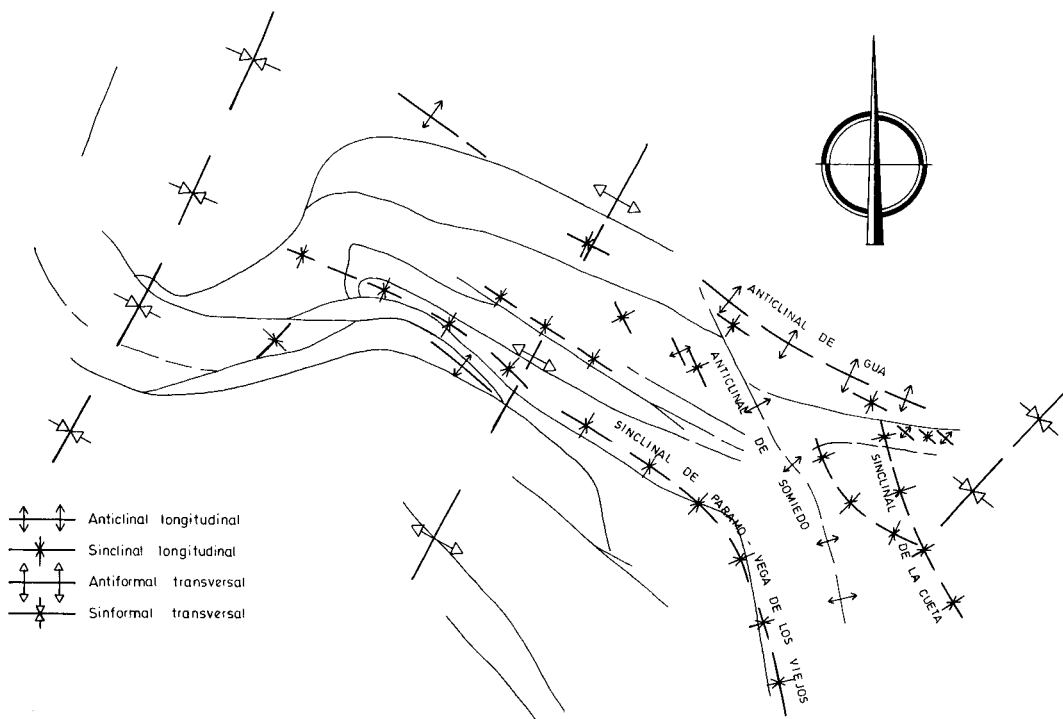


Fig. 4.—Posición de las trazas axiales de los pliegues mayores del área estudiada.

son, como su propio nombre sugiere, cortes transversales cuya construcción está constrañida por reglas geométricas muy rigurosas de tal manera que están compensadas («balanceadas») a todos los niveles dentro de la sección. Ello permite obtener a partir de los datos de superficie, una reconstrucción en profundidad suficientemente precisa de estructuras a gran escala, cuya geometría sólo se puede establecer por métodos indirectos dada la imposibilidad real de su observación directa por razones obvias de escala. Las bases geométricas y los métodos para la construcción de estas secciones fueron sistematizados por Dahlstrom (1969) y su utilización es relativamente abundante en trabajos estructurales (Price y Mountjoy 1970; Dahlstrom 1975; Elliot y Johnson 1979; Hossack 1979; Thompson 1979, 1981; Price 1981; Bastida *et al.* in litt.).

#### LOS CORTES RESTAURADOS Y LA GEOMETRÍA DE LA LÁMINA CABALGANTE

Las reconstrucciones geométricas o cortes restaurados consisten en deshacer estructuras

de un corte geológico, que debe de ser una sección estructural balanceada. Al deshacer estas estructuras se consigue obtener la posición que tenían las diferentes partes del corte antes de la formación de éstas. Pueden realizarse tantas restauraciones como estructuras se superpongan en el corte o cortes estudiados y así podemos obtener la restauración parcial definitiva, en este caso sería la posición de la lámina cabalgante antes de producirse el plegamiento, las fallas inversas y los cabalgamientos.

En el presente trabajo se ha partido de cuatro cortes geológicos balanceados (Fig. 5) que se han prolongado hasta la base de las escamas. Estos cortes han sido restaurados en varias etapas dependiendo de la complejidad estructural que presenten.

#### GEOMETRÍA DE LAS LÁMINAS CABALGANTES

En los cortes restaurados finales de la Fig. 8, puede observarse la geometría de las escamas de Villar y Corés tal y como debían de estar en el momento de su emplazamiento final. La Escama de Villar presenta una superficie de cabal-

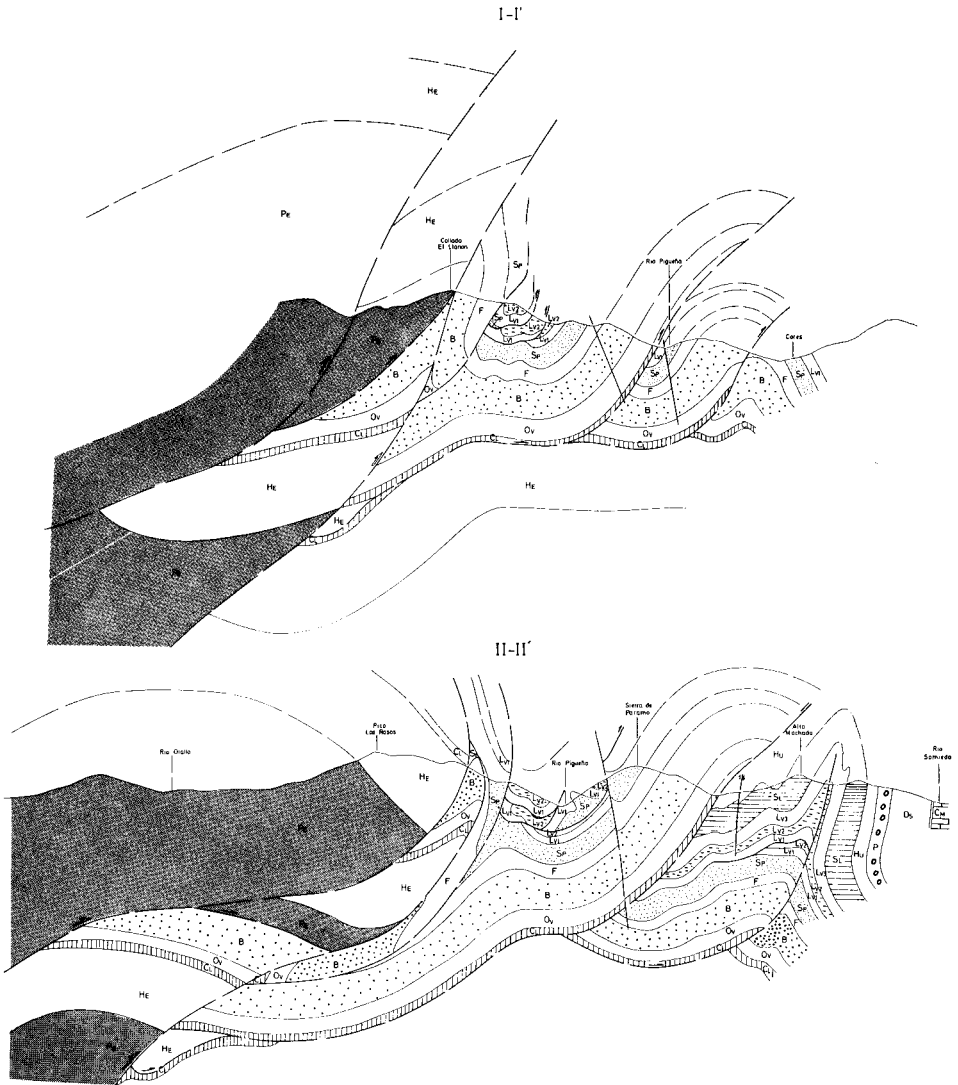


Fig. 5.-Cortes Geológicos Balanceados.

gamiento no plana, sino en escalera, con una zona de rampa (Fig. 6) que limita por una parte una zona plana y por otra una rampa de pendiente menor (Fig. 8). La zona de rampa, como

se aprecia en estos cortes restaurados (Fig. 8), lleva asociado un pequeño antiforme cortado por la superficie de cabalgamiento, que representa la posición de una rampa frontal en la lámina alóctona.

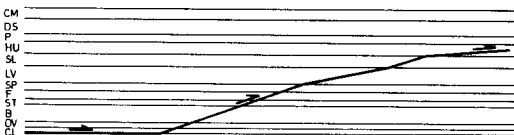
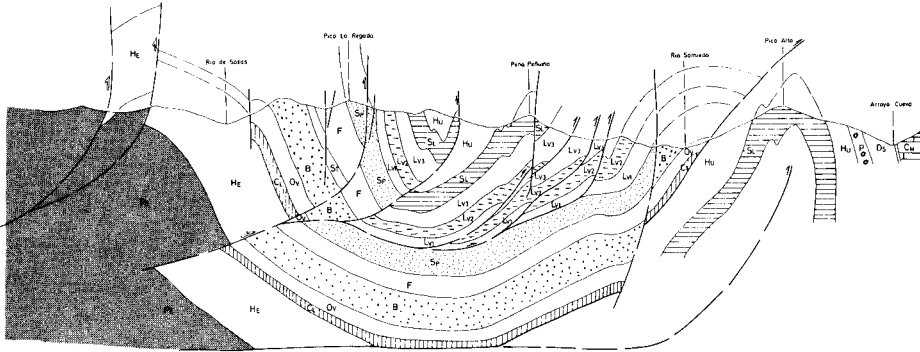


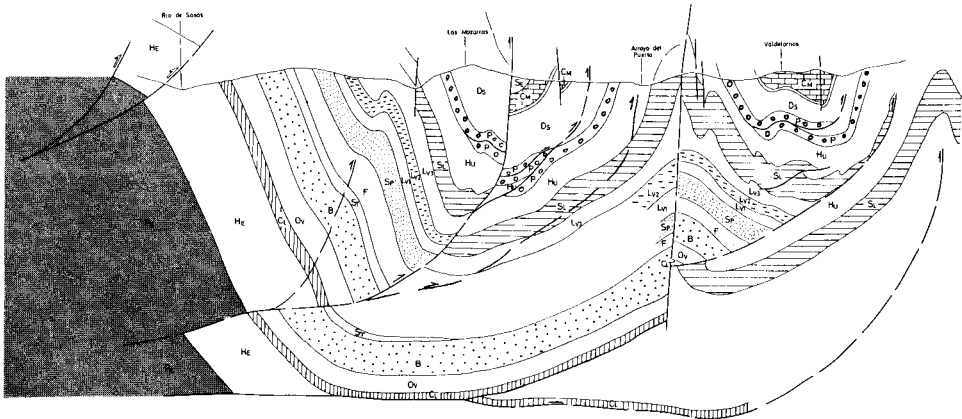
Fig. 6.-Posición de la rampa en la Escama de Villar de Villadas.

En la parte más retrasada de la escama aparece otro antiforme de mayor desarrollo que tiene en su núcleo el Precámbrico; este gran antiforme tiene que estar relacionado con otra rampa de mayor importancia que ha permitido el ascenso del precámbrico hasta ese nivel, rampa que no es visible en ninguno de los cor-

III-III'



IV-IV'



0 1 2km

Pi - Precámbrico  
 He - Herrera  
 C - Lónsara  
 Ov - Oville  
 B - Barros  
 Sr - Serie de Transición  
 F - Farmigosa

Sr - San Pedro  
 Lv - Unidad Inferior  
 Lvs - Unidad Cabalón } La Vid  
 Lv - Unidad Superior  
 S - Santa Luda  
 Hu - Huergas

P - Portillo  
 Ds - Devónico Superior  
 G - Griotte  
 Cu - Calizo de Montaña  
 Se - San Emiliano

↔ Falda inversa      ↗ Cabalgamiento o Escama

HOJA 1  
 Cortes balanceados

tes ya que la zona donde debería encontrarse está modificada por la presencia de grandes fallas inversas.

El ascenso de esta cuña precámbrica sería el origen del desplazamiento del Manto de Somiedo y por lo tanto de las escamas de Villar y Corés.

Puede concluirse diciendo que la Escama de Villar está compuesta por una gran zona plana limitada por dos rampas.

La zona plana lleva asociada en la lámina cabalgante un sinforme y cada rampa un anti-

forme (Fig. 8). Estos pliegues son una consecuencia directa de la propia geometría en escalera de la superficie de cabalgamiento y, como veremos más adelante, ejerce un fuerte control sobre el plegamiento posterior que, en general, se limita al reapretamiento de estos (Comparar cortes IV-IV' en figs. 5 y 8).

La Escama de Corés es un cabalgamiento ciego «blind thrust» con una zona de rampa muy amplia y una zona plana restringida a un pequeño tramo próximo a la Escama de Villar. La pendiente de la Escama de Cortés es mucho

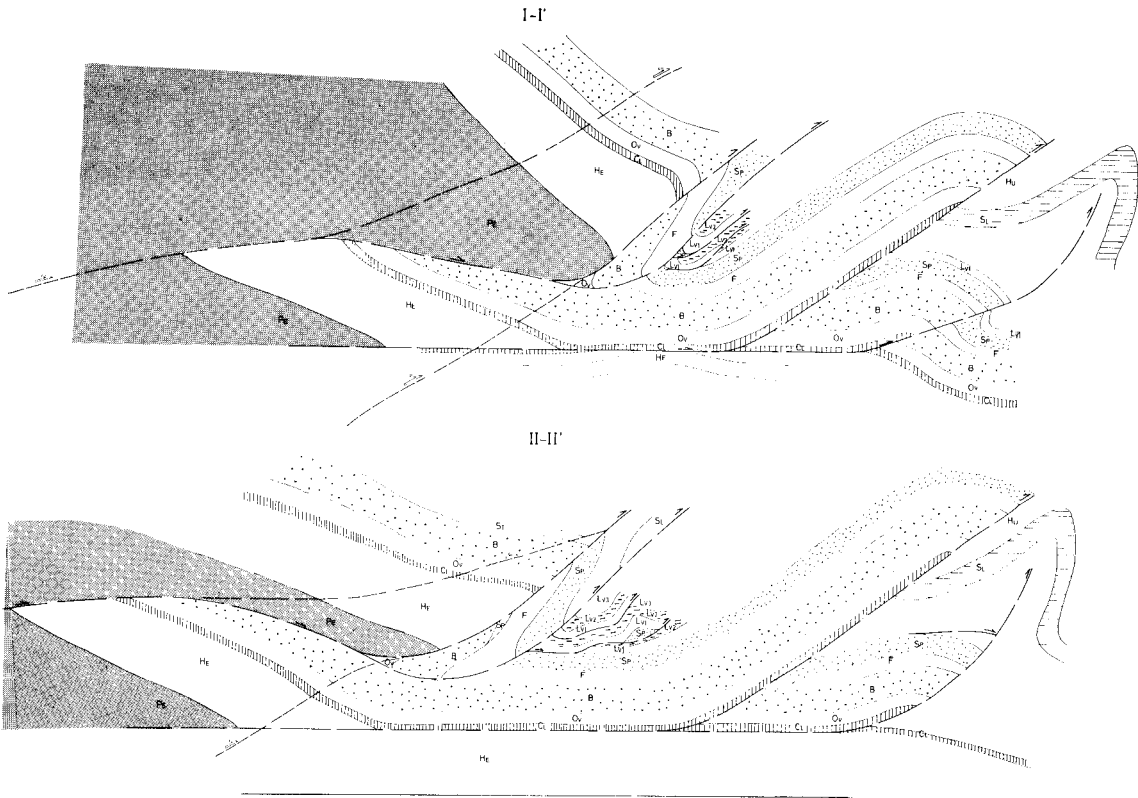


Fig. 7.-Cortes Restaurados Parciales.

más pronunciada que la de Villar;  $50^\circ$  de media por  $30\text{--}35^\circ$  la de Villar.

La etapa siguiente sería el emplazamiento del Cabalgamiento de los Cuartos, cuyo trazado se ha representado de forma discontinua en las restauraciones finales, para que se aprecie mejor su localización futura en la Escama de Villar (Fig. 8).

El Cabalgamiento de los Cuartos es paralelo al de la Escama de Villar ya que es subhorizontal y asciende en los mismos tramos que éste; lo que parece indicar que el Cabalgamiento de los Cuartos está muy condicionado por la geometría inicial de la escama.

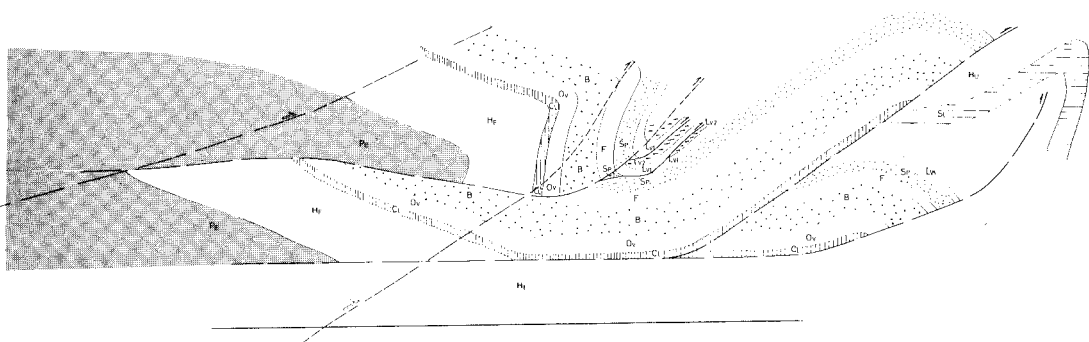
Como puede verse en las restauraciones parciales de la Fig. 7. el Cabalgamiento de los Cuartos tiene su origen en el gran antiforme precámbrico que limita por el oeste la Escama de Villar; este antiforme, merced a este cabalgamiento se encuentra desplazado hacia el este de manera

que pasa a ocupar casi dos terceras partes del sinforme previo que se había producido durante el emplazamiento de la escama anterior. Este sinforme sufre un fuerte reapretamiento en este sector que cartográficamente se corresponde con el Sinclinal de Páramo. Por el contrario en los otros cortes, merced a un desplazamiento menor del cabalgamiento, no modifica apenas este sinforme (Sinclinal de Vega de los Viejos).

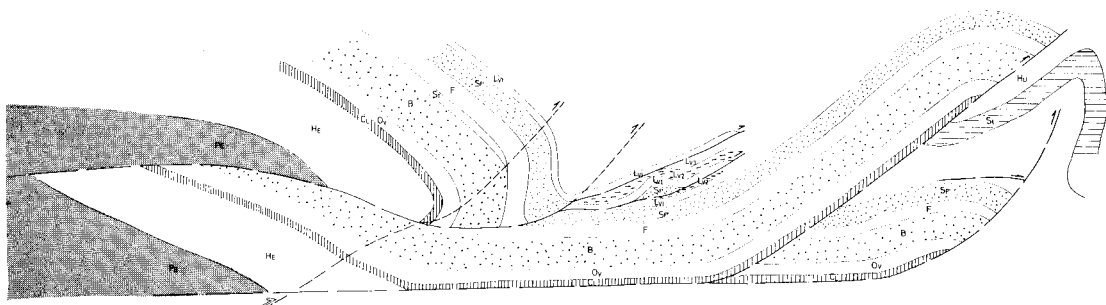
El desplazamiento que produce el Cabalgamiento de los Cuartos en su parte más retrasada, se distribuye en su parte frontal en una serie de escamas que dan lugar a una duplicación importante en el Grupo La Vid. Estas escamas son las de La Pornacal y Vildeo (Fig. 9) y una tercera de menor importancia que aparece entre El Mocosó y La Peral (Fig. 3). Además de estas escamas existen otras más retrasadas como la de Los Cuartos, que da nombre a la estructura por su mayor desarrollo cartográfico, o la que es aprovechada posteriormente por la



I-I'



II-II'



Pe Precámbrico  
 He Herrero  
 Cl Lóncos  
 Ov Ovilie  
 B Barrios  
 St Serie de Transición  
 F Formigoso

Sp San Pedro  
 Lvi Unidad Interior  
 Lvc Unidad Caldeas } La Vild  
 Lvs Unidad Superior  
 St Sanja tucia  
 Hu Huergas

P Portillo  
 Ds Duñaliza Superior  
 G Grotte  
 Ca Caliza de Montaña  
 Se San Emiliano

0 1 2 3km

↗ Falla inversa  
 ↘ Cabalgamiento o escama

HOJA 2

Falla de Genestoso (Fig. 3), que tiene una importancia menor.

La relación entre las diversas escamas del Cabalgamiento de los Cuartos puede verse en el corte III-III' de la fig. 7 y en su restitución final de la fig. 8; también puede verse en las restauraciones finales I-I' y IV-IV'. En las restauraciones parciales I-I' y II-II' de la fig. 7 el Cabalgamiento de los Cuartos aparece con su mayor desplazamiento y se aprecia la gran modificación que produce en la geometría inicial de la Escama de Villar.

**LAS FALLAS INVERSAS DE BAJO ÁNGULO**

En los cortes actuales y en la cartografía puede verse que posteriormente a los despegues y al Cabalgamiento de los Cuartos se producen en la zona una serie de fracturas que, procedentes del Antiforme del Narcea, afectan al flanco W del Sinclinal de Vega de los Viejos-Páramo.

Se trata de grandes fallas inversas de bajo ángulo que, como puede verse en las restauraciones parciales de los cortes I-I' y II-II' de la fig. 7, suelen aprovechar discontinuidades previas como escamas del Cabalgamiento de los Cuartos, para luego ascender rápidamente con una pendiente uniforme de unos 20° que en su parte final llega a alcanzar los 40°.

Ejemplos de estas fallas son la de Lago Bueno y Genestoso; la primera de ellas aprovecha en un principio la base del Cabalgamiento de los Cuartos para luego ascender rápidamente. La Falla de Genestoso tiene una pendiente mayor y asciende utilizando la superficie de una de las escamas de este cabalgamiento.

En los cortes actuales de la fig. 5, puede apreciarse, cómo la Falla de Lago Bueno corta a la de Genestoso, por lo que puede establecerse una relación temporal entre ambas, aunque el período entre el emplazamiento de la Falla de Genestoso y la de Lago Bueno no debe

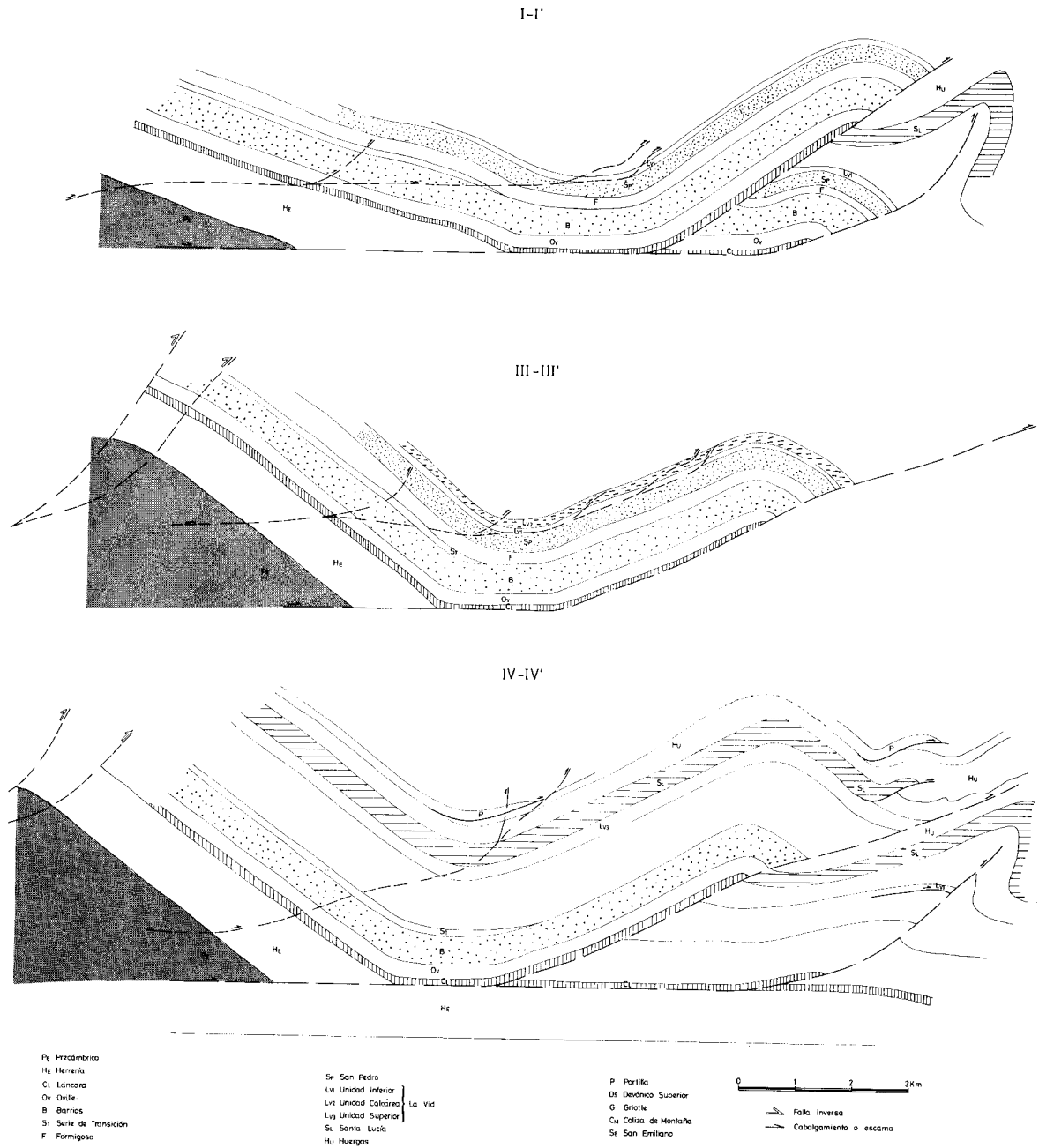


Fig. 8.-Cortes Restaurados Finales.



Fig. 9.—Esquema mostrando cómo la Escama de Vildeo corta estructuras originadas durante el emplazamiento de la Escama de Villar. N de la Pornacal.

de ser muy dilatado, partiendo de la base de que pertenecen al mismo episodio deformacional.

Las Fallas de Pico Río, son del mismo tipo que las anteriores, aunque no se puede ver la relación que tienen con éstas, de todas formas y siguiendo el mismo razonamiento, basado en su posición en el antiforme precámbrico, deben de ser las últimas en formarse. En la Fig. 10 se establece la posición ideal de estas fallas, siendo su emplazamiento más tardío cuanto más al W se originan.

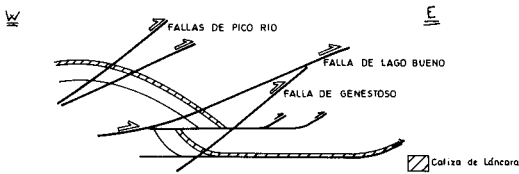


Fig. 10.—Esquema con la posición de las Fallas Inversas en el límite con el Antiforme del Narcea.

### REPLEGAMIENTO DEL CONJUNTO

Una vez concluida la fase tangencial tiene lugar en todo el área un plegamiento, afectando a los cabalgamientos y fallas inversas, que da lugar a los pliegues mayores más representativos de la zona; este plegamiento, definido por Julivert y Marcos (1973) como sistema longitudinal, da lugar a la geometría final de las escamas ya que el sistema radial apenas modifica las estructuras en esta zona.

En los cortes de la Fig. 5, puede verse la geometría de estos pliegues; si se compara estos cortes con sus restauraciones parciales, tanto intermedias como finales, puede observarse el control que ejercen las estructuras anteriores y sobre todo la geometría inicial de las escamas sobre el Plegamiento Longitudinal.

De esta comparación se obtiene que el antiforme más occidental se corresponde con el

flanco oriental del Antiforme del Narcea, originado por el ascenso de una cuña de Precámbrico, que aparece muy modificada como consecuencia del emplazamiento de un cabalgamiento y varias fallas inversas. Entre este antiforme y el que da lugar al Anticlinal de Somiedo, existe una zona sinformal que ha evolucionado hacia lo que ahora se conoce como Sinclinal de la Vega de los Viejos, sin excesivas modificaciones.

Como vimos al hablar del Cabalgamiento de los Cuartos este sinformal previo se ve considerablemente modificado en la zona NW, de manera que sufre un importante reapretamiento como consecuencia del desplazamiento hacia el E de gran parte del flanco oriental del Antiforme del Narcea. Como consecuencia, antes de la fase longitudinal se obtiene un sinclinal muy estrecho cuyo flanco Oeste prácticamente no existe o está laminado por grandes fracturas. En los cortes de las Figs. 5 y 7, se puede observar el efecto del plegamiento longitudinal que consiste en un apretamiento adicional del sinforme ya formado que tiende a verticalizarse, junto con el plegamiento de fallas inversas y cabalgamientos.

Así pues, el paso del Sinclinal del Páramo al de Vega de los Viejos, es simplemente el paso de una zona con una deformación previa al replegamiento general importante, a una zona con baja deformación.

El Anticlinal de Somiedo, como ya se ha expuesto anteriormente, se origina en el antiforme relacionado con el desplazamiento de una rampa frontal de la Escama de Villar. El plegamiento longitudinal amplifica esta estructura, llegando en un estadio final a romperse dando lugar a la Falla del Puerto de Somiedo (Ver cortes III-III' e IV-IV' de la Fig. 5 y sus restauraciones en la Fig. 8).

En el corte IV-IV' y en su restauración parcial final, se aprecia cómo por delante del Anticlinal de Somiedo aparece el Sinclinal de la Cueta (Julivert *et al.* 1968), que se ha formado a partir de un sinformal previo situado en la zona frontal de la Escama de Villar. Como ya pusieron de manifiesto Julivert *et al.* (op. cit.), el Sinclinal de la Cueta presenta dos charnelas; esto está condicionado por la presencia de dos cuñas en su terminación septentrional que dan lugar a la formación de un pequeño antiforme; este antiforme dará lugar al anticlinal que separa las dos charnelas sinclinales. Esto puede

verse en el corte IV-IV' de la fig. 8 y su corte actual correspondiente.

La última estructura longitudinal importante es el Anticlinal de Gúa. El Anticlinal de Gúa resulta de la amortiguación del desplazamiento de la Escama de Corés; se trata de un pliegue bastante agudo vergente al E, al que el plegamiento longitudinal lo único que hace es verticalizarlo y amplificarlo (Ver Figs. 5 y 8).

Posteriormente a los pliegues longitudinales la geometría de la Escama de Villar no ha sido modificada sustancialmente por los dos últimos episodios deformacionales, Pliegues Radiales y Fallas Tardías. Las Fallas Tardías con una dirección predominante NW-SE, deben de corresponder con el sistema radial asociado al cierre del Arco Asturiano (Fig. 11). Mención

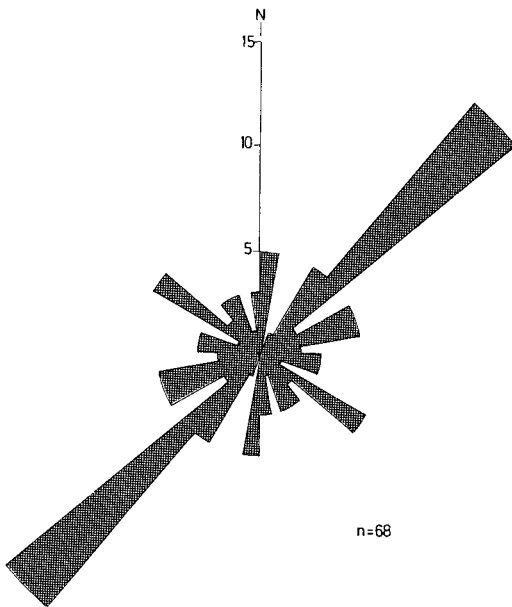


Fig. 11.—Diagrama en rosa mostrando la orientación de las Fallas Tardías.

aparte merecen las fallas de Páramo y Somiedo (Fig. 3), que son con mucho las más importantes y pueden relacionarse con reajustes isostáticos en las zonas de rampa, que se traduce en fallas de componente normal.

#### DESPLAZAMIENTO DE ESCAMAS Y CABALGAMIENTOS

El valor del desplazamiento de las escamas y cabalgamientos se ha medido directamente so-

bre los cortes, obteniéndose valores para la Escama de Villar que varían desde 4.000 a 5.000 m, aumentando de W a E. Para la Escama de Corés los valores del desplazamiento fluctúan entre 1.000 a 1.375 m, aumentando de W a E.

El Cabalgamiento de los Cuartos tienen un desplazamiento máximo de 5.250 m en la zona más occidental.

En cuanto al sentido de desplazamiento, se han medido varios ejes de pliegues menores asociados al movimiento de las escamas, obteniéndose una dirección aproximada hacia el NE.

## CONCLUSIONES

Además de un conocimiento más preciso de la cartografía del área, que incorpora datos nuevos, como la separación del Grupo La Vid en tres unidades diferentes (Fig. 2), se ha establecido una sucesión de acontecimientos que puede ser válida para otras áreas de la Zona Cantábrica de características similares. También se ha realizado un análisis geométrico de la Escama de Villar de Vildas a través de las diferentes etapas de deformación de ésta. Para este análisis geométrico se han realizado cuatro secciones transversales balanceadas y varias restauraciones parciales, dependiendo del grado de complejidad de cada corte o sección, hasta llegar al estadio indeformado de la lámina cabalgante.

Según lo anteriormente expuesto, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

1) La sucesión de episodios deformacionales en el área estudiada es la siguiente:

- Emplazamiento de las escamas (Villar y Corés) como consecuencia del ascenso de una cuña de materiales precámbricos, originada por el gran acortamiento que se produce en el Antiforme del Narcea. Simultáneamente se producen cuñas en las formaciones carbonatadas competentes. Como consecuencia del afloramiento de las escamas se producen una serie de pliegues, antiformales y sinformales, que están condicionados por la geometría de la propia lámina.
- Desarrollo del Cabalgamiento de los Cuartos, que corta estructuras previas de la Escama de Villar provocando cambios en su geometría y por lo tanto en los pliegues ya formados.
- Emplazamiento de las Fallas Inversas de

MAPA GEOLOGICO DE LA REGION COMPRENDIDA ENTRE LOS PUERTOS DE SOMIEDO Y LEITARIEGOS (CORDILLERA CANTABRICA)  
 Por N. HEREDIA (1983)

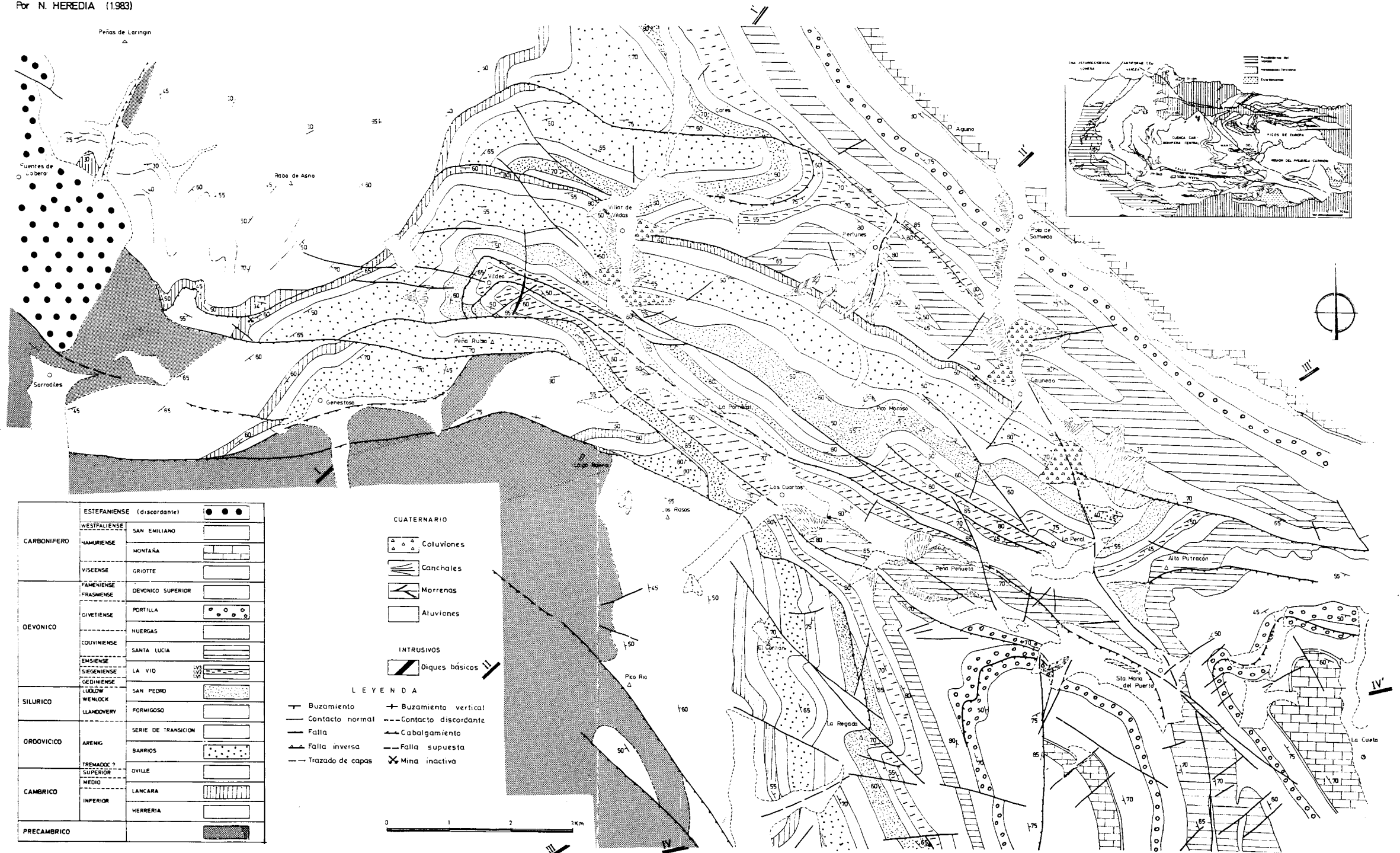


Fig. 12.—Mapa Geológico.

Bajo Angulo que partiendo del Antiforme del Narcea, modifican notablemente el flanco W del Sinclinal de Páramo.

- Replegamiento en dos fases; en la primera (Fase Longitudinal), se produce un reapretamiento y amplificación de los pliegues formados durante el emplazamiento de las escamas y el plegamiento de Fallas Inversas y el Cabalgamiento de los Cuartos. En la segunda fase (Fase Transversal), se originan flexiones de eje vertical, perpendiculares a las anteriores, que dan lugar a una interferencia bastante compleja, muy difícil de asimilar a alguno de los modelos propuestos por Ramsay y más fácil de comprender si se compara con los modelos experimentales obtenidos por Ghosh y Ramberg (1968), Skjerna (1975) y Watkinson (1981), más parecidos a los modelos de interferencia naturales.
- Por último se producen una serie de fractu-

ras tardías de dirección predominante NE-SW.

2) De lo anterior se deduce que los Pliegues Longitudinales se forman en dos etapas diferentes, separadas por un período en el que se emplazan estructuras de tipo tangencial que, debido a esto, cortan y a su vez se ven afectadas por estos pliegues. Por otra parte, la geometría inicial de las escamas condiciona fuertemente toda la deformación posterior, incluida la posición de los pliegues, de manera que no pueden prolongarse estos más allá de los límites de la escama a la que están ligados.

3) En conjunto todas las estructuras generadas están íntimamente ligadas, tanto desde el punto de vista genético como temporal, tratándose por lo tanto de un episodio deformacional continuado en el que a veces se producen simultáneamente distintas estructuras cuya geometría y posición va a controlar la de las estructuras que se formen a continuación.

#### AGRADECIMIENTOS

Mi más sincero agradecimiento al doctor J. A. Pulgar, bajo cuya dirección se realizó el presente trabajo y a los doctores A. Pérez Estaún, J. L. Alonso y J. Marquínez por la lectura crítica del manuscrito original.

Este trabajo constituye un resumen de la Tesis de Licenciatura presentada por el autor en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo, en junio de 1983.

#### BIBLIOGRAFIA

- Bastida, F., Marcos, A., Pérez Estaún, A. y Pulgar, J. A. (in litt.).—La estructura del Manto de Somiedo. Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. España*.
- Bosch, W. J. Van den (1969).—Geology of the Luna-Sil region. Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44, 137-225.
- Comte, P. (1959).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 60, 1-440.
- Dahlstrom, C. D. A. (1969).—Balanced cross sections. *Can. Jour. Earth Sci.*, 6, 743-757.
- Elliot, D. y Johnson, M. R. V. (1980).—Structural evolution in the northern part of Moine Thrust Belt, NW Scotland. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 71, 69-96.
- García Alcalde, J. L., Arbizu, M. A., García López, S. y Méndez Bedia, I. (1979).—Guide book of the field trip meeting of the I.S.D.S. *Serv. Publ. Univ. de Oviedo*, 1-41.
- García Fuente, S. (1952).—Geología del Concejo de Teverga (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 64, 345-456.
- (1959).—Mapa Geológico de España, E. 1 : 50.000, n.º 77, La Plaza (Teverga), Asturias. *Inst. Geol. Min. España*.
- Ghosh, S. K. y Ramberg, H. (1968).—Buckling experiments of intersecting fold patterns. *Tectonophysics*, 5, 89-105.
- Hossack, J. R. (1979).—The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction: A review. *Jour. Geol. Soc.*, 136, part 6, 705-711.
- Julivert, M. (1967 a).—La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 1, 1-26.
- (1967 b).—La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 1, 39-46.
- , Pello, J. y Fernández García, L. (1968).—La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 2, 1-44.
- , Marcos, A. (1973).—Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain). *Am. Jour. Sci.*, 293, 353-375.
- Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J. A., Bastida, F., Aller, J., García Alcalde, J. L. y Sánchez de Posada, L. C. (1984).—Mapa Geológico de España, E. 1 : 50.000, n.º 77, La Plaza (Teverga). *Inst. Geol. Min. España*.
- Pérez Estaún y Martínez, F. J. (1978).—El Precámbrico del Antiforme del Narcea en el sector Tineo-Cangas del Narcea (NW de España). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 10, 367-377.
- Price, R. A. y Mquntjoy, E. W. (1970).—Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Atha-

- basca rivers. A progress report. *Geol. Assoc. of Canada, Spe. Paper*, 6, 7-25.
- (1981).—The Cordilleran Foreland Thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In Mc Clay and Price (Eds.). *Thrust and Nappe Tectonics. Spe. Publ. Geol. Soc. of London*, 9, 427-448.
- Ramsay, J. G. (1967).—*Plegamiento y fracturación de rocas*. Mc Graw Hill, New York, 520-555.
- Skjernaas, L. (1975).—Experiments on superimposed buckle folding. *Tectonophysics*, 27, 255-270.
- Thompson, R. I. (1979).—A structural interpretation across part of the northern Rocky Mountains, British Columbia, Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, 16 (6), 1.228-1.241.
- (1981).—The nature and significance of large «blind thrust» within the northern Rocky Mountains of Canada. In Mc Clay and Price (Eds.). *Thrust and Nappe Tectonics. Spe. Publ. Geol. Soc. of London*, 9, 449-462.
- Truyols, J., Arbizu, M. A., García Alcalde, J. L., García López, S., Martínez Chacón, M. L., Méndez Bedía, J., Méndez Fernández, J. R., Sánchez de Posada, L. C., Soto, F., Tuyols Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J. A., Bastida, F., Aller, J. y Lorenzo, P. (1984).—Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1 : 50.000, n.º 77, La Plaza (Teverga). *Inst. Geol. Min. España*, 1-94.
- Watkimson, A. J. (1980).—Patterns of fold interferences: influence of early fold shapes. *Jour. Struc. Geol.*, 3 (1), 19-23.