

Geo-Guías

11

**Rutas Geológicas por la Península
Ibérica, Canarias, Sicilia y Marruecos**

**XXX Aniversario de la Comisión de
Tectónica de la SGE**

Editado por

Manuel Díaz Azpíroz
Inmaculada Expósito Ramos
Sergio Llana Fúnez
Blanca Bauluz Lázaro

2019

Publicado por la Sociedad Geológica de España

© Los autores
© Sociedad Geológica de España

ISSN: 2254-6138

Depósito Legal: S.400-2012

Fotografía de portada: panorámica del contacto entre los conglomerados de la Fm. Uncastillo (Mallos de Riglos) y los materiales carbonatados de las Sierras Exteriores de Pirineos (anticlinal de S. Domingo), Huesca.

Autor de la fotografía: Pedro Alfaro García

Imprenta: Copias Centro

The field is where the truth resides; it is the essential core of Geology
(el campo es donde reside la verdad, es el núcleo esencial de la Geología)

John Dewey

ÍNDICE

Prólogo	11
---------	----

1. El Macizo Ibérico

1.1. Tectónica varisca y sedimentación sinorogénica en la Zona Palentina o región del Pisuerga-Carrión	29
1.2. Estructura de las unidades orientales de la Zona Cantábrica	39
1.3. La <i>Mélange</i> del Porma: desmoronamiento gravitacional de un frente orogénico submarino (Zona Cantábrica)	49
1.4. La transición entre las zonas externas e internas en el orógeno Varisco: niveles estructurales y partición de la deformación	59
1.5. La estructura varisca a través de la Zona Asturoccidental-Leonesa (NO de la Península Ibérica)	69
1.6. Secuencia de deformación en las rocas de la Unidad Tectónica Superior del Complejo de Cabo Ortegal	79
1.7. Variscan geotraverse in northern Portugal	89
1.8. Estructura y evolución tectónica de la Unidad Parautóctona del Complejo de Morais (Portugal) y su influencia en la cuenca sinorogénica del Sinforme de Alcañices (España)	99
1.9. Cizallamientos dúctiles de escala regional en la provincia de Salamanca	109
1.10. Evolución geodinámica de la Zona de Ossa-Morena	119
1.11. Registro estructural de la acreción de terrenos en el sudoeste del Macizo Ibérico	129
1.12. Evolución geodinámica del suroeste de Iberia y la reactivación alpina de fracturas variscas	139

2. Los Pirineos

- | | |
|---|-----|
| 2.1. Estructura de los materiales prevariscos de la Zona Axial pirenaica en la transversal de Andorra | 153 |
| 2.2. Shear zones and mylonites in Cap de Creus | 163 |
| 2.3. Tectónica de cabalgamientos y sedimentación sinorogénica en el Pirineo centro-occidental | 173 |
| 2.4. Panorámicas para un corte de la vertiente surpirenaica en la zona de estructuras oblicuas de Ainsa – Valle del Cinca | 183 |
| 2.5. Transversal a la Cuenca Vasco-Cantábrica | 193 |

3. Arcos mediterráneos

- | | |
|--|-----|
| 3.1. Las deformaciones alpinas en los materiales nevado-filábrides | 205 |
| 3.2. Características estructurales de las peridotitas de Ronda: implicaciones geodinámicas | 215 |
| 3.3. Estructuras de colapso extensional en el Dominio de Alborán: fallas de despegue, zonas de cizalla dúctil y estructuras de plegamiento en Sierra Tejeda y La Axarquía (provincias de Granada y Málaga) | 225 |
| 3.4. Organización tectónica del Arco de Gibraltar: estilos tectónicos y partición de la deformación en la cuña orogénica externa | 235 |
| 3.5. La zona de cizalla del Torcal (cinturón de pliegues y cabalgamientos bético). Un laboratorio natural para analizar transpresión triclinica con alto reparto de la deformación | 245 |
| 3.6. Geología de las cordilleras Bético-Rifeñas (Arco de Gibraltar y Mar de Alborán) | 255 |
| 3.7. From Alpine syn-orogenic deformation to late-orogenic clockwise rotations in the Calabria-Peloritani Arc (NE Sicily, southern Italy) | 265 |

4. Reactivación alpina en la Cordillera Ibérica y el Macizo Ibérico

- | | |
|--|-----|
| 4.1. Estructura y evolución meso-cenozoica de las sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica) | 279 |
| 4.2. Estructura extensional cretácica e inversión cenozoica en la región de Aliaga-Utrillas (Cordillera Ibérica) | 289 |
| 4.3. La deformación alpina en el sistema central español | 299 |
| 4.4. Estructuras alpinas y sedimentación terciaria en la comarca de El Bierzo: interacción de estructuras en el oeste del Orógeno Pirenaico-Cantábrico (NO Macizo Ibérico) | 309 |

5. Tectónica de las Islas Canarias

- | | |
|--|-----|
| Crecimiento temprano y evolución tectónica de la isla de Fuerteventura | 323 |
| Índice de autores | 333 |

La transición entre las zonas externas e internas en el orógeno Varisco: niveles estructurales y partición de la deformación

G. Gutiérrez-Alonso

Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España, y Geology and Geography Department, Tomsk State University, Tomsk 634050, Federación Rusa (gabi@usal.es)

Introducción

La excursión de la XI reunión de la Comisión de Tectónica de la SGE en el año 1999 tuvo lugar en el límite entre dos de las grandes zonas en que se ha dividido el Orógeno Varisco Ibérico [1, 2]: la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-Leonesa. La primera abarca las zonas externas del orógeno y la segunda el comienzo de las zonas internas. Esta zona se conoce clásicamente como “Antiforme del Narcea” (AN; [3, 4]; Figs. 1, 2) y es un apilamiento antiformal asimétrico en el que el flanco este presenta una deformación poco penetrativa, mientras que el flanco oeste está más deformado y tiene un grado metamórfico más elevado [5]. Además, el hecho de que en el AN afloren rocas de edad precámbrica permite discutir la naturaleza, significado

y papel del basamento del Orógeno Varisco Ibérico a lo largo de la historia geológica de esta región. La existencia de grandes zonas de cizalla que afectan a rocas de distinta naturaleza, sedimentarias, volcánicas e intrusivas, permite comparar los distintos mecanismos que actúan en cada una de ellas. El AN constituye el lugar en que los mantos de la Zona Cantábrica se enraizan, concretamente el Manto de Somiedo (MS) y su despegue basal se profundiza como resultado de los cambios en el estilo de deformación en el orógeno Varisco, más dúctiles al Oeste y más frágiles al Este [4] (Fig. 2).

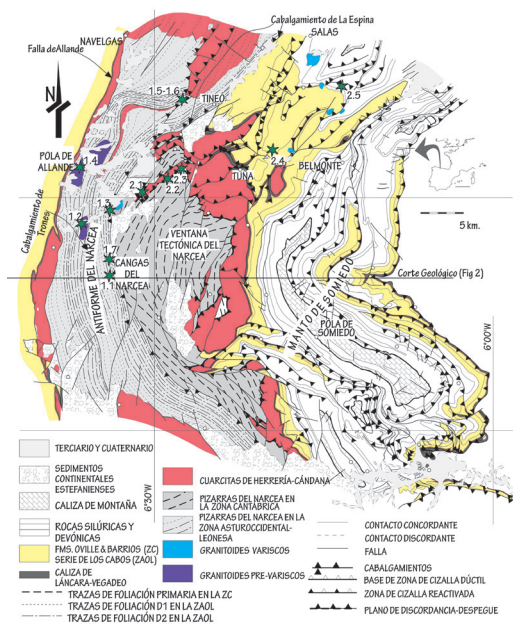


Figura 1.- Mapa geológico del Antiforme del Narcea y las unidades más occidentales de la Zona Cantábrica con indicación de la situación de las paradas a realizar.

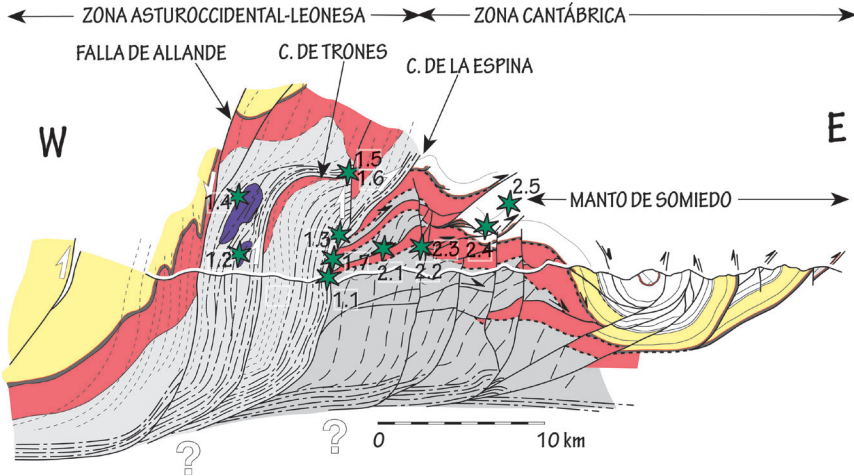


Figura 2.- Corte geológico a través del Antiforme del Narcea y las unidades más occidentales de la Zona Cantábrica con las paradas descritas proyectadas en él. Leyenda como en la figura 1.

Destaca en el AN la existencia de rocas de edad ediacárica (Neoproterozoico terminal) tanto sedimentarias como ígneas (intrusivas y volcánicas) cuyo contacto con los sedimentos cámbricos suprayacentes es una discordancia angular. Las rocas sedimentarias constituyen una potente sucesión de turbiditas distales de espesor desconocido, conocidas fundamentalmente como “Pizarras del Narcea” en las que se han distinguido dos series diferentes atendiendo a su relación con las rocas ígneas que contienen [6]. La Serie de Allande, más antigua es intruída por rocas ígneas de *ca.* 600 Ma, mientras que la Serie de Navelgas tiene abundantes rocas volcánicas con edades *ca.* 560 Ma. Los circones detríticos de las dos series indican edades diferentes (de acuerdo con los circones más modernos que contienen, Fig. 3). Ambas series se depositaron en un ambiente relacionado con una zona de subducción que actuó durante mucho tiempo y que provienen de un área fuente común (Fig. 3). Discordantemente sobre las Pizarras del Narcea, en el MS se preserva una sucesión del Paleozoico bien conocida en toda la Zona Cantábrica. Las rocas ígneas de la región son granodioritas y vulcanitas ediacáricas, diques y rocas volcanosedimentarias ordovícicas y granitoides pérmicos [6].

La deformación que se aprecia en el AN se caracteriza por la presencia de foliaciones superpuestas relacionadas con pliegues o con zonas de cizalla desarrolladas en condiciones de bajo grado metamórfico. Por otro lado, en el MS la deformación es de carácter frágil con características propias de un cinturón de pliegues y cabalgamientos en las zonas externas de un orógeno.

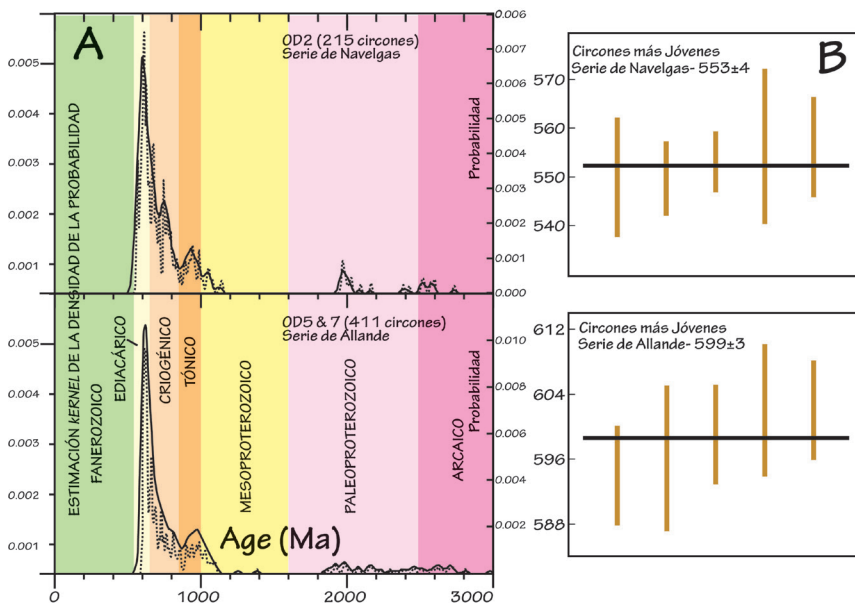


Figura 3.- Edades de circones detríticos en las dos series existentes en las Pizarras del Narcea. (a) Diagramas de la densidad de la probabilidad (línea a trazos) y KDE (*Kernel Density Estimation*, línea continua). (b) Edad máxima de depósito de las muestras estudiadas en cada una de las series [7].

ITINERARIO GEOLÓGICO Y PARADAS

El itinerario se observa en la figura 4 y en [kmz](#), donde se pueden situar las paradas propuestas. Inicialmente se reconocerán afloramientos en los que se observan diversos aspectos de la naturaleza y la deformación de las rocas que integran la sucesión precámbrica del AN. Posteriormente se observarán las relaciones entre las rocas precámbricas y la sucesión paleozoica suprayacente así como aspectos de la deformación existente en las unidades septentrionales del MS.

Parada 1.1: Las Pizarras del Narcea: filonitas y crenulaciones en la zona de cizalla de Cangas del Narcea

Localización: Desde Cangas del Narcea siguiendo la AS-15 en dirección sur. A tres kilómetros se encuentra Llano. Se cruza un puente sobre el río Narcea donde se encuentra el afloramiento a visitar (43°9'38.27"N, 6°33'40.31"O).

Descripción: Este punto está situado en la zona de cizalla de Cangas del Narcea, muy próximo al cabalgamiento de La Espina, límite entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-Leonesa. Este afloramiento muestra una intensa deformación por cizalla. Se observan las filonitas desarrolladas sobre las Pizarras del Narcea. Hay criterios cinemáticos y distintos tipos de crenulaciones superpuestas a la foliación filonítica. Los criterios cinemáticos y las crenulaciones indican movimientos del

bloque occidental hacia arriba. Las características originales de las rocas se encuentran totalmente obliteradas por la deformación. La deformación tuvo lugar en condiciones de bajo grado, sin que se llegase a desarrollar biotita [5]. La edad de la deformación que generó las filonitas es 320 Ma [8]. Existen venas de cuarzo generadas en distintos momentos de desarrollo de la zona de cizalla de Cangas del Narcea y que en ocasiones se comportan como marcadores pasivos de la deformación, originando pliegues isoclinales, o comportándose como porfiroclastos con colas de presión de tipo σ o δ .

Parada 1.2: Puente de Selce, gneises, naturaleza, edad y deformación. Relación con las Pizarras del Narcea

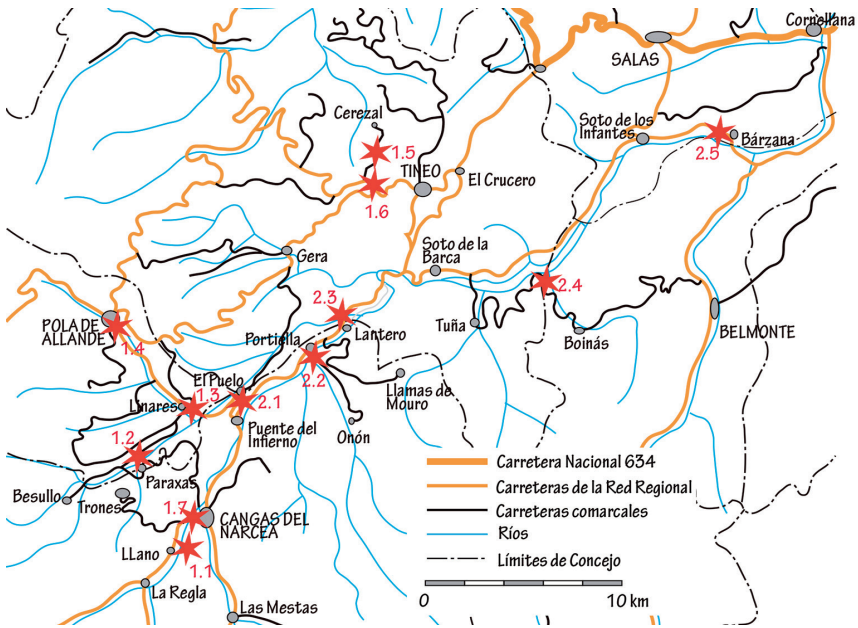


Figura 4.- Itinerario propuesto en esta guía.

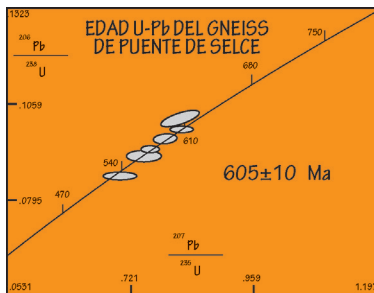


Figura 5.- Concordia de la edad LA-ICP-MS U-Pb de circones del gneis de Puente de Selce [9].

Localización: Se vuelve a Cangas del Narcea y se toma la carretera CN-1 en dirección a Besullo. Tras cruzar el río Arganza, en el mismo puente sale una carretera en dirección a Linares. Se para a los 50 m ($43^{\circ}11'56.81''N$, $6^{\circ}36'1.19''O$).

Descripción: Se puede observar el contacto intrusivo entre las Pizarras del Narcea y los gneises de Puente de Selce.

Una vez dentro del cuerpo de granitoides deformados, se puede apreciar el carácter heterogéneo de la deformación y la naturaleza de las rocas. Se observan volúmenes de roca menos deformadas, con formas ahusadas, que preservan las texturas ígneas y enclaves microgranudos decimétricos. Se pueden distinguir dos facies, con tamaños de grano de medio a grueso y variaciones composicionales entre términos más granodioríticos y términos más tonalíticos. La geoquímica de los granitoides indican una composición calcoalcalina propia de ambientes de subducción y su edad es de 605 ± 10 Ma [9] (Fig. 5).

Parada 1.3: Contacto Zona Cantábrica-Zona Asturoccidental Leonesa.

Localización: Siguiendo la carretera desde la parada anterior se llega a Linares donde se dejan los vehículos en el cruce con la carretera AS-14. Se realizará un pequeño corte en dirección este ($43^{\circ}13'43.95''\text{N}$, $6^{\circ}33'31.63''\text{O}$).

Descripción: El corte que se realiza, en dirección Oeste-Este, permite observar las filonitas de la zona de cizalla de Cangas de Narcea afectadas por metamorfismo de contacto, la traza del cabalgamiento de La Espina y las rocas situadas debajo del mismo, también afectadas por este mismo metamorfismo de contacto, conglomerados estefanienses y areniscas de la formación Cándana-Herrería. El metamorfismo de contacto está causado por el granito de Linares que aflora en las proximidades y está datado en 297.3 ± 1.8 Ma [10] lo que explica el metamorfismo de contacto observado en las filonitas y los conglomerados.

Parada 1.4: Gneises de Pola de Allande

Localización: Se continúa por la AS-14 en dirección a Pola de Allande. Justo antes de entrar en esta localidad se localiza un buen afloramiento de las rocas a visitar ($43^{\circ}16'14.88''\text{N}$, $6^{\circ}36'15.70''\text{O}$).

Descripción: De nuevo visitamos los gneises pre-variscos; en este caso el granitoide deformado de Pola de Allande donde se aprecian las facies de tamaño más grueso en las que es evidente la presencia de ortopiroxeno. La edad de este cuerpo es de *ca.* 580 ± 15 Ma [6, 9]. En cuanto a la deformación, se puede apreciar cómo es muy heterogénea, preservándose sectores poco tectonizados frente a otros intensamente foliados y milonitizados.

Parada 1.5: Zona de cizalla de Trones: rocas volcánicas.

Localización: Continuamos en dirección a Tineo por la carretera AS-217. Tras 22 km cogemos la carretera AS-350. Dos km más adelante torcemos a la derecha en dirección a Cerezal. A un km del cruce hay un corte a través de distintos tipos de rocas volcánicas y porfiroides ($43^{\circ}20'19.46''\text{N}$, $6^{\circ}27'23.64''\text{O}$).

Descripción: A lo largo de este corte se pueden apreciar distintos tipos de rocas de carácter porfiroide intensamente deformadas por la zona de cizalla de Trones.

En este corte se observan diversas estructuras originadas durante la fase 2, principalmente una lineación mineral muy marcada, pliegues intrafoliares, crenulaciones afectando a la foliación más penetrativa, estructuras S-C, porfiroclastos rotados, etc. En este afloramiento también se pueden reconocer pliegues con ejes subhorizontales que muestran una geometría de tipo *kink* y *chevron* y que afectan a la foliación principal. La edad de estas rocas es de 556 ± 4 Ma [11] (Fig.6).

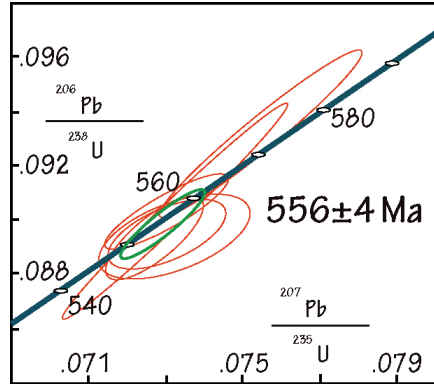


Figura 6.- Diagrama de concordia de la edad LA-ICP-MS U-Pb de circones de las rocas volcánicas de Tineo [11].

Parada 1.6: Zona de cizalla de Trones: rocas volcánicas.

Localización: Retrocedemos hacia Tineo, tras un par de km nos detenemos para observar los taludes de la carretera AS-350. ($43^{\circ}20'10.80''N$, $6^{\circ}27'19.32''O$).



Figura 7.- Criterios cinemáticos en las rocas volcánicas. SE a la derecha.

Descripción: Las rocas volcánicas que aparecen en el AN se encuentran interestratificadas en las Pizarras del Narcea y se limitan a la unidad más occidental. Aquí se reconocen rocas de tipo meta-volcánico, deformadas por la zona de cizalla de Trones y convertidas en esquistos verdes cloríticos. Se aprecian algunos *boudins* que sirven como criterio cinemático. La foliación principal es de carácter milonítico y está buzando hacia el NO. Los criterios cinemáticos indican un movimiento del bloque de techo hacia el SE (Fig. 7).

Parada 1.7: Zona de cizalla de Cangas del Narcea y deformaciones tardías.



Figura 8.- Pliegues de eje subvertical interpretados como originados durante el desarrollo del Arco Ibero-Armoricano. SE a la derecha.

Localización: Por la AS-15 volvemos a Cangas del Narcea, atravesamos la villa hacia el Sur. En el cruce hacia Trones (CN-3) nos detenemos ($43^{\circ}10'25.88''\text{N}$, $6^{\circ}33'23.77''\text{O}$).

Descripción: Este afloramiento se sitúa muy cerca del límite entre la Zona Asturoccidental-Leonesa y la Zona Cantábrica. Las rocas están intensamente filonitizadas y la foliación muestra una disposición subvertical. La foliación principal se encuentra plegada por dos tipos de pliegues. Por un lado, hay

pliegues de eje vertical originados por la deformación asociada a la génesis del Arco Ibero-Armoricano [12] (Fig. 8). Por otro lado, ascendiendo unos metros por la carretera hacia Trones, se pueden observar pliegues de tipo *kink* con ejes horizontales.

Parada 2.1: El Pueblo. Cabalgamientos, fallas normales, las rocas estefanienses.

Localización: Abandonamos Cangas del Narcea en dirección Oviedo por la AS-15. En el Puente del Infierno nos desviamos por la AS-14. Tres km más adelante, poco antes de llegar a El Pueblo dejamos el coche ($43^{\circ}13'55.86''\text{N}$, $6^{\circ}31'14.47''\text{O}$).

Descripción: Esta parada se sitúa dentro de la Ventana Tectónica del Narcea. Se puede apreciar como las Pizarras del Narcea están mucho menos deformadas que las del sector occidental del antifórme. De Oeste a Este se pueden ver las Pizarras del Narcea cabalgando encima de rocas cámbricas de la Fm. Cándana-Herrería. Unos metros más al Este las rocas de la Fm. Cándana-Herrería se encuentran en contacto mecánico, mediante una falla normal de escaso desplazamiento, con conglomerados estefanienses.

Parada 2.2: Portiella. La deformación en la Ventana Tectónica del Narcea. Los pliegues de eje vertical.

Localización: Retrocedemos hasta la AS-15 en dirección Oviedo. 5 km más adelante llegamos a Portiella, atravesamos el puente sobre el río Narcea. ($43^{\circ}15'13.66''\text{N}$, $6^{\circ}28'56.98''\text{O}$).

Descripción: La deformación varisca en la Ventana Tectónica del Narcea se caracteriza por la existencia de pliegues con ejes verticales (Fig. 9). En este afloramiento se puede observar uno

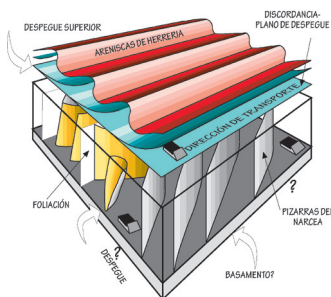


Figura 9.- Bloque diagrama mostrando las relaciones entre la deformación en las Pizarras del Narcea y en las rocas paleozoicas [4].

de ellos que, además, presenta una charnela curvada. Por otro lado, en este afloramiento se vuelve a apreciar como las rocas se encuentran mucho menos deformadas que en el sector occidental y el clivaje puede no ser tan evidente.

Parada 2.3: Villar de Lantero. Discordancia Cámbrico-Precámbrico.

Localización: Continuamos en dirección a Oviedo 4 km hasta llegar al cruce de Villar de Lantero. Un centenar de metros más adelante, hay una explanada a la derecha de la carretera donde aparcar (43°16'21.95"N, 6°27'2.49"O).

Descripción: En este afloramiento se puede apreciar la discordancia angular entre las Pizarras del Narcea y las cuarcitas y microconglomerados de la base de la Fm. Cándana-Herrería. Se puede ver además como la rubefacción se va perdiendo hacia abajo (tomando como plano de referencia la propia discordancia) [13]. Los criterios estratigráficos en las Pizarras del Narcea parecen indicar que la serie precámbrica se encuentra invertida en este punto.

Parada 2.4: Alto de Reigada. Panorámica del Sinclinal de Villazón-Reigada



Figura 10.- Sinclinal de Villazón-Reigada en el valle del río Narcea. Asistentes a la excursión de la Comisión de Tectónica de la SGE de 1999.

Localización: Continuamos camino de Oviedo y tomamos cruce en dirección a Tuña. Allí cogemos la carretera en dirección a Boinás. Tras pasar Combarcio y un pequeño túnel nos detenemos (43°17'45.06"N, 6°19'52.04"O).

Descripción: Uno de los grandes sinclinales que forman parte del tren de pliegues del sector norte del MS. Las rocas que permiten esta observación son las cuarcitas ordovícicas de la Fm. Barrios (Fig. 10).

Parada 2.5: Pliegue de Bárzana, geometría y mecanismos de deformación.

Localización: Volvemos a la AS-15 en dirección a Oviedo y tras pasar Soto de los Infantes, continuamos 6 kilómetros más hasta llegar a un aparcamiento en la ribera del río Narcea poco antes de llegar a Bárzana (43°21'48.25"N, 6°13'14.94"O).

Descripción: El tren de pliegues que se observa en la trinchera de la carretera en calizas del Grupo Rañeces (Devónico Inferior) es un ejemplo de los pliegues que se desarrollan en el MS (Fig. 11). Este pliegue ha sido estudiado en detalle y se pueden reconocer en él 5 episodios de deformación progresiva [14].

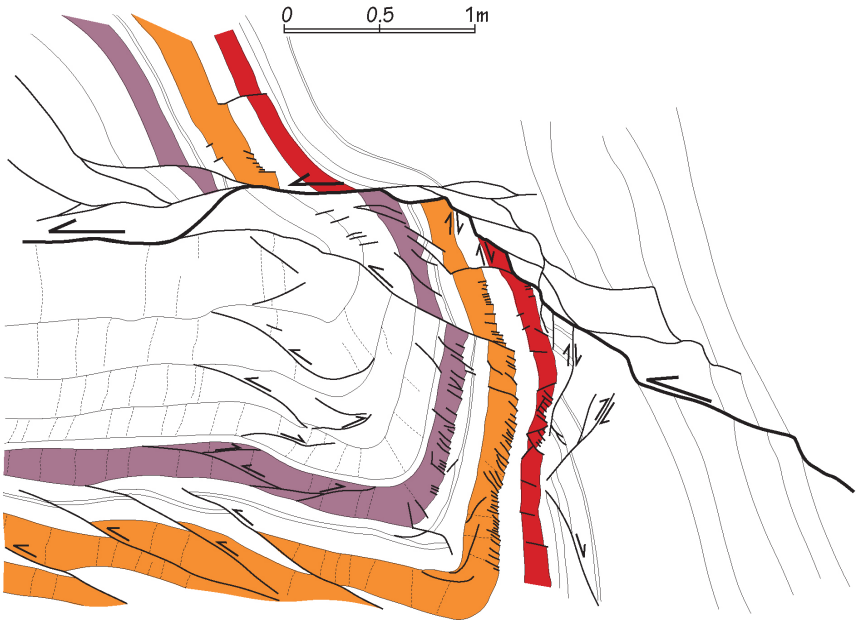


Figura 11.- Esquema estructural del pliegue de Bárzana [14].

Bibliografía

- [1] Lotze, F. (1945) *Publ. Extr. Geol. España* 5, 149-166.
- [2] Julivert, M.; Fonboté, J.M.; Ribeiro, A.; Conde, L. (1972) *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1:1.000.000*. IGME.
- [3] Julivert, M.; Pello, J. (1967) *Acta Geol. Hispánica* 4, 77-81.
- [4] Gutiérrez-Alonso, G. (1996) *J. Struct. Geol.* 18, 1217-1230.

- [5] Gutiérrez-Alonso, G.; Nieto, F. (1996) *J. Geol. Soc. London* 153, 287-299.
- [6] Rubio-Ordóñez, A.; Gutiérrez-Alonso, G.; Valverde-Vaquero, P.; Cuesta, A.; Gallastegui, G.; Gerdes, A.; Cárdenes, V. (2015) *Gond. Res.* 27, 216-227.
- [7] Fernández-Suárez, J.; Gutiérrez-Alonso, G.; Pastor-Galán, D.; Hofmann, M.; Murphy, J.B.; Linnemann, U. (2014) *Int. J. Earth Sci.* 103(5), 1335-1357.
- [8] Dallmeyer, R.D.; Catalán, J.M.; Arenas, R.; Gil Ibarguchi, J.; Gutiérrez-Alonso, G.; Farias, P.; Bastida, F.; Aller, J. (1997) *Tectonophysics* 277(4), 307-337.
- [9] Fernández-Suárez, J.; Gutiérrez-Alonso, G.; Jenner, G.A.; Jackson, S.E. (1998) *Can. J. Earth Sci.* 35, 1439-1453.
- [10] Gutiérrez-Alonso, G.; Fernández-Suárez, J.; Jeffries, T.E.; Johnston, S.T.; Pastor-Galán, D.; Murphy, J.B.; Franco, M.P.; Gonzalo, J.C. (2011) *Tectonics* 30(5).
- [11] Gutiérrez-Alonso, G.; Fernández-Suárez, J.; Jeffries, T.E. (2004) *Geogaceta* 35, 79-82.
- [12] Shaw, J.; Johnston, S.T.; Gutiérrez-Alonso, G. (2015) *Lithosphere* 7, 653-661.
- [13] Gutiérrez-Alonso, G.; Blanco Sánchez, J.A.; Macfarlane, A.; Fernández Suárez, J. (2004) *Geogaceta* 36, 7-10.
- [14] Gutiérrez-Alonso, G.; Gross, M.R. (1999) *J. Struct. Geol.* 21, 653-670.