

geología 15

Salamanca

9 de mayo de 2015

“Asómate al impresionante balcón del
Duero/Douro (Arribes del Duero)”

Itinerario Geológico:
Juzbado • La Peña • Salto Aldeadávila • Saucelle • Freixo



geología 15

Salamanca

1 Introducción Geolodía 2015

Geolodía 15: una nueva manera de divulgar la geología

Geolodía 15 es una iniciativa de divulgación de la geología relacionada con la profesión del geólogo a través de una de sus facetas más atrayente para el público en general, las excursiones de campo. Las cincuenta excursiones ofertadas, en lugares que abarcan desde los entornos de las ciudades hasta espacios naturales protegidos serán guiadas por geólogos pertenecientes a diversas instituciones, sociedades y asociaciones científicas.

Geolodía 15-Salamanca es una jornada que abre la puerta de entrada al laboratorio habitual de los geólogos: la naturaleza. Se pretende observar con “ojos de ver geología” el entorno en el que se asientan nuestras poblaciones y entender, a través de los efectos que tienen sobre la superficie, algunos de los procesos que han determinado el origen y evolución de la Tierra sobre la que vivimos (Fig. 1). Otra de las metas importantes de esa jornada es la de divulgar la labor de los geólogos y lo que éstos, como científicos y profesionales, pueden aportar a la sociedad y a su bienestar. También se quiere dar a conocer nuestro patrimonio geológico para que se tome conciencia de la importancia y necesidad de protegerlo. Las excursiones, a razón de una excursión por provincia, serán totalmente gratuitas y abiertas a todo tipo de público, sea cual sea el conocimiento de geología de los asistentes. La información relativa a las excursiones de **Geolodía 15** se puede visitar en:

http://www.sociedadgeologica.es/divulgacion_geolodia.html.

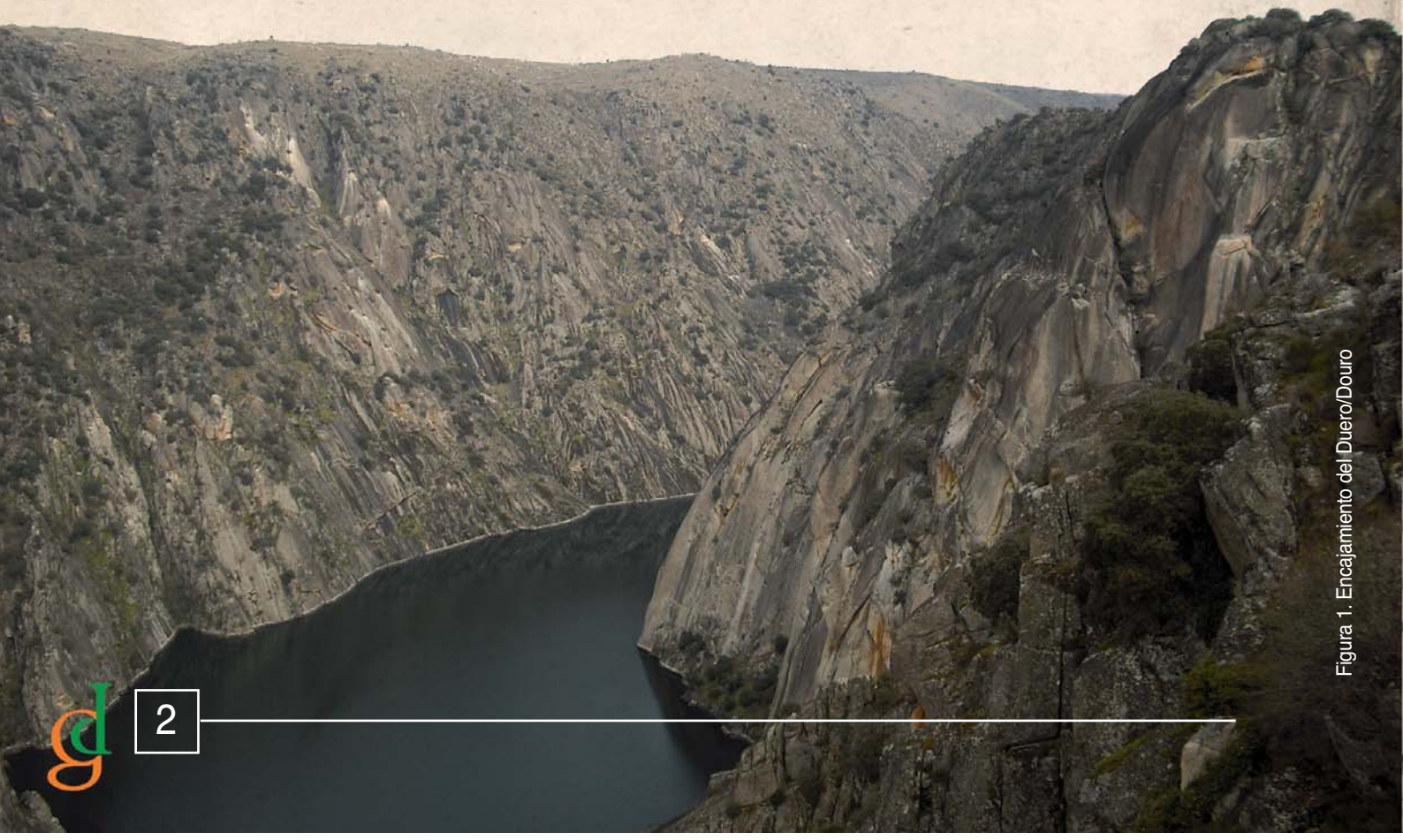


Figura 1. Encajamiento del Douro/Douro

2

Características Geológicas

“Asómate al impresionante balcón del Duero/Douro (Arribes del Duero)”

Con este itinerario se pretende entender el origen y la organización vertical y lateral de los materiales, así como las características geológicas del recorrido desde la localidad de Juzbado hasta las Arribes del Duero/Douro en la parte española y portuguesa (la geología no entiende de fronteras internacionales), con el fin de comprender su historia geológica, identificándola a partir de los materiales rocosos y las estructuras que observamos en el campo.

Esta zona presenta unas características geológicas condicionadas por los diferentes eventos y acontecimientos de su historia geológica. El análisis de los materiales rocosos, sus fósiles y formas que observamos en los distintos afloramientos, nos permite conocer su evolución geológica en el tiempo, y obtener datos paleogeográficos, paleoambientales y paleoclimáticos.

Los materiales más antiguos que encontramos en las cercanías de este sector se corresponden con el Complejo Esquisto Grauváquico del Precámbrico-Cámbrico Inferior (hace más de 500 millones de años), formado por lutitas, areniscas y conglomerados, además de pizarras negras y niveles carbonatados. Estos materiales se relacionan con un ambiente sedimentario de abanicos submarinos profundos -turbiditas- en fase de somerización (condiciones regresivas). Sobre el Precámbrico se deposita, en algunas zonas de Salamanca (Tamames, Casafranca...), el Cámbrico (entre aprox. 540-485 m.a.) formado por areniscas y calizas, indicando que en esa época la zona presentaba un ambiente sedimentario marino de plataforma con parches "arrecifales" de Archeociatos, lo cual indica aguas someras y muy cálidas. En la zona a visitar no aparecen los materiales cámbricos y se hallan en discordancia angular sobre el Precámbrico materiales de Edad Ordovícica (entre aprox. 485-443 m.a.) constituidos por areniscas, conglomerados, cuarcitas y pizarras grises y negras, destacando la cuarcita armoricana. La paleogeografía de esta época indica ambientes de plataforma detrítica en condiciones submareales. Durante el Cámbrico y el Ordovícico se generan magmas anatócticos como consecuencia de un adelgazamiento cortical. Estos magmas se instalan en la corteza media para dar lugar finalmente, con el metamorfismo, a gneises glandulares, que afloran en los núcleos de los grandes pliegues, como en Miranda do Douro, Fermoselle y Ledesma.

Encima se encuentra el Silúrico (entre aprox. 444-416 m.a.) que reposa en discordancia erosiva sobre el Ordovícico Medio y está constituido por pizarras y cuarcitas. A su vez, bajo el Ordovícico se encuentran pizarras y cuarcitas con intercalaciones volcánicas del Devónico (416-359 m.a.). La paleogeografía se corresponde con un mar cada vez más profundo -transgresión- donde se depositan materiales finos fangosos y carbonatados procedentes de la acumulación de restos orgánicos.

Al final del Devónico y durante el Carbonífero se origina la formación de un gran supercontinente -Pangea- al colisionar el gran continente de Gondwana -al que se encuentra adosada la placa Ibérica, con otro supercontinente, Laurasia. Este choque





genera una gran cordillera u orógeno denominado Varisco o Hercínico y pliegan y/o deforman los materiales del fondo marino que existían entre ambos continentes. Estos materiales emergen a cotas elevadas, de forma similar al choque entre la placa de la India y la placa Euroasiática que genera el orógeno del Himalaya. A medida que emerge el orógeno Varisco, el mar se va retirando (regresión).

Al engrosamiento cortical del orógeno varisco sucede una larga etapa de extensión y adelgazamiento cortical, que propicia una nueva anatexia, esta vez Varisca, generándose un gran volumen de magma, en gran parte como consecuencia de fundir los gneises glandulares o antiguos granitos, dando lugar a los leucogranitos de dos micas que se extienden por gran parte del Domo del Tormes. Se pueden diferenciar tres zonas de rocas plutónicas de sur a norte:

1. Granitos monzoníticos con cordierita y granodioritas del Sistema Central y estribaciones (zona sur de Salamanca) que se corresponden al área de Béjar-Plasencia, el área granítica de la sierra de Gata y el sector de Las Batuecas-sierra de Francia con el batolito de Sequeros-La Alberca. Todo este plutonismo cubre un gran rango de edad: 300-320 m.a. En Gredos los granitoides llevan asociados rocas intermedias y básicas dispersas.

2. Granitos biotíticos +/- moscovita que se distribuyen por el oeste de la provincia de Salamanca y constituyen la prolongación española del batolito de Guarda (Portugal), dando lugar a los granitos de Peñaparda, Villar de Ciervo, Fuentes de Oñoro... Su emplazamiento es posterior a la fase 3 (305 m.a.) y posteriores, por tanto, a la zona de cizalla de Juzbado (309 m.a.).

3. Leucogranitos con rocas intermedias de composición diorítica. Constituyen los sectores ígneos de Lumbrales, el Domo del Tormes y el área peri-anatética de Barruecopardo-Mieza, Arribes del Duero... Se emplazan entre el fin de la fase 2 varisca y la fase 3 (sincinemáticos F3), con un rango de edad de 310-320 m.a. En las Arribes se presentan también rocas intermedias dispersas de naturaleza vaugnerítica.

También, en el área occidental de Salamanca destacan un conjunto de afloramientos de carácter filoniano en el que se pueden incluir diques aplo-pegmatíticos asociados a los leucogranitos, pórfidos graníticos de dirección E-O y diques de cuarzo de dirección NNE-SSO, conocidos como "sierros",

con evidente expresión geomorfológica. Estos diques o filones tienen, en general, una extensión cartográfica muy reducida.

Posteriormente en el Mesozoico (entre aproximadamente 251-65,5 m.a.), este gran continente se va desmantelando por erosión, generando sedimentos que van a depositarse en zonas deprimidas o cuencas sedimentarias cercanas. Se comienza a fragmentar nuevamente este gran continente en partes, generando el nacimiento de los actuales océanos -por ejemplo, en el Jurásico nace el océano Atlántico, al separarse el continente americano del europeo-.

Durante el Cenozoico, tiene lugar el choque entre la placa euroasiática y la ibérica, generando la orogenia Alpina, creándose los Pirineos y reactivando fracturas de la época varisca y posterior, dando lugar a bloques que se hundén y se elevan, como teclas de piano, con nuevos relieves elevados susceptibles de erosionarse para formar los sedimentos paleógenos (entre aprox. 65,5-23 m.a.), o bien cubetas o zonas deprimidas que se rellenan con dichos sedimentos detríticos -areniscas-cuenca de Ciudad Rodrigo, Duero... (Fig. 2).

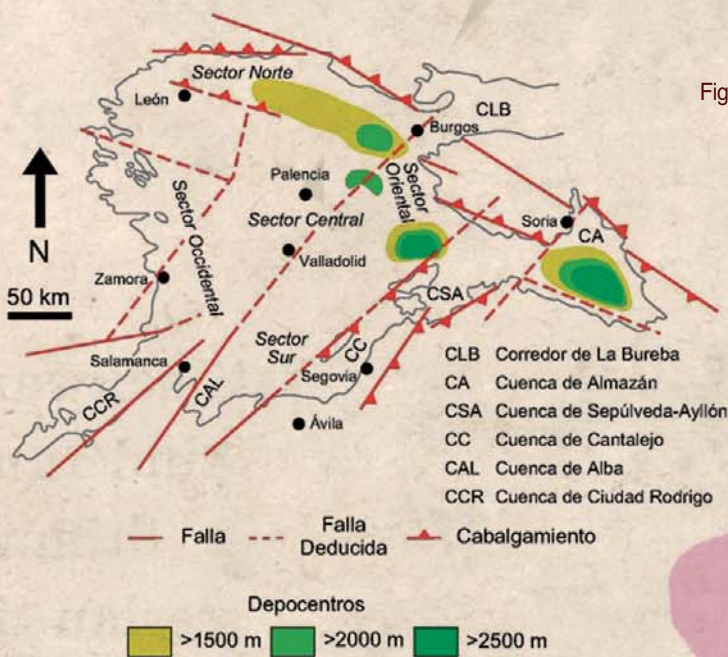


Figura. 2. Izquierda: Lineaciones estructurales de la cuenca del Duero, marcando horst y graben o subcuencas.

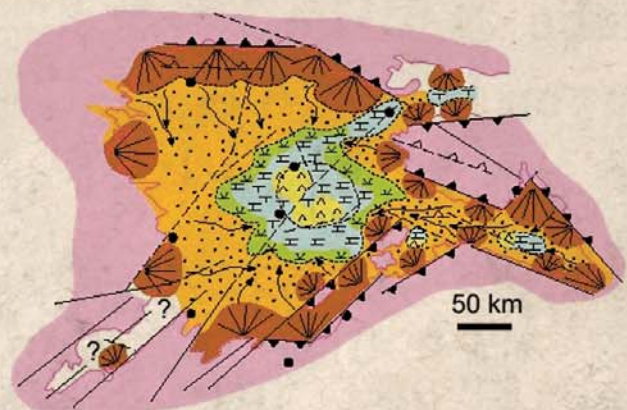
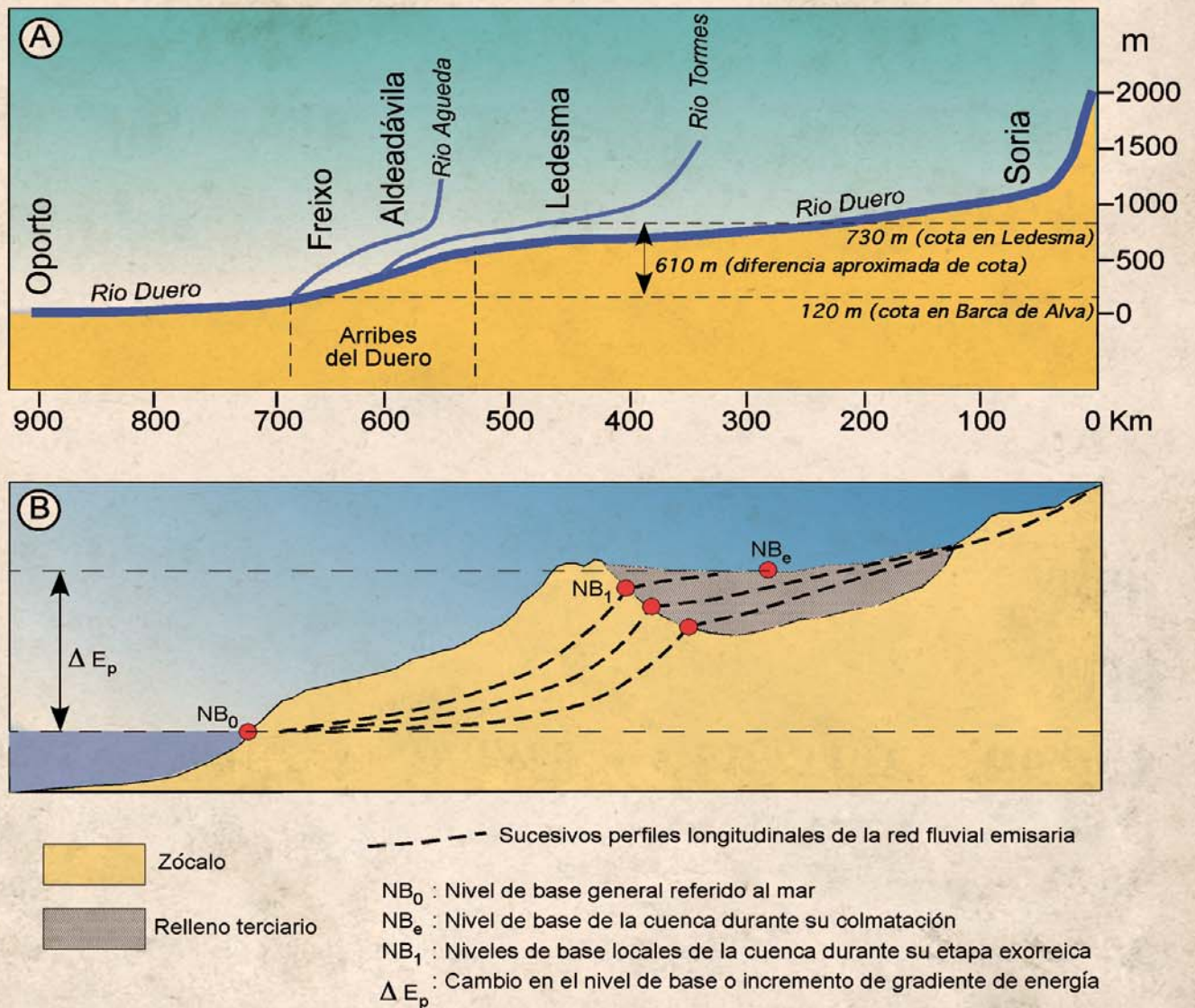


Figura. 2. Derecha: Esquema paleogeográfico de la etapa endorreica neógena. (Alonso Gavilán et al. 2004)

Al comienzo del Cuaternario (2,58 m.a.-actualidad) comienza una nueva etapa exorreica, debido a que, con la colmatación de la Cuenca al final de la fase endorreica del Neógeno se depositan nuevos sedimentos, con el drenaje de la vertiente atlántica que, por acción remontante, erosionó e hizo retroceder las zonas más altas del Macizo, alargándolo de W a E. Este proceso ha estado favorecido, a la vez, por un ascenso de la corteza por compensación isostática. Esto provoca la apertura de la cuenca al Atlántico, cruzando el Proto-Duero las tierras de Portugal. La captura del drenaje interno de la cuenca colmatada da lugar, finalmente, a la configuración del actual río Duero, a la vez que por el Este el curso alto llega a alcanzar Soria (Fig. 3). Como el nivel de base en esta etapa pasa a

ser el nivel del mar en el Atlántico, se produce el vaciado de los sedimentos hacia dicho océano, generando el gran desnivel una morfología convexa en el perfil longitudinal del río Duero (Las Arribes del Duero). También al inicio del Cuaternario, cambia el sistema de sedimentación pasándose de la superposición a encajamientos sucesivos y se depositan las secuencias de terrazas fluviales y llanuras aluviales asociadas a los principales ríos (Tormes, Yeltes, Morasverdes, Gavilanes, etc.), así como depósitos de ladera (coluviones, piedemontes, canchales, etc.) relacionados con los sistemas montañosos (sierra de Francia, Pico Cervero...). El cambio de áreas fuente de la red fluvial iniciado en el Neógeno va seguido de la progresiva captura de la antigua red fluvial por la red atlántica, lo que conlleva el desmantelamiento parcial de los sedimentos que rellenaron la fosa de Ciudad Rodrigo y su disección. El río Águeda se encaja más de 100 m por debajo del citado pedimento, erosionando la cobertera sedimentaria y exhumando el antiguo pedimento de enlace entre la penillanura zamorano-salmantina al N y la sierra de Gata.

Figura 3. Perfil longitudinal del río Duero (arriba) y fases de encajamiento en etapa exorreica (abajo).

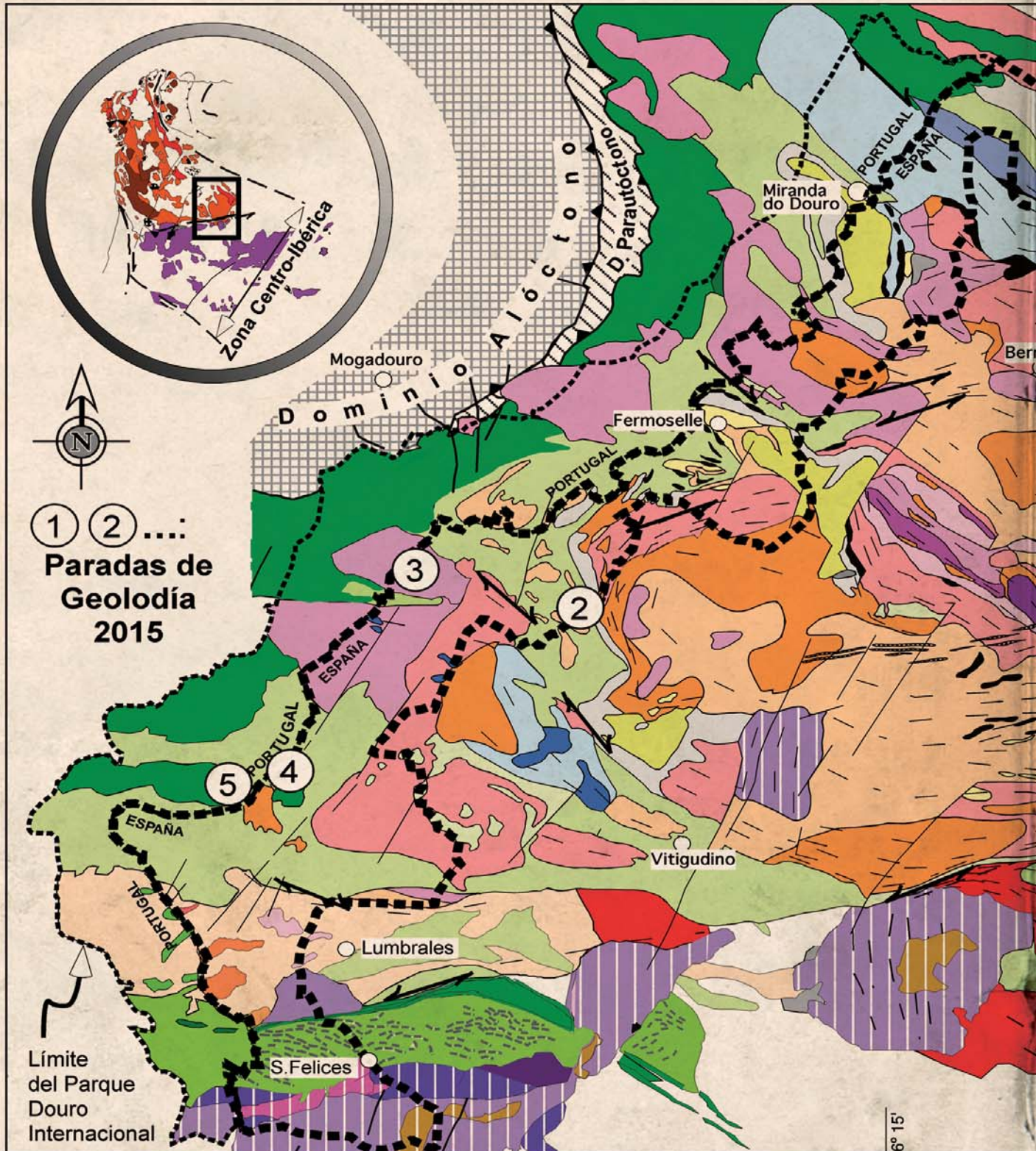


3 Para saber más

- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P., Rodríguez, J.M., 2004. Cuenca del Duero. In: Vera, J.A.E. (Ed.), Geología de España. Sociedad Geológica de España-IGME, Madrid, pp. 550–556.
- García de Figuerola, L.C. y Parga, R. (1968) Sobre los orotoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica, *Acta Geológica hispánica*, t.III, nº3, 69-72.
- Goy, J.L., Martínez-Graña, A.M., Sanz, J., Cruz, R., Andrés, C., De Bustamante, I.; Zazo, C.; González-Delgado, J.A., y Martínez-Jaraiz, C. (2013). Inventario y Catalogación del patrimonio geológico de los Espacios naturales del Sur de Castilla y León (Salamanca-Ávila, España). En Libro: Patrimonio Geológico, un recurso para el desarrollo. Edita: IGME- Instituto Geológico de España, Eds: Vegas, J.; Salazar, A.; Díaz Martínez, E. y Marchán C, pp. 389-400. Cuadernos del Museo Geominero nº 15. ISBN: 978-84-7840-901-3.
- Gutiérrez-Alonso G, Collins A. S., Fernández-Suárez J., Pastor-Galán P, González-Clavijo E, Jourdan F, Weil A.B., Johnston ST (2015) Dating of lithospheric buckling: 40Ar/39Ar ages of syn-orocline strike-slip shear zones in northwestern Iberia. *Tectonophysics* 643, 44-54.
- Goy, J.L.; González-Delgado, J.A.; López-Plaza, M.; Preto Gomes, E.; Alencao, A.; Zazo, C.; Cruz, R.; Martínez-Graña, A. M.; López Moro, J.; Sousa, L.; De Villota, I.; De Bustamante, I.; Sanz, J.; García-Meléndez, E.; Civis, J.; Carnicero, A.; Barrera, I. & Carral, P. (2010). "Arribes Del Duero" (Spain, Portugal): Possibilities for the first Iberian cross-border Geopark. First Meeting of ProGeo Regional Working Group SW Europe (France, Italy, Portugal and Spain). Geoevents, Geological Heritage and the role of the IGCP. 15-18 Septiembre 2010. Caravaca de la Cruz (Spain). September. Ed: Marco, A. Lamolda (coord.), Enrique Díaz Moreno, Florentin Maurrasse, Guillermo Meléndez, Christopher N.C. Paul, Rodríguez Tovar. Dep. Legal: MU-1480-2010.
- Jablonski, J. (2005) Puntos de interés geológico como patrimonio cultural y recurso socioeconómico. *Territórios e Culturas Ibéricas*. Iberografías 5, 100-123.
- López Moro F. J. y López Plaza M. (2005): "El Monte-Isla de La Peña (Salamanca): control litológico y estructural". En: Reunión Ibérica sobre Patrimonio Geológico Transfronterizo del Duero. Interreg III A Sec. XXI, acción 2.2, pósters. págs. 38-42.
- López Plaza M. y López Moro F.J. (2010): "Arribes del Duero: una disección geológica en el interior del orógeno varisco. En: Geomorfología y Geología Ambiental aplicadas a la gestión de Espacios Naturales Protegidos. Ed UPM., ISBN: 978-84-7484-229-6, 40-48.
- López-Moro, F.J. y López-Plaza, M. (2005): El monte-isla de La Peña (Salamanca): control litológico y structural. *Douro-Duero Sec. XXI*, livro de resumos do Encontro Ibérico sobre Património Geológico Transfronterizo na Região do Douro, 34-37 p.
- López-Moro, F.J.; López-Plaza, M. y Rolf L. Romer, R. L. (2011): "Generation and emplacement of shear-related highly mobile crustal melts: the synkinematic leucogranites from the Variscan Tormes Dome, Western Spain". *Int J. Earth Sci.* 101, 1273 - 1298. ISSN 1437-3254.
- López-Plaza, M.; López-Moro, F.J.; Preto Gomes, E. y Sousa, L. (2005): Património Geológico Transfronterizo na Região do Douro, Roteiro IV, (Eds.: Preto Gomes, E. y Alencao, A.M.), 79-94 p.
- Loreto Antón, Angel Rodés, Gerardo De Vicente, Raimon Pallàs, Daniel Garcia-Castellanos, Finlay M. Stuart, Régis Braucher, Didier Bourlès (2012). Quantification of fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations. *Geomorphology* 165–166, 50–61.
- Sá, A. (2005). Bioestratigrafía del Ordovícico del NE de Portugal. Tesis Doctoral Univ. Tras-os-Montes e Alto Douro, 571p.
- Sá, A., Baptista, J. & Simoes, M. (2005). In E. Preto & A.M. Alencao (Coord.): *Património Geológico Transfronterizo na Região do Douro*. Roteiro III, 57-77.
- Sousa, M. BG. (1982). Litoestratigrafia e Estructura do "Complexo Xisto-Grauváquico ante Ordovícico", Grupo do Douro (NE Portugal). Tesis Doctoral Univ. Coimbra, 222 p.
- Tornos, F.; Delgado, A.; Casquet, C. y Galindo, C. (2000): 300 million years of episodic hydrothermal activity; stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the eastern Iberian central system. *Miner Deposita* 35: 551-569.
- Twidale, Ch.R. (1992): *Granite landforms*. Elsevier. Amsterdam. 372 p.
- Villar Alonso, P., Escuder Viruete, J., y Martínez Catalán, J.R. (1992): La zona de cizalla de Juzbado- Penalva do Castelo en el sector español. En: *Simposios del III Congreso Geológico de España*, Tomo 2, 446-456. Salamanca.

4 Itinerario y Paradas

El objetivo de las siguientes paradas, es poder apreciar los principales rasgos geomorfológicos, petrológicos y morfoestructurales y, a la vez, la puesta en valor de la geodiversidad del Parque Natural de las Arribes del Duero y Parque Natural do Douro Internacional, constituyendo un instrumento



de utilización social de dicho patrimonio geológico. Estos geo-recursos, deben potenciar la conservación y preservación de este patrimonio geológico, utilizándose para la realización de actividades educativas, culturales y turísticas, potenciando un mejor entendimiento y disfrute del Patrimonio Geológico en la sociedad. El itinerario propuesto por esta guía de campo se muestra en el Mapa Geológico de López Plaza y Lopez Moro 2010 (Fig. 4): 1- Juzbado, 2- La Peña, 3- Salto de Aldeadávila, 4- Saucelle y 5- Penedo Durão (Portugal).

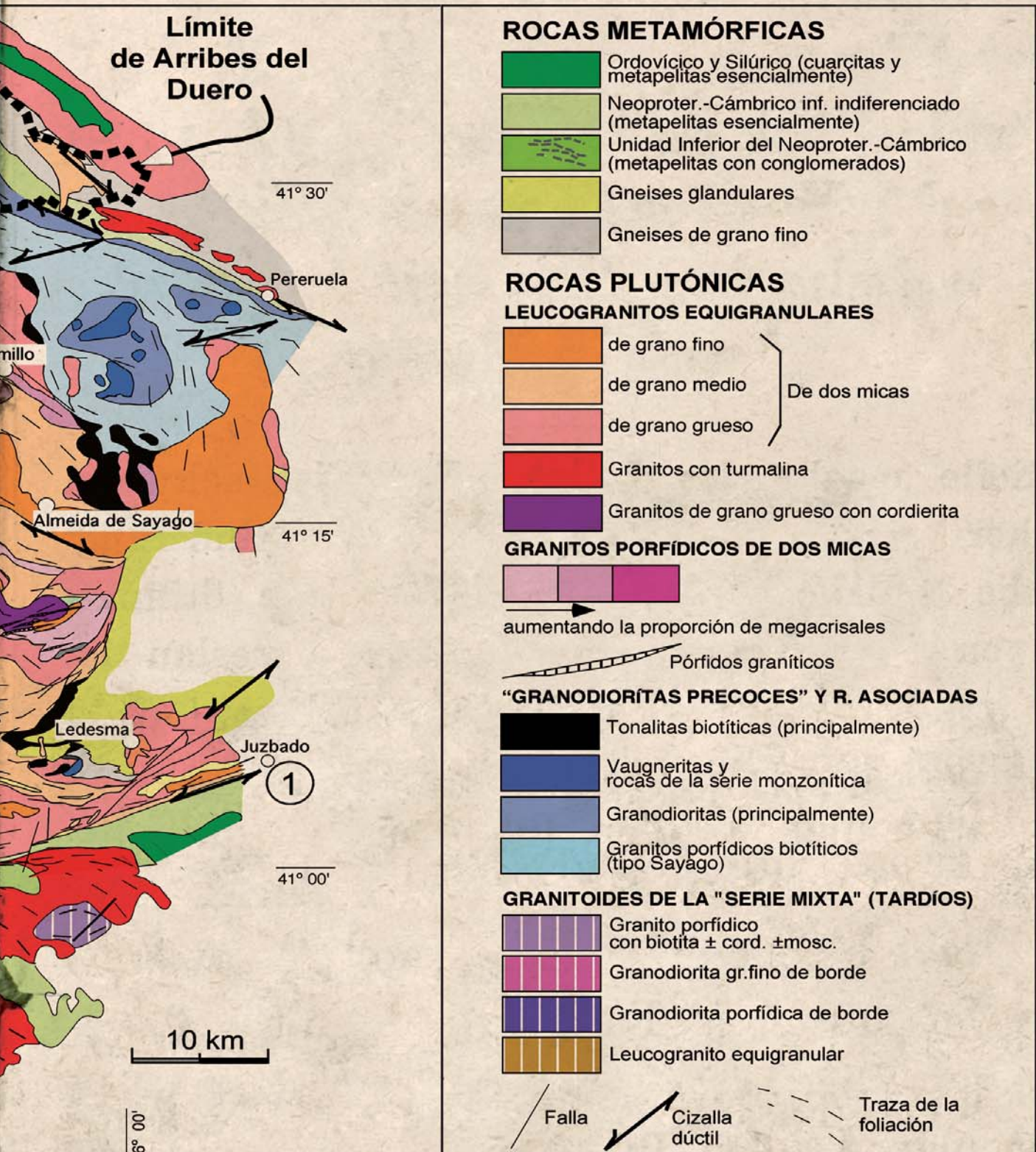


Figura. 4. Mapa geológico del itinerario del geología 2015. (López Plaza y Lopez Moro. 2010)

Parada 1. Museo Falla de Juzbado

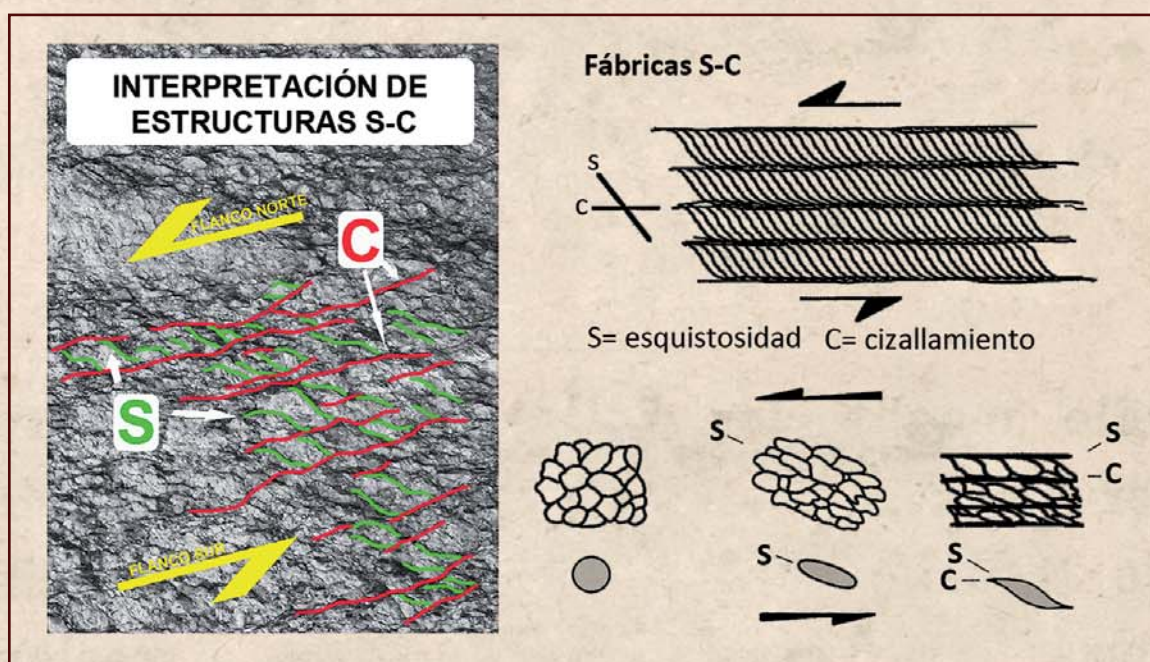
En el año 1968 los profesores García de Figuerola y Ramón Parga publican un trabajo titulado “Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado y su significación tectónica”. Se trata del primer estudio que subraya la intensa deformación de los granitos de Juzbado y, en general, de un conjunto de litologías graníticas y metamórficas situado a lo largo de una estrecha banda de entre 2 y 4 km de territorio que atraviesa la provincia de Salamanca en dirección a los balcones del río Duero.

Son muchas las investigaciones que desde entonces se han publicado en torno a lo que hoy conocemos como la ZCDJP, es decir, la Zona de Cizalla Dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo, un accidente tectónico de más de 160 km de longitud y cuyo testimonio geológico preservan múltiples afloramientos entre el municipio tormesino de Juzbado y la localidad portuguesa de Penalva do Castelo. Una cizalla dúctil produce una altísima deformación a gran profundidad (10-15 km) pero sin rotura. Esto es posible a la reorganización cristalina de los minerales y la aparición de una foliación. A estas rocas se les llama milonitas (del griego *mylos*: triturar).

Las investigaciones científicas más recientes sobre la ZCDJP utilizan isótopos Ar^{40}/Ar^{39} presentes en la mica moscovita como “relojes geológicos”, con el fin de datar zonas de deformación del oeste peninsular y encajar así su evolución con el contexto geológico general. Los resultados indican edades de 308 m.a. de antigüedad, situando a este gran accidente tectónico ibérico en la encrucijada carbonífera del Orógeno Hercínico. La extensa literatura científica de expertos del campo de la petrología, la geoquímica o la tectónica, vinculados al Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca y que además han asesorado la parte técnica del Museo de la Falla, coinciden en otorgar a la cizalla un carácter tardío aunque sincinemático (posiblemente anterior a la fase 4). Así mismo, las características petrológicas al norte y sur de la fractura desvelan un ligero hundimiento del flanco sur en los estadios precoces. Esto se sabe porque mientras al norte afloran gneises glandulares y micaesquistos de alto grado metamórfico con presencia de granitos anatexíticos (por fusión diferencial) que evidencian un emplazamiento profundo, al sur afloran metasedimentos (roca sedimentaria que ha sufrido metamorfismo) de menor grado y pertenecientes al Complejo Esquisto-grauváquico (afloran al pie de las peñas y berrocales sobre la que se encuentra el núcleo urbano de Juzbado). Cuando pisamos, por tanto, las rocas de Juzbado estamos siendo testigos de una gran colisión continental y de la formación del mayor continente sobre la faz de la tierra: Pangea.



Los **granitos de Juzbado** son rocas ígneas de tipo leucogranítico (con minerales de color claro como los feldespatos y el cuarzo), y con presencia de dos micas (biotita y moscovita). Su origen se remonta a las etapas tardías del orógeno Hercínico, cuando el relajamiento y adelgazamiento de la cadena provoca la fusión de gran cantidad de rocas. El magma resultante da lugar -en gran medida- a todas las rocas graníticas que aparecen en el oeste salmantino y que los geólogos denominan Domo del Tormes. En el mirador de la *Peña del Castillo* y en los afloramientos entrelazados con el tradicional caserío juzbadino, se pueden observar estos granitos intensamente deformados o milonitizados como consecuencia de la cizalla. Las fábricas resultantes son, en algunos casos, porfidoclásicas y con presencia de patrones lineares o planares. Son habituales las estructuras S-C (del francés *schistosité* y *cisaillement*), sin duda una de las claves geológicas para detectar y reconocer mejor cómo se produce la deformación dúctil. Los planos "C" o de cizallamiento nos indican la dirección de la cizalla y los planos "S" de aspecto sigmoidal y oblicuos al cizallamiento son perpendiculares a la dirección de los esfuerzos compresivos que generaron la cizalla. Como comprobaremos *in situ*, los porfidoblastos de tipo sigma y los planos S-C nos ayudarán a determinar el sentido senestro del movimiento de la cizalla dúctil.



El **Museo de la Falla de Juzbado** es un centro de interpretación en torno a la geología y el paisaje. Un espacio abierto a la sociedad en donde las ciencias de la tierra se divulgan a través de una serie de herramientas y formatos inéditos en el conjunto de las dotaciones museísticas y de educación ambiental de Castilla y León. Es relevante su presencia en el municipio de Juzbado, a muy pocos kilómetros de Salamanca, por ser un espacio que brinda no solo entretenimiento, sino también un foro de debate, investigación y divulgación de la geología. Además, los entornos del museo cuentan con un conjunto de placas de bronce con poemas que han leído autores de talla nacional e internacional y que complementan la necesidad de entender el paisaje no solo como un elenco de devenires geológicos, sino también como un elemento en constante transformación, susceptible de contemplación y generador de emociones. La actividad del museo se puede seguir a través de Facebook, Twitter (@museodelafalla) y la WEB: www.museodelafalla.es

Parada 2. La Peña

La Peñagorda representa una de las formas erosivas graníticas más espectaculares de Arribes del Duero. Su carácter dómico o de monte-isla tipo inselberg se manifiesta por una elevación nítida de 41 metros de altura y 71 m de diámetro, con paredes abruptas y culminación alomada, que se yergue sobre la llanura granítica circundante, incipientemente deprimida en la periferia del encajamiento fluvial arribeño.

Su singularidad radica, sobre todo, en su color rosáceo, enaltecido en los atardeceres al contemplarla desde el oeste. Constituye un contrapunto inesperado a la adustez de la penillanura, que impone la encina, el sotobosque y sus discretos pastizales (Fig. 5).



Origen del color rojo de La Peña

Desde un punto de vista petrológico, la peña roja de Peñagorda es una episienita, que es una roca formada por alteración hidrotermal de un granito ya solidificado. Los fluidos, a una temperatura de 400-600 °C y presión inferior a 1 Kb, pueden llegar a disolver la sílice del granito original (con cuarzo >20 %), resultando una roca muy porosa con menos de un 5 % de cuarzo (sienita). La disolución y/o transformación del cuarzo, plagioclasa cálcica y biotita, da lugar a la formación de cloritas, albita, epidotas y, a veces, un nuevo cuarzo. El proceso conlleva, además, un relleno de oxi-hidróxidos de hierro en los micro-huecos del feldespato potásico, lo que imprime a la episienita su color rojo característico.

El granito original y estructuras asociadas

A pesar de este intenso proceso de alteración se reconoce parcialmente la mineralogía del granito de dos micas; y sobre todo, se reconoce su textura ligeramente inequigranular porfídica, así como sus estructuras magmáticas formadas durante la evolución o diferenciación a temperaturas comprendidas entre 850 y 600 °C, como capas con biotita y orientación preferente de cristales por el flujo del propio magma. Mucho más evidentes son los diques de pegmatita (de grano muy grueso) y de aplita (de grano muy fino), que son rocas formadas al separarse los fluidos que el magma tenía disueltos y que sobrepasa su solubilidad con la cristalización. Estas pegmatitas y aplitas se encuentran también episienitizadas, indicando que los fluidos de la episienitización no tuvieron que ver con la evolución del magma, sino con un proceso de infiltración a través de fracturas que acaeció millones de años después.

Los filones de cuarzo y la fracturación

La zona episienitizada incluye diversas familias de filones de cuarzo, resultantes tanto de la episienitización como de actividades hidrotermales posteriores. El propio inselberg contiene también fracturas y varias familias de diaclasas (roturas en la roca sin desplazamiento), que se desarrollan durante los ciclos alpinos. Gran parte de estas discontinuidades se localizan en los bordes del inselberg (Fig. 6).

Fig. 5. Peñagorda



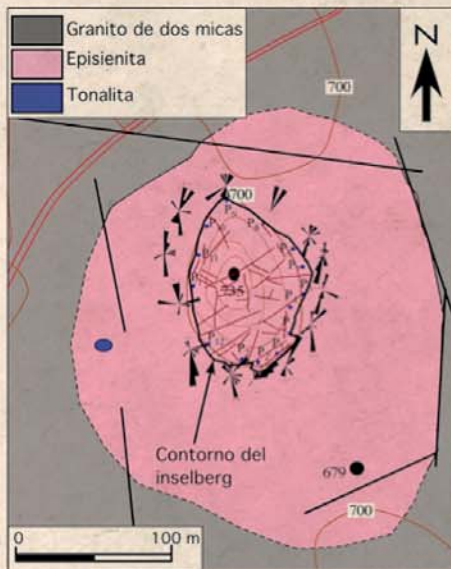


Fig. 6. Mapa geológico, contorno del inselberg y dirección de diaclasas de los alrededores de Peñagorda (López-Moro y López-Plaza, 2005).

Fig. 7. Corte topográfico de dirección E-O de los alrededores de La Peña (López-Plaza et al., 2005).



El relieve

Durante el encajamiento de la red fluvial se produce el relieve residual de Peñagorda; su punto de altitud máxima es de 735 m y coincide con la de otros relieves residuales situados hacia el Este, sugiriendo que el arrasamiento previo, desarrollado durante el Plioceno-Pleistoceno, se habría estabilizado a esa altitud (Fig. 7).

El modelado final

Los tafoni o huecos desarrollados sobre las paredes de La Peña constituyen la forma más representativa del modelado erosivo último, aunque probablemente su formación se iniciara por la interacción con el suelo (Twidale, 1982).

Resumen de una historia compleja

Episodio o ciclo	Litología	Estructuras
Plutonismo Varisco del Carbonífero (310-320 Ma)	Granito porfídico, pegmatitas y aptitas	Orientaciones por flujo y deformación, capas magmáticas, diques...
Tardi-varisco (300-250 Ma)	Epsienita y venas de cuarzo	Disolución de minerales secundarios
Ciclo alpino (indeterminado)	Filonos de cuarzo	Fallas y diaclasas
Plioceno-Pleistoceno		Arrasamiento o peneplanización
Ciclo erosivo final		Inselberg, tafoni...

Conclusiones sobre la formación del inselberg (López-Moro y López-Plaza, 2005)

- La roca episenítica en sí misma no es la causa ya que aflora también fuera del inselberg.
- Las fracturas y diques, que delimitan, en gran parte, las paredes del inselberg, pudieron haber “ralentizado” el proceso erosivo, al blindar el cuerpo residual episenítico.

(Edades basadas en López-Plaza y López-Moro, 2011; Tornos et al., 2000)



Parada 3. El balcón del Fraile

Esta parada presenta dos zonas de interés: la primera está junto a la central eléctrica situada en frente del área recreativa, donde podemos apreciar diferentes sistemas de diaclasado, fracturas relacionadas con procesos compresivos y estructuras de descamación por descompresión (Fig. 8).

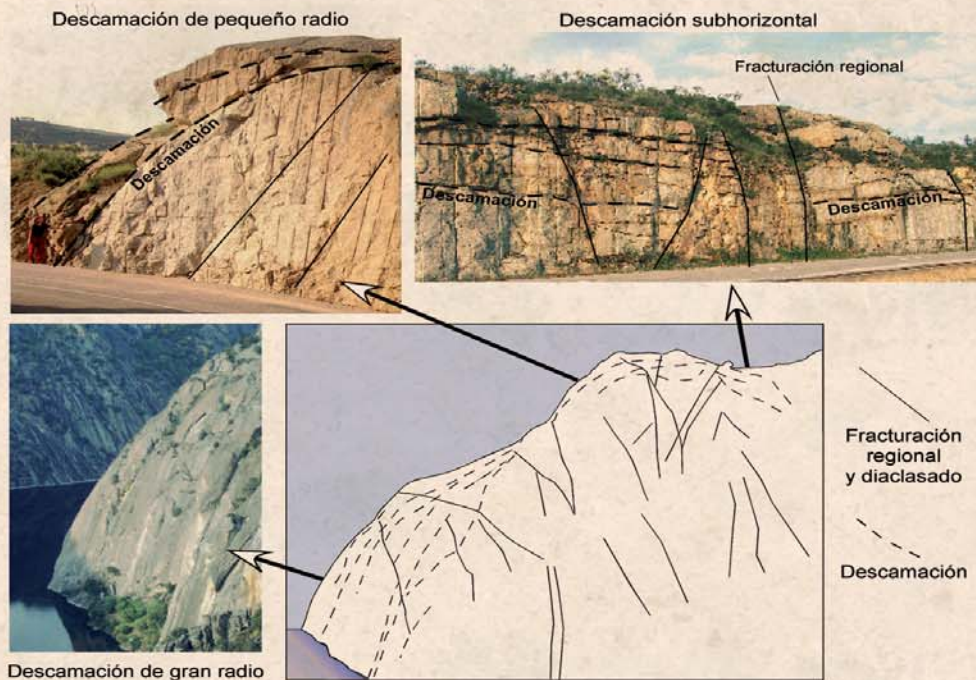


Fig. 8. Evolución de la descamación en las formas en inselberg de Aldeadávila.

El segundo punto de interés está localizado en el mirador del Fraile, donde podemos observar dos aspectos geomorfológicos notorios: 1) el cañón fluvial del Duero por la incisión del río al intentar llegar al perfil longitudinal de equilibrio condicionado por el nivel de base del río en su desembocadura en el Océano Atlántico (Oporto) y 2) el modelado granítico en sus diferentes formas: domos campaniformes, berrocales..., generando lajas de descamación a favor de las diaclasas y fracturas, así como formas muy redondeadas, piedras caballerías, etc.

La cuenca del Duero, como comentamos en el contexto geológico, actuó como una cuenca sedimentaria endorreica rodeada por grandes relieves montañosos generados durante las orogenias Varisca y Alpina, que se fue rellenando durante el Cenozoico por materiales detríticos procedentes de estos relieves y materiales carbonatados y evaporíticos derivados del carácter endorreico de la cuenca. El final de la etapa de sedimentación endorreica culmina con una formación carbonatada (Calizas del Páramo) de edad Mioceno medio-superior. Todo el relleno de la cuenca tiene una estructura fundamentalmente horizontal, sin embargo, la configuración geomorfológica actual se debe a la apertura de la cuenca durante el Mioceno. La cuenca se hace exorreica cuando la red fluvial encuentra una salida hacia el Atlántico y comienza el encajamiento de los ríos con el consiguiente desarrollo de Las Arribes del Duero. En consecuencia, Las Arribes del Duero se forman en la etapa exorreica en la cual la red fluvial alcanza el nivel de base atlántico y comienza su encajamiento con el consiguiente desarrollo de todo un conjunto de procesos, de entre los cuales los erosivos van a ser los más importantes. Es especialmente notorio la diferencia de cota entre ambos niveles de base;

se puede estimar una altura de cerca de 900 m para la etapa endorreica al final del Mioceno (páramos de Valladolid) y 0 m sobre el nivel del mar para la etapa exorreica (actual nivel de base en Oporto). La incisión total en el basamento Varisco o Ibérico que limita occidentalmente a la cuenca del Duero (Arribes del Duero) es de unos 600-700 m con tasas de incisión de 2 o 3 mm/año (Fig. 9) (Antón et al., 2012).

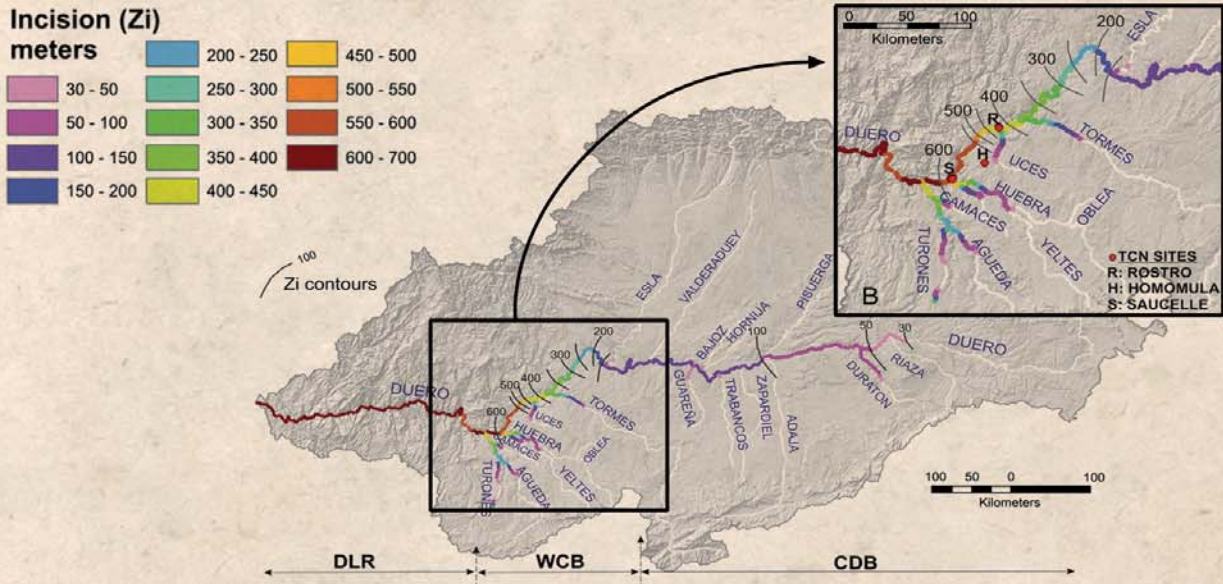


Fig 9. Grado de incisión del río Duero, sobre todo a su paso por las Arribes (Antón, 2012).

La presa de Aldeadávila, construida entre los años 1958 y 1965, constituye la obra de ingeniería hidroeléctrica más importante de España por potencia instalada y producción de electricidad. La presa es de tipo arco gravedad con una altura de 139,50 m, una longitud de coronación de 250 m y un volumen total de 848.000 m³. Dispone de un aliviadero de superficie con ocho compuertas de segmento de 14,00 metros por 8,30 metros. Además, posee un túnel aliviadero con dos compuertas tipo segmento de 12,50 m x 9,70 m. El nivel máximo de la lámina de agua es de 327,83 msnm y la cota de desagüe es de 190 msnm. Los principales condicionantes del proyecto y de la construcción fueron: a) el condicionante topográfico debido a lo angosto de la cerrada, con paredes casi verticales y accesos muy complicados, y b) el condicionante geológico debido a la fuerte fracturación del macizo granítico y a la existencia de una zona descomprimida de gran espesor, que implicaba permeabilidades altas (Fig. 10).

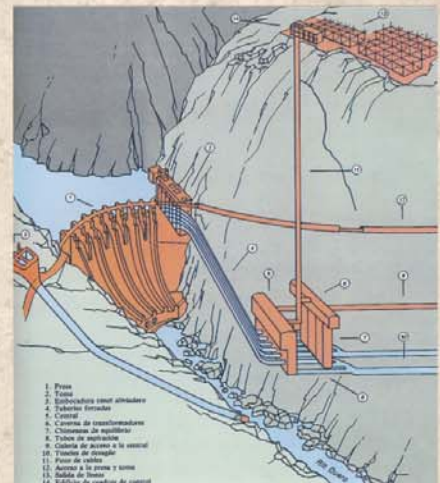


Fig. 10. Arriba: control simplificado de la red fluvial: las direcciones al NO (color verde) bajo control varisco (grandes estructuras de deformación) y las direcciones al NE controladas por las fallas alpinas (color azul).

Abajo: Esquema de la Presa de Aldeadávila.

Parada 4. Mirador de Saucelle

En esta parada se aprecia en el margen derecho del río Duero/Douro el sinclinal colgado de las cuarcitas ordovícicas, similar al que encontramos en los mismos materiales geológicos de la Peña de Francia. Se observan cambios de pendientes existentes en la ladera debido a las diferentes fases de coluviones y su descalce por el propio río. Los viñedos se ubican en las zonas de derrubios de menor pendiente cercanos al cauce fluvial.

Los viñedos en las Arribes del Duero, tanto en la vertiente española como en la vertiente portuguesa, podemos encontrarlos en suelos desarrollados en cualquiera de las litologías presentes en la zona. Sin embargo, existe una mayor concentración de viñedos en los suelos desarrollados sobre rocas metamórficas (pizarras, esquistos y gneises) que en los desarrollados sobre rocas ígneas (granitos).

Desde un punto de vista topográfico, las zonas de viñedos comienzan donde la pendiente de la penillanura empieza a descender hacia los valles de los ríos. Típicamente las zonas de viñedos se sitúan en laderas con pendientes entre el 10 y 30%, en altitudes que generalmente oscilan entre los 650 y 750 m sobre el nivel del mar. En las zonas de mayor pendiente ha sido necesario construir bancales con objeto de retener y evitar la erosión de los suelos. Las zonas de plantación también están determinadas por las características climáticas ya que, aunque los Arribes del Duero, en general, presentan un clima de características mediterráneas con influencia atlántica, se pueden diferenciar dos zonas: por un lado, la correspondiente a los valles de los ríos, con un clima suave y atenuado y, por otro, la penillanura, con temperaturas más rigurosas y precipitaciones más continentales. La precipitación media anual en los valles es de 600-700 mm/año frente a 400-500 mm/año en la penillanura.

En general, los suelos desarrollados sobre todas las litologías dominantes en la zona van a ser suelos ácidos, pobres en carbonatos y contenido muy escaso en materia orgánica. Los suelos desarrollados sobre rocas graníticas desarrollan textura arenosa, su profundidad es variable, aunque generalmente inferior a 50 cm, y con frecuentes afloramientos de la roca granítica. Estas características, junto a la pendiente, hacen que sean suelos que drenan bien. Los suelos desarrollados sobre ortogneises, al tratarse de rocas graníticas metamorfizadas, van a ser muy similares a los suelos desarrollados sobre rocas graníticas.



Los suelos desarrollados sobre esquistos y pizarras son de profundidad muy variable, generalmente algo mayor que los desarrollados sobre rocas graníticas, debido a que se meteorizan más fácilmente. Van a ser suelos muy micáceos, con fragmentos de roca planares y en los que predomina el tamaño arena. Esto hace que drenen bien, si bien la textura foliada y composición micácea hace que retengan mejor la humedad.

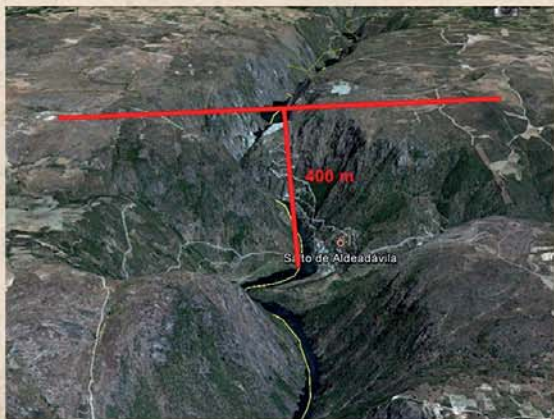


Viñedos sobre rocas metamórficas (esquistos)



Viñedos sobre rocas ígneas (granitos)

También podemos observar el encajamiento del río Duero, que presenta menor encajamiento o morfología de cañón (incisión en materiales no graníticos) y la sinuosidad (formas cóncavas y convexas del trazado fluvial) y erosión aerolar (en la horizontal) más importante que en tramos anteriores (erosión lineal), generando meandros abandonados como el que se aprecia en el poblado de Saucelle.



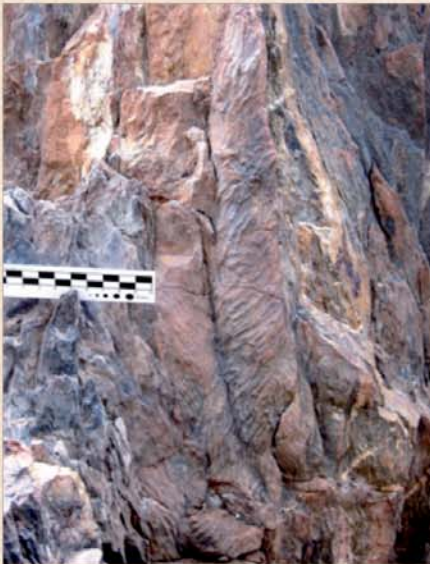
Parada 5. Mirador Penedo Durão

En esta parada reconoceremos estructuras orgánicas *in situ* denominadas *Cruziana*, que fueron realizadas por Trilobites al desplazarse sobre o por el interior de un fondo marino, poco profundo, arenoso y gélido, hace unos 480 millones de años.

Penedo Durão, situado al Suroeste de Freixo de Espada à Cinta (Portugal) es un escarpe cuarcítico (originariamente eran arenas, que han sufrido un intenso metamorfismo que las ha transformado en cuar-citas), de unos doscientos metros de espesor que geológicamente pertenece a la Formación Marao (Sá, 2005), de Edad Ordovícico inferior (480 m.a.). Por debajo de estos materiales y hasta el río Duero, los materiales antiguos que se ven (de unos 300 m de espesor) son más pizarrosos (limos y arcillas en origen, que han sufrido también un amplio metamorfismo), agrupados en la Formación Desejosa (Sousa, 1982), datados como Cámbrico inferior, unos 520 millones de años (Sá et al. 2005). Así pues, el desnivel que existe entre la parte más alta de Penedo Durão y el río Duero, visible desde la Parada 4, es de unos 500 m. Otros materiales mucho más recientes, del Pleistoceno, se acumulan también formando variados depósitos de ladera.



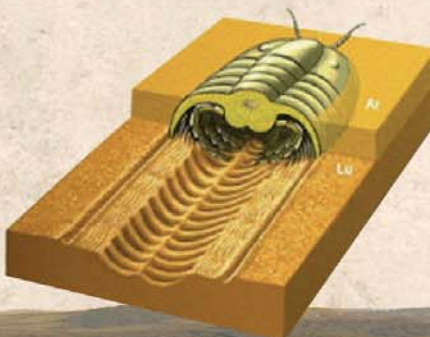
Cruziana en el mirador de Penedo



El contacto entre los materiales del Cámbrico Inferior y el Ordovícico Superior, forma una discordancia angular, ya que faltan aproximadamente 40 millones de años de registro y, además, los estratos del Cámbrico y del Ordovícico no son concordantes. Aunque en la zona de la parada no es visible, sí lo es a pocos km al NE de Freixo, (no accesible en coche) en el paraje denominado Cabeço de Urca, donde Sá et, al. (2005) indican que se trata del mejor afloramiento en Portugal de la discordancia Cámbrico-Ordovícico.

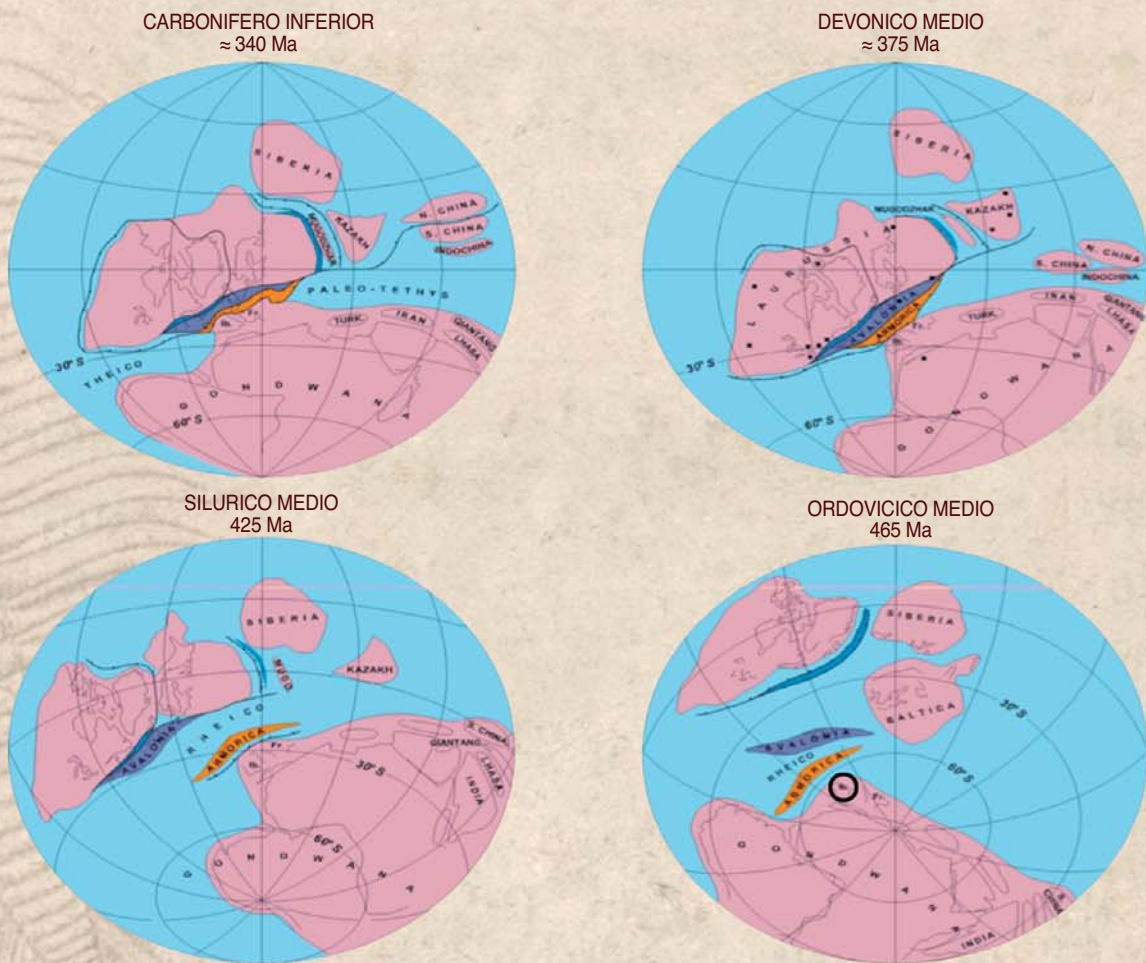
Junto al mirador, detrás de la estatua de la virgen María, se observan pequeñas capas de cuarcita que alternan con otras de limolitas y pizarras, suavemente deformadas, que forman numerosos pliegues de pequeña escala, y entre las que pueden observarse varias Cruzianas, que son las marcas (icnofósiles) de la actividad del desplazamiento y excavación que realizaron Trilobites (los artrópodos dominantes durante todo el Paleozoico, que se extinguieron al final del Pérmico, hace 252 m.a., en la extinción masiva más importante que ha afectado al planeta, que hizo desaparecer más del 90% de los organismos marinos, y el 70% de los terrestres). Estas pistas, cuya morfología podemos imaginar si desplazamos dos dedos de la mano unidos, por encima de arena, es de morfología bilobulada, y suele presentar una estriación típica, que indica el sentido del desplazamiento del animal.

Esquema trazado de pistas de Trilobites

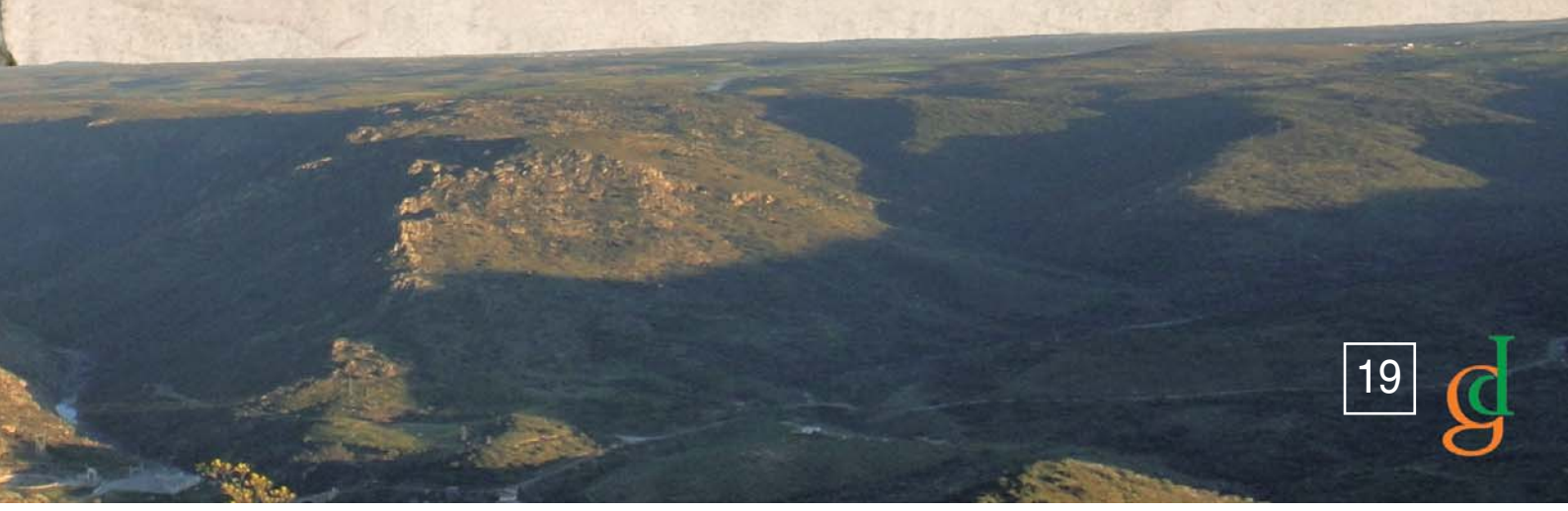


En sedimentos de la misma edad en Salamanca (sierra de Francia), es muy común encontrar trozos de cuarcita con estas mismas pistas, algunas de las cuales llegan a formar un auténtico museo al aire libre (como en el espectacular caso del pueblo de Monsagro, que se visitó en el Geolodía-14, Parada 4, y en donde recientemente se ha inaugurado una georuta que valora estas estructuras). Desde el punto de vista paleontológico, estas pistas adquieren mucho más valor cuando forman parte de los estratos, estando *in situ*, como se aprecia en esta parada, ya que se puede observar y cuantificar la diversidad de morfologías y tamaños, y establecer características de cómo eran los ambientes en donde vivieron los Trilobites que las originaron.

Es muy interesante tener en cuenta que hace 480 m.a., la zona que se visita formaba parte de un ambiente marino poco profundo, con un fondo arenoso, en el Hemisferio Sur, muy cercano al Polo Sur (la Tectónica de Placas tiene la culpa de los cambios de Hemisferio y de la distribución de los continentes que ha habido a lo largo de los tiempos geológicos). En esas zonas gélidas había Trilobites tratando de alimentarse, que produjeron las pistas que ahora se observan.



Esquema evolutivo de la tectónica de placas entre el Ordovícico y el Carbonífero (Vera, 2004)



ESCALA DEL TIEMPO GEOLÓGICO						
EÓN	ERA	PERIODO	ÉPOCA	EDAD	M.a.	
FANEROZOICO	CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		0.01	
			PLEISTOCENO	Gelasense	1.8	
				Piacencense	2.6	
			PLIOCENO	Zanclense	3.6	
		Messinense		5.3		
		Tortonense		7.2		
		TERCIARIO	NEÓGENO	MIOCENO	Serravallense	11.6
					Lanquienense	13.8
					Burdigaliense	16.0
				OLIGOCENO	Aquitaniense	20.4
					Chattienense	23.0
					Rupeliense	28.1
		PALEÓGENO	EOCENO	PALEOCENO	Priabonense	33.9
					Bartonense	38.0
	Luteciense				41.3	
	MIOCENO			Ypresiense	47.8	
				Thanetiense	56.0	
				Selandiense	59.2	
	MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR	Danliense	61.6	
				Mastrichtiense	66.0	
				Campaniense	72.1	
				Santonense	83.6	
				Coniaciense	86.3	
			INFERIOR	Turonense	89.8	
				Cenomaniense	93.9	
				Albiense	100.5	
				Aptiense	113.0	
				Barremiense	125.0	
		JURÁSICO	SUPERIOR	Hauteriviense	129.4	
Valanginiense				132.9		
Berriasiense				139.8		
MEDIO			Tithonico	145.0		
			Kimmeridgiense	152.1		
INFERIOR	Oxfordiense	157.3				
	Calloviense	163.5				
	Bathoniense	166.1				
TRIÁSICO	SUPERIOR	Bajocense	168.3			
		Aalenense	170.3			
		Toarciense	174.1			
MEDIO	Pliensbachiense	182.7				
	Sinemuriense	190.8				
	Hettangiense	199.3				
INFERIOR	Retiense	201.3				
	Noriense	206.5				
	Cariniense	228.0				
PALEOZOICO	PERMIANO	Ladiniense	235.0			
		Anisiense	242.0			
		Olenekiense	247.2			
CARBONIFERO	DEVÓNICO	Indusiense	251.2			
			252.2			
			299.0			
ORDOVÍCICO	SILÚRICO		-299.0			
			-350.0			
			-419.2			
CAMBRICO	PROTEROZOICO		-443.4			
			-485.4			
			541			
	ARCAICO		2500			
	HÁDICO		4000			
	Formación de la Tierra		4600			

NOTAS



MONITORES

Antonio Martínez-Graña
 J. Ángel González Delgado
 Mariano Yenes Ortega
 Miguel López Plaza
 José Luis Goy
 Gaspar Alonso Gavilán
 Gabriel Santos Delgado
 Begoña Fernández Macarro
 F. Javier López Moro
 Jerónimo Jablonski
 Mikel Echevarría Astorquiza
 Ester Lobo Prieto

D.L. S 179-2015

COORDINAN:



ORGANIZAN:



FINANCIAN:



Financiado por la Fundación Española para la Ciencia y la Tecnología-Ministerio de Economía y Competitividad