INVENTARIO DE LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Silxe

PROXECTO DE INTERESE XEOLÓXICO DO CANÓN DO SIL

MARCO GEOLÓGICO

Los cuatro términos municipales estudiados se engloban, desde el punto de vista de la geología, en la Zona Centro Ibérica (ZCI) del Macizo Varisco Ibérico (Pérez-Estaún et al. 2004). A grandes rasgos, esta zona es el núcleo, ahora expuesto a la erosión, de una gran cordilleira montañosa formada hace entre 370 y 290 millones de años (m.a.), en el periodo Carbonífero, durante la orogenia Varisca (antes denominada Hercínica). Esta orogenia se originó por la colisión entre los antiguos continentes Laurrusia al norte y Gondwana al sur. Esta colisión provocó elevadas presiones y temperaturas debido a lo cual se encuentran rocas propias de metamorfismo muy intenso y abundantes instrusiones magmáticas, aunque que, en otras zonas del cinturón orogénico, las rocas sufrieron un metamorfismo de grado más bajo.

Todos los materiales existentes entre las dos placas de corteza continental (Laurrusia y Gondwana) en los comienzos del choque foron intensamente plegados.

Ya en 1945, Lotze diferenció en la ZCI diferentes subzonas: Zona Galaico Castelán y Zona Lusitano Alcudiense. Más tarde, se delimitaron tres zonas, la del Dominio del Ollo de Sapo, la del Dominio del Complexo Esquisto Grauváquico y la del Dominio Galicia tras os Montes.

En la zona de trabajo del proyecto SILXE, los materiales predominantes pertenecen al Dominio Ollo de Sapo y, sin embargo, unos pocos, al norte del término municipal de Nogueira de Ramuín y al sudeste del término municipal de Esgos corresponden al Dominio de Galicia tras os Montes.

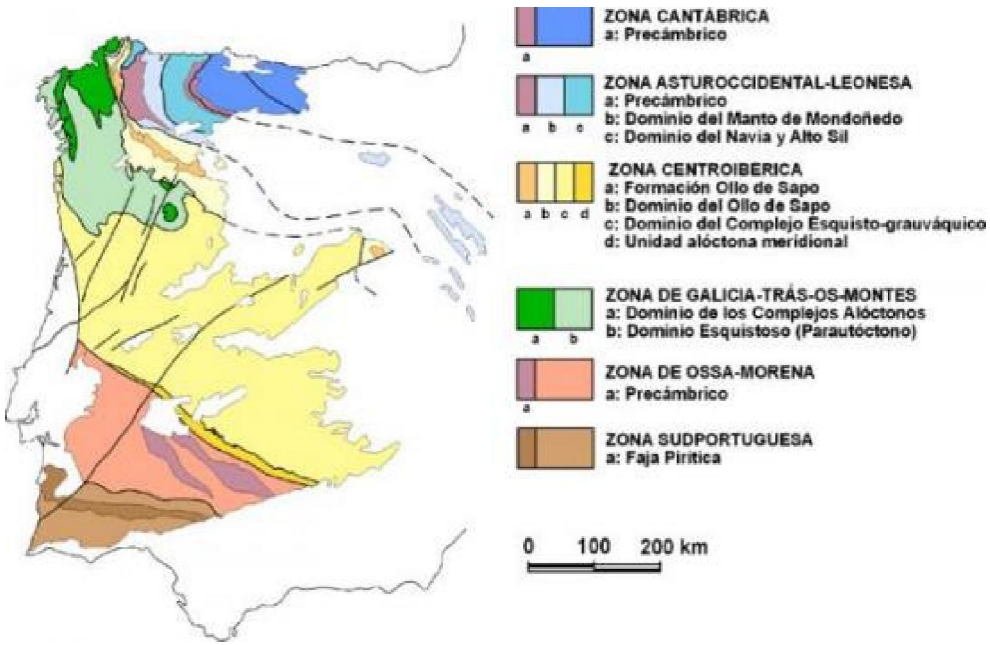


Figura 5: Dominios geológicos del Macizo Varisco Ibérico (Julivert *et al.*, 1975).

El dominio del Ollo de Sapo se caracteriza por la abundancia del neis glandular denominado Ollo de Sapo, de origen vulcanosedimentario y edad 485 m.a. (Ordovícico inferior). Dominan los materiales con alto grado de metamorfismo y abundantes intrusiones graníticas, tanto sincinemáticas como postcinemáticas respecto a la orogenia Varisca. Se trata de una zona en la que la

orogenia produjo un importante engrosamiento de la litosfera. Los bordes convergentes de placas, cuando el choque se produce entre dos cortezas continentales darán los mayores engrosamientos de la corteza (p.e. el choque entre las placas India y Euroasiática, aun hoy activo, ha formado la cordillera del Himalaya).

En el Dominio de Galicia tras os Montes, se diferencian los Complejos Ofiolíticos presentes en Ordes y Cabo Ortegal y un terreno alóctono denominado Complejo Esquistoso de Galicia Tras os Montes. Este último formado por fragmentos de litosfera continental que cabalgaron sobre el continente durante la orogenia Varisca. En la zona que estudia SILXE se trata de los grupos Nogueira y Santabaia, al norte de Nogueira de Ramuín y, novamente, el grupo Nogueira al sudeste de Esgos.

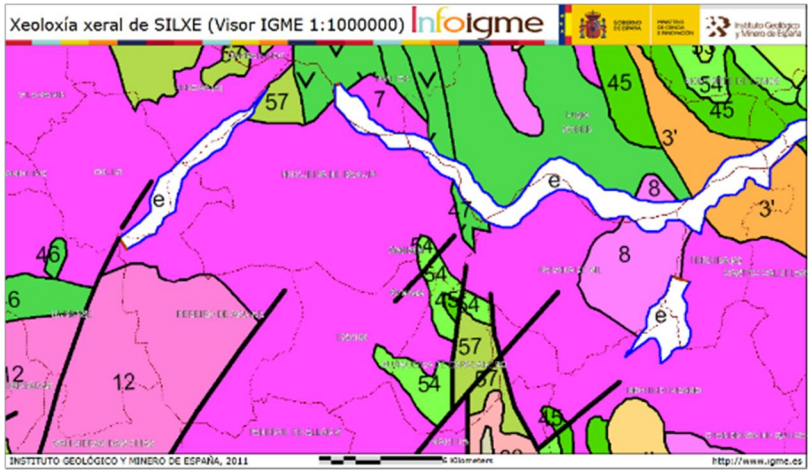


Figura 6: En el visor del IGME se aprecia, la dominancia de granitoides (colores rosas) y materiales del Ordovícico-Silúrico (verdes y ocres).

La estratigrafía de la zona estudiada, de muro (más antigüo) a techo (más reciente), se puede sintetizar comenzando por las metavulcanitas ácidas al Noroeste de Nogueira de Ramuín, junto a la confluencia del Miño y el Sil. Estas rocas tienen edades comprendidas entre los 495 e 491 m.a., perteneciendo al Cámbrico Superior.

Su origen son erupciones volcánicas ácidas (composición riolítica) en la plataforma continental del palecontinente Gondwana, que se fueron depositando intercaladas con arenas, limos y arcillas. Estos depósitos volcánicos y sedimentarios de un mar poco profundo (figura 7), con deformación debida a la orogenia Varisca han dado lugar a las metavulcanitas, esquistos y cuarcitas las cuales presentan marcada esquistosidad y llamativos colores debidos a las mineralizaciones de metales (normalmente en forma de sulfuros) propias de las rocas volcánicas, que se han oxidado.

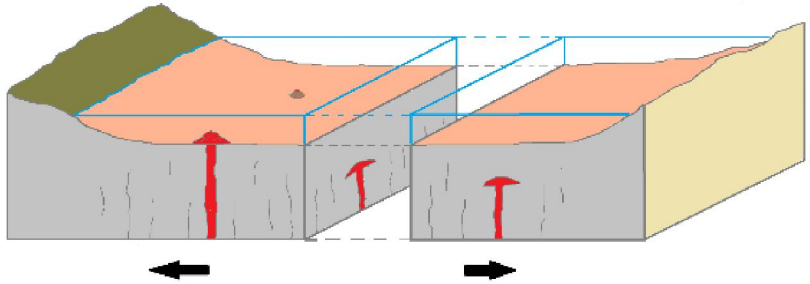


Figura 7. Modelo de bacía sedimentaria con vulcanismo ácido asociado semellante a que ten dado lugar ás metavulcanitas.

Por encima de estas metavulcanitas, en la columna estratigráfica, se encuentra la discordancia Toledánica, que separó los sucesos vulcano-sedimentarios del Cámbrico, de los del Ordovícico de hace 485 m.a.; esta discordancia non se puede recoñecer en este territorio, aunque que se tratada de una importante discordancia en el orógeno Varisco.

Por encima de esta discordancia se depositan nuevos materiales vulcanosedimentarios que darán lugar a los neises glandulares del Ollo de Sapo, nuevamente de composición ácida.

Foto 2. Fotografía del Ollo de Sapo en A Teixeira (Fonte: elaboración propia)

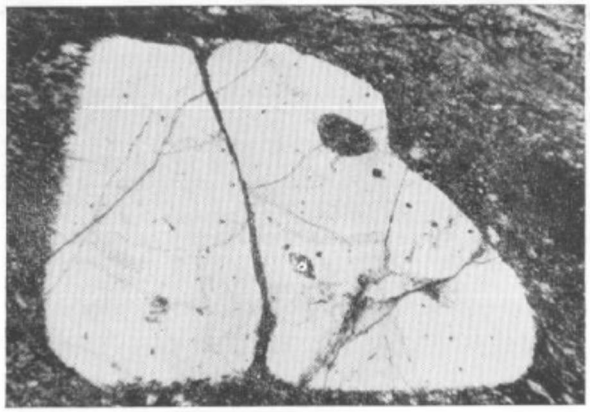


Foto 3. Cuarzo volcánico del Ollo de Sapo que informa de su origen volcánico (Fonte: Memoria de la hoja nº 188 del MAGNA)

El Ollo de Sapo es una roca, por lo general de color marrón claro, con un característico bandeado neísico y grandes profiroblastos de feldespato (foto 2) que, estudiada al microscopio muestra señales de su origen volcánico como los cuarzos globulares y corroídos de la foto 2. En muestra de mano, es frecuente observar también el color azulado de algunos cristales de cuarzo que informan de las elevadas presiones a las que ha estado sometida esta roca.

Además de la facies (variedad) de grano gureso (foto 1) existe unha facies de grano fino.

El Ollo de Sapo está presente en la esquina noreste del término municipal de Parada de Sil, y en la mitad norte del término de A Teixeira.

Subiendo en la columna estratigráfica se identifican las pizarras y cuarcitas de la formación Capas de los Montes (equivalente a la "Serie de los Cabos" presente en la Zona Cantábrica). Esta formación, con alternancia de pizarras y cuarcitas tiene origen sedimentario.

Sobre las "Capas de los Montes" aparece la formación "Cuarcita Armoricana" (definida en Armórica, en Francia) que, en esta zona se presenta como una cuarcita "sucia" de color marrón claro y con restos de minerales micáceos que informan de la presencia de una cuenca sedimentaria con variaciones que dieron lugar a cuarcitas más puras y otras con más minerales pelíticos.

En este área de estudio, no existe ningún otro registro conocido de sedimentos Paleozoidos, existiendo un salto de varios cientos de millones de años hasta llegar a los depósitos recientes que se encuentran, puntualmente, en la cuenca Terciaria del valle de Abeleda, en A Teixeira, en el valle del río Esgos y en otras cuencas cercanas como la de Maceda y Monforte de Lemos.

Como ya se ha comentado, en los materiales cámbrico-ordovícicos presentes en la zona no se han identificado fósiles y tampoco se distinguen estruturas sedimentarias, lo cual es debido a la profunda transformación metamórfica que sufrió esta región del planeta durante la orogenia Varisca de hace 300 m.a.

Aunque, como se ha comentado, no existen más materiales sedimentarios desde el Ordovícico inferior (aproximadamente 475 m.a., la más reciente datación isotópica de la Cuarcita Armoricana) hasta final del Terciario (entorno a los 3 m.a.), antes de estos depósitos recientes, cronológicamente, están presentes los abundantes granitoides variscos que intruyen durante el Carbonífero (350-299 m.a.), sobre todo en los últimos millones de años.

El engrosamiento de la corteza, generado por la colisión de las placas litosféricas de Laurrusia y Gondwana, junto con la presencia, en proximidad, de una pluma ascendiente de materiales del manto (la mesma que, millones de años atrás generó la mineralización de mercurio de las minas de Almadén) fundió los materiales de la roca encajante, haciendo aparecer en profundidad gran cantidad de magmas. Estos magmas, bajo una potente cadena montañosa, no tenían fácil ascender, de modo que solamente lo hicieron a través de fallas distensivas generadas gracias a que el choque de continentes, en esta región era muy oblícuo. Esto favoreció que algunos magmas ascendieran a velocidades más rápidas de lo habitual (se estima 1 metro/ano), enfriándose totalmente (cristalizando) y emplazándose, entorno a los 5 kilómetros de profundidad.

Acompañando a estos profusos granitoides, sin y post-cinemáticos, se formaron diferentes rocas filonianas como las aplitas, pegmatitas, pórfidos graníticos y venas y diques de cuarzo.

En el territorio que delimita SILXE todas las rocas magmáticas son composicionalmente granitos, excepto unha granodiorita que aflora al noreste de Parada de Sil, junto a la ribera del Sil. La granodiorita

es una roca de aspecto muy semejante al granito y de composición mineralógica similar, siendo la diferencia más notable la presencia de más proporción de calcio y sodio en los feldespatos (plagioclasas). Las granodioritas, por su composición, son algo más facilmente meteorizables que el granito, siendo esta diferencia la que da un relieve diferente en el canón do Sil. Así, donde el río se encajó sobre la granodiorita las pendientes son más suaves y se pueden distinguir cultivos y pequeños asentamientos, mientras que en el granito, las pendientes realmente abruptas (casi verticales) impiden casi cualquier expresión de la presencia del hombre (salvo algunos rincones de viña a los que sólo se puede acceder en barca, foto 4).

Foto 4. Vista de las escarpadas paredes de granito del Cañón del Sil. Se distingue un sorprendente cultivo de viña en un canchal activo (pedregal de origen periglaciar)

Durante el Pérmico (299 a 252 m.a.) en esta región del planeta hubo una gran cadena montañosa en la que los granitos y las más antiguas rocas metamórficas que se estudian en la zona (metavulcanitas, formación Ollo de Sapo, Capas de los Montes e formación Cuarcita Armoricana) formaban el núcleo más profundo.

Durante el Mesozoico (252 a 66 m.a.) cuando estos terrenos formaban parte del supercontinente Pangea, comienzan los procesos erosivos y de meteorización de esta cadena montañosa. La fuerte continentalización del clima de Pangea hace que las condiciones sean más extremas. La vegetación era escasa y las lluvias torrenciales, lo que permite unas tasas de erosión más elevadas. Se calcula que en menos de 100 m.a. la cadena montañosa se debió convertir en una penillanura en un continente que nuevamente se fragmentaba. Esto representa unas velocidades de erosión de unos 0.1 mm./año.

Hacia el final del Mesozoico, con temperaturas más cálidas y un relieve muy aplanado, adquieren predominancia los procesos de alteración química, ya que las augas permanecen más tiempo cubriendo los materiales, gracias a las reducidas pendentes. Por este motivo no existen sedimentos de este periodo.

En el Cenozoico (66 a 2,58 m.a.) África comienza a desplazarse hacia el norte, al tiempo que continúa la apertura del océano Atlántico y la apertura del Golfo de Vizcaya, que hace girar la Península Ibérica de modo que se "incrusta" en Europa, levantando la Cordillera Pirenaica.

Las fallas formadas durante el Varisco y la posterior distensión del Pérmico con la fuerte compresión que se produce en este periodo vuelven a sufrir movimientos (Paleoceno-Oligoceno, entre los 60 y 30 m.a.). Estos movimientos debidos a la compresión sobre planos muy verticales, durante la orogenia Alpina producen una lenta elevación de la penillanura de erosión mesozoica, sin apenas modificar su horizontalidad y dan lugar al relieve en teclas que caracteriza el paisaje actual de Galicia y de esta zona en particular.

Como resultado de estos movimientos alpinos, se producen dos situaciones diferentes. En algunos casos, ríos como el Sil, se van encajando en los bloques al tiempo que estos ascienden, generando los profundos cañones que hoy podemos observar. En otros casos, los bloques hundidos dan lugar a cuencas sedimentarias como las de Monforte de Lemos, Maceda y el valle de Abeleda, hacia las que se arrastran los materiales de alteración que podrían quedar en las llanuras mesozoicas.

Como ya se ha indicado, en la zona estudiada no existe apenas registro de sedimentos del Cenozoico. El valle de Abeleda, al noroeste del termo municipal de A Teixeira, está relleno de materiales coluviales del fin del Terciario y del Cuaternario. En el centro del término municipal de A Teixeira, hay también pequeñas cuencas rellenas de materiales aluviales del Holoceno (actualidad).

La cuenca que se localiza al sur y oeste del núcleo de Esgos está rellena de materiales aluviales del Cuaternario y, al sur del término municipal de Nogueira de Ramuín existen también algunos depósitos aluviales del mismo periodo geológico.

El relieve en teclas generado durante la orogenia Alpina, junto con los procesos erosivos posteriores dominados principalmente por la erosión fluvial, conforman el relieve y paisaje actuales. La edad de la red fluvial no se puede definir con exactitud; al río Sil se le otorga una edad entorno a los 70 m.a., muy anterior a la última orogenia (Alpina), motivo por el cual se considera que, probablemente, sea uno de los ríos más antiguos de la Península Ibérica. Esto le ha permitido escavar el profundo cañón de entre 500 y 600 metros que conocemos hoy en dia.

Cabe destacar que el trazado del cañón del Sil, como ya se ha indicado, no se ha visto influido por las cuencas alpinas de Monforte y de Maceda, ya que su encajamiento se inició antes de que éstas empezaran a formarse debido al descenso lento de algunas teclas.

Para el resto de la red fluvial, solamente es posible afirmar que es anterior a la orogenia Alpina ya que no sigue, en general, las direcciones predominantes de esta, sino que, en términos generales, sigue las direcciones predominantes de la orogenia Varisca.

Por otra parte, también es necesario destacar la presencia de interesantes y llamativas formas de erosión en los macizos graníticos, sobre todo en los términos municipales de Esgos y Nogueira de Ramuín, donde encontramos grandes bolos, piedras en equilibrio, macro-setas, acanaladuras, tafone, montes isla, y otras formas que

se producen bajo diferentes condiciones de esfuerzo y exposición a los meteoros.

BIBLIOGRAFÍA

→ Anguita Virella, F y Moreno Serrano, F. 1993: Procesos Geológicos Externos y Geología Ambiental. Editorial Rueda, 331 p.

→ Anguita Virella, F y Moreno Serrano, F. 1993: Procesos Geológicos Internos. Editorial Rueda, 232 p.

→ Bielza de Ory, V. 1989: Territorio y Sociedad en España I. Editorial Taurus. 441 p.

→ Caravilla, L. y Palacio, J. (2010): Geosites: aportación española al patrimonio geológico mundial. Instituto Geológico y Minero de España. 231 p.

→ Foucault, A y Raoult, J.-F. 1985: Diccionario de Geología. Editorial Masson, Barcelona, 316 p.

→ García-Cortés, A (Editor principal). 2008: Contextos Geológicos Españoles. Instituto Geológico y minero de España. 235 p

→ Higueras, P y Oyarzun, R. 2014: Yacimientos Minerales. Manual de recursos minerales. http://www.uclm.es/users/higueras/yymm/marconuevo.htm

→ Hurlbut, C.S. JR y Klein, C. 1985: Manual de Mineralogía de Dana. Editorial Reverté. 564 p

→ Martínez de Azagra, A y Navarro Hevia, J. 2007: Hidrología Forestal. El Ciclo Hidrológico. Universidad de Valladolid. 286 p.

→ Martínez Catalán, J. R. y otros. 2010: Geología del Complejo de Cabo Ortegal y de las Unidades relacionadas del Basamento de Galicia. Concello de Cariño. 133 p

→ Meléndez Hevia, I. 2004: Geología de España, una historia de seiscientos millones de años. Editorial Rueda, 277 p.

→ Nuche del Ribeiro, R (editor) 2004: Patrimonio Geológico de Galicia. Edita ENRESA. 459 p.

→ Rodrigo, A. 2014: La edad de la Tierra. Los libros de la Catarata. 119 p.

→ Rodríguez, R (coordinador). 2010: Parque Nacional de Los Picos de Europa. Guía Geológica. Adrados Ediciones. 337 p.

→ Ruiz Pérez, M y Menéndez Suárez, C (supervisores) 1991: La Minería de Galicia. Xunta de Galicia. 403 p.

→ Souto Figuerola, M. G. 2013: Ourense, unha Provincia singular, enigmática e sorprendente. Deputación provincial de Ourense. 300 p.

→ Strahler, Arthur N., 1986: Geografía Física. Ediciones Omega. 767 p.

→ Vera, J. A. (editor) 2004: Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 890 p.

→ Vidal Romaní, J.R. y Rowland Twidale, C. 1998. Formas y Paisajes Graníticos. Servicio de Publicaciones Universidade da Coruña. 411 p.

INVENTARIO DE LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

NOGUEIRA DE RAMUÍN

Id.	Denominación
1.1	Penedos do Castro.
1.2	Formación Cuarcita Armoricana
1.3	Parque granítico da Moura
1.4	Rocas volcánicas y sedimentarias en Os Peares.

FICHA 1.1. PENEDOS DO CASTRO

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Nogueira de Ramuín. Penas do Castro.

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 607587; Y = 4696683
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,6924°; Latitud: 42,4150°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

A pie desde Santo Estevo: se accede por un sendero marcado que forma parte del Camino Natural de la Ribeira Sacra (1500 metros). Es una subida de fuerte pendiente.

A pie desde la carretera OU-0508 (Luintra a Parada de Sil): desde la carretera se inicia un camino que arranca hacia el Norte, de 500 metros, frente a la población de Pombar (a 3,5 kilómetros de Luintra).

Figura 1. Sendero hasta los Penedos do Castro desde la OU-0508 (trazo rojo).

MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año. Mejor primavera y otoño.

INTERÉS:

Geomorfológico (vistas panorámicas y alteración del granito).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

El orógeno Varisco Ibérico.

Red fluvial, rañas y relieves apalachianos del Macizo Ibérico.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

Los Penedos do Castro constituye un monte isla (foto 1) formado por materiales graníticos. Esta formación se genera cuando la erosión deja relieves residuales al actuar materiales de mayor dureza.

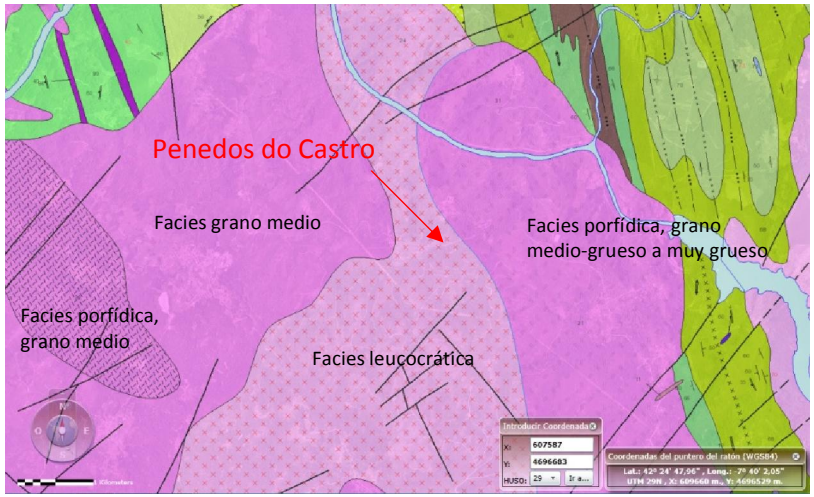


Figura 2. Mapa geológico en el que se observan con tramas rosa las facies graníticas.

En la cima del afloramiento rocoso podemos observar canales de disolución en los bolos de granito (foto 2). Estos canales se forman por disgregación selectiva de granos de la roca debido a la escorrentía de las aguas de lluvia.

Desde este punto podemos observar en el paisaje, sobre el monasterio de Santo Estevo (foto 3), varias superficies planas a diferentes alturas. Estas se formaron por alteración de los materiales preexistentes durante la era Mesozoica (hace unos 200 millones de años). La orogenia Alpina, hace unos 50 millones de años, rompió la superficie original en bloques, de los cuales unos ascendieron y otros descendieron, por eso ahora los vemos a diferentes alturas.

El río Sil es, probablemente, uno de los más antiguos de la Península Ibérica, con unos 70 millones de años de antigüedad. Su encajamiento se inició antes de la orogenia Alpina y continuó a medida que los bloques se elevaban lentamente, en lugar de desviarse a los bloques que descendieron. Así, ha formado un cañón que llega a los 600 metros de profundidad. En algunas zonas se percibe la misma altura en un margen del Sil que en otro, ya que es el mismo bloque formado en la orogenia Alpina horadado en su centro por el río. El río Sil no discurre por las cuencas terciarias de Monforte o Maceda, ya que cuando se formaron esas cuencas, hacía millones de años que existía el Sil, y ya estaba horadando su cañón, sin posibilidad de fluir hacia aquellas.

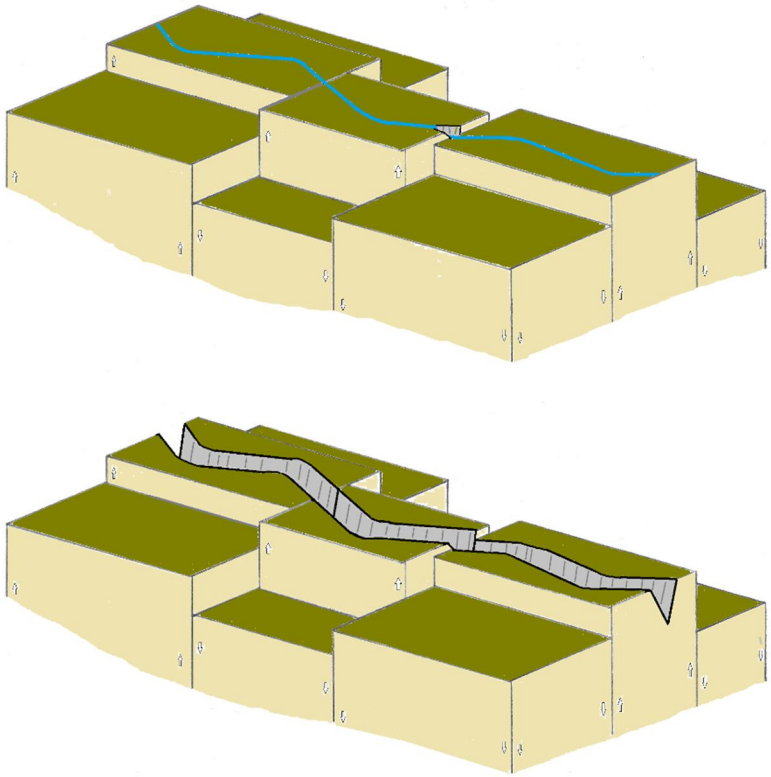


Figura 3. Modelo del encajamiento del río Sil durante el movimiento de bloques de la Orogenia Alpina.

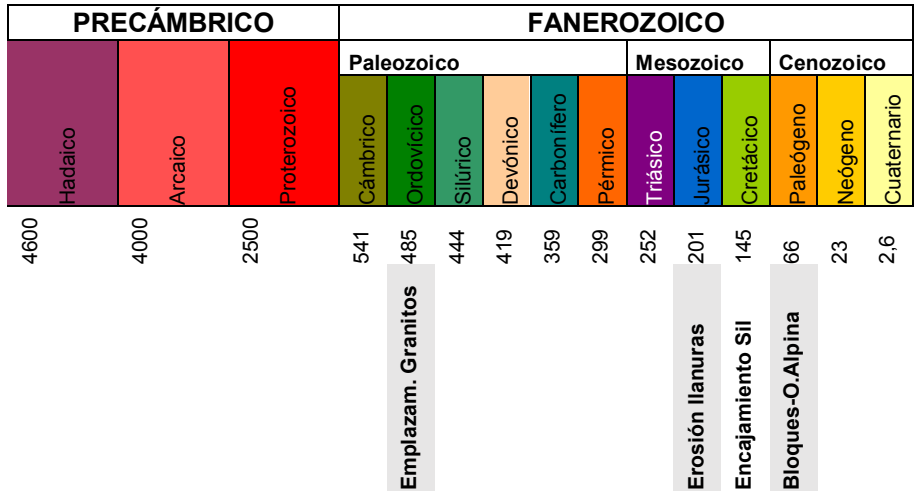
REPORTAJE FOTOGRÁFICO

Foto 1. Vista del monte isla denominado Penedos do Castro

Foto 2. Bolo granítico con acanaladuras

Foto 3. Vista de Santo Estevo y el cañon del Sil desde Penedos do Castro

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



OTROS VALORES DE LA ZONA:

Este LIG se encuentra en la Zona de Especial Conservación del Espacio Protegido “Cañón del Sil” (ES1120014) de la Red Natura 2000.

También se sitúa a 1500 m del Monasterio de Santo Estevo Ribas de Sil, actualmente Parador de Turismo.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 188 Nogueira de Ramuín.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

Memoria del Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental. IGME, Ángel Martín Serrano (editor). Madrid 2005.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

TURGALICIA. MONASTERIO DE SAN ESTEBAN RIBAS DE SIL
http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=5216

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA:
http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

PARADOR DE TURISMO DE SAN ESTEBAN:
http://www.parador.es/es/paradores/parador-de-santo-estevo

FICHA 1.2. FORMACIÓN CUARCITA ARMORICANA

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Nogueira de Ramuín. Bajada al catamarán.

Coordenadas:

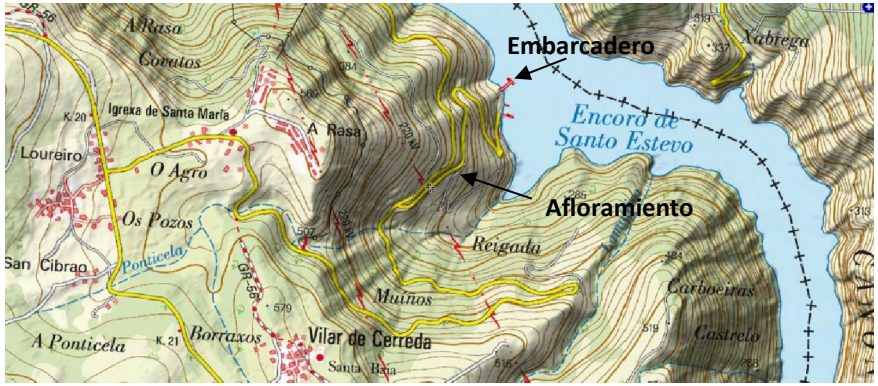
Métricas (UTM)	X = 611430; Y = 4695677
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,6459°; Latitud: 42,4054°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

Carretera privada de Loureiro a la presa de San Esteban, unos 250 m después de pasar el desvío para el muelle del catamarán turístico, a 4 km de la localidad de Loureiro.

En la zona no se puede parar con seguridad, pero 200 m al Sur existe una explanada (junto al desvío para el muelle del catamarán) en la cual pueden aparcar varios turismos y un autobús.



MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año.

INTERÉS:

Petrográfico (cuarcitas, dique de granito y boudines de cuarzo de exudación).

Tectónico (flanco de sinclinal y pliegues subverticales en la Cuarcita Armoricana).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico.

Sucesiones estratigráficas del Paleozoico inferior.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

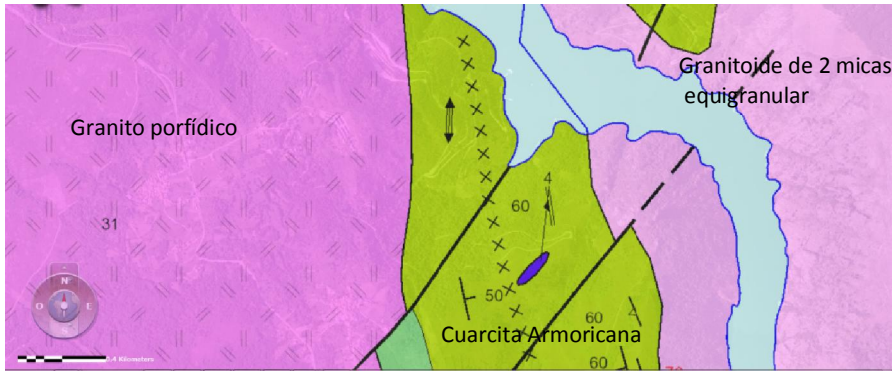
Los boudines de cuarzo que destacan se encuentran en la formación Cuarcita Armoricana, de edad Ordovícico Inferior (entre 477 y 475 m.a.). Son nódulos esferoidales de todos los tamaños de cuarzo blanco, traslucido u oscuro que hay en la roca marrón, intercalados en la foliación de la roca (foto 1).

Los boudines se forman por un proceso denominado exudación. Tras la formación de la cuarcita, debido a cambios de presión y temperatura, se produjo un exceso de agua y de sílice, que permitió a la sílice migrar, disuelta en el agua, hasta depositarse en planos de debilidad de la roca. Por este motivo los boudines nunca cortan a la cuarcita, porque se forman en sus planos de debilidad.

También en este afloramiento se observan venas de granito, de espesor entre 30 centímetros y un metro intruidos a favor de la esquistosidad (foliación).

La cuarcita presenta una esquistosidad de dirección N175ºE, dirección predominante en las lineaciones de otras estructuras geológicas de la

zona, con buzamientos (inclinaciones del plano de esquistosidad) de entre 60º y 40º al Oeste (figura 1). Al intruir los granitos pliegan la esquistosidad previa de la cuarcita, generando unos pequeños pliegues en la cuarcita junto a ellos. El origen de estas venas de granito está en el granito que existe unos 500 metros al Este, al intruir este granito, posterior a la cuarcita, parte del fundido granítico entró a favor de fracturas y planos de debilidad de la cuarcita, cristalizando dentro de ella. Es de destacar que en varios puntos se observa claramente el contacto entre estas venas de granito y la cuarcita.



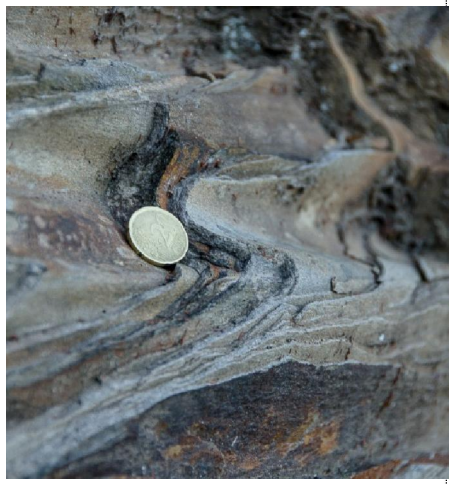
Esta cuarcita es muy impura (presenta bandas marrones en las que predominan los materiales pelíticos-arcillosos-). En principio debería ser una roca blanquecina, compacta y dura, originada por cementación con cuarzo de arenas de playas antiguas (foto 2). Pero hace 477-475 millones de años, en la zona de playas que generaron esta cuarcita, junto a la arena había limos y arcillas, que generaron una cuarcita marrón y con minerales de micas. La esquistosidad o lineaciones que observamos en la cuarcita es en realidad un bandeado tectónico. Es decir, después de formada la cuarcita fue sometida a grandes presiones y elevadas temperaturas durante la orogenia Varisca (el choque de dos grandes continentes hace unos 300 millones de años). Estas presiones y temperaturas generaron en la roca la esquistosidad que observamos por disolución de unos minerales y reorientación de otros.

Se puede observar el corte geológico en dos tramos de la carretera con orientaciones diferentes, observando así el mismo el mismo afloramiento desde dos vistas diferentes, una casi paralela a la esquistosidad (foto 1) y otra cortándola a 45° (fotos 2 y 3).

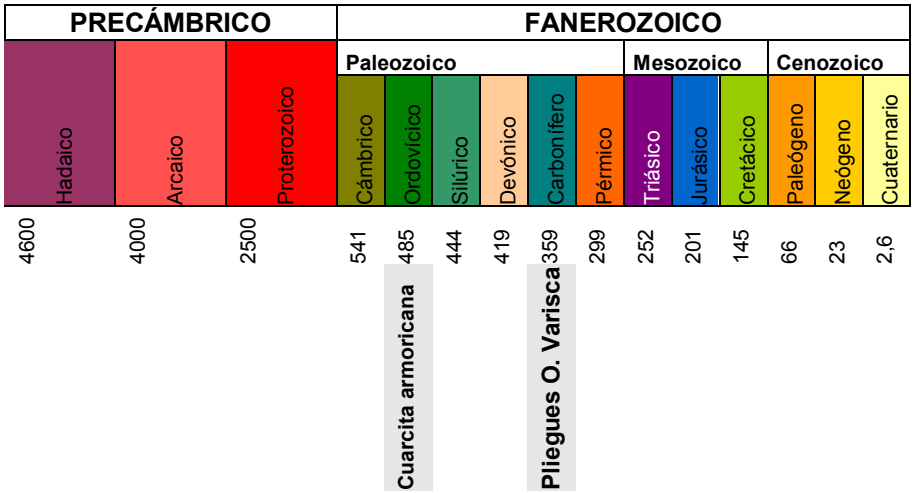
También se pueden observar pliegues menores (decimétricos), de eje subvertical que se corresponden etapa de la Orogenia Varisca en la que se produce el relajamiento (distensión) de la región sometida previamente a importantes presiones y temperaturas (foto 3).

Unos metros antes de llegar a este afloramiento, frente a la explanada que se abre a la derecha, se inicia una pista que conduce a una cantera. En el inicio de esa pista se observa una roca de color blanco; se trata de un dique de granito de 7 metros de potencia, asociado a la cristalización de los magmas que produjeron los granitos de la zona cercana. Este dique granítico modifica ligeramente la esquistosidad de la cuarcita en la que intruye y está muy alterado hacia el Norte (en lugar de una roca dura se observan arcillas blandas).

FICHA 1.2. FORMACIÓN CUARCITA ARMORICANA



COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



OTROS VALORES DE LA ZONA:

Este LIG se emplaza en la Zona de Especial Conservación del Espacio Protegido “Canón del Sil” (ES1120014) de la Red Natura 2000.

Presenta una elevada belleza escénica que lo convierte en un paisaje singular, donde los cambios cromáticos estacionales que produce la vegetación caducifolia natural y los viñedos aterrazados lo hacen un lugar concurrido en todas las épocas del año.

El paraje también permite observar el vuelo de aves rapaces y otra avifauna de interés.

Este LIG se encuentra a unos 1300 m. del embarcadero desde el que se inician las rutas de un catamarán turístico.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 188 Nogueira de Ramuín.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

FICHA 1.3. PARQUE GRANÍTICO DA MOURA

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Nogueira de Ramuín. Pena do Trigo.

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 605667; Y = 4698475
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,7154°; Latitud: 42,4314°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

En la carretera que une la localidad de Luíntra con la de los Peares por Cinseiro, se encuentra el parque arqueológico de las Mámoas de Cabanas o de Moura. Unos 500 metros después de pasar las mámoas se inicia una pista forestal a la derecha. Esta pista forma un recorrido circular de unos 3500 metros de longitud desde el que se observan muchas formas de alteración granítica muy llamativas.

Se puede dejar el coche en el camino, y proseguir a pié. La pista forestal que forma el recorrido sólo es transitable a pié, en bicicleta de montaña o en vehículo todo terreno. Si se quiere realizar el recorrido circular en los últimos 500 metros se ha de caminar por la carretera.

MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año.

INTERÉS:

Geomorfológico (formas del granito y vistas panorámicas).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

En todo el recorrido destacan formas muy llamativas en los afloramientos de granito.

El granito es una roca que, por lo general, se altera con mucha dificultad en este clima. El origen de estas formas comienza en profundidad, cuando el macizo rocoso se rompe a medida que se produce la descompresión y unos trozos producen cargas puntuales en otros. Donde se producen estas cargas el macizo rocoso queda debilitado (se producen microfisuras), y millones de años más tarde, cuando la roca está a punto de aflorar, procesos edáficos que generan mayor acidez en los suelos y, por tanto mejoran la capacidad de disolución del granito, comienzan la alteración por estos puntos de debilidad. Una vez los granitos, gracias a la erosión, afloran a la superficie, serán la lluvia, el hielo, los cambios de temperatura, etc. los principales agentes causantes de la erosión (meteorización).

Cada forma diferente es una variación del proceso general sufrido por el macizo granítico en profundidad o en la zona sub-edáfica. También influyen las pequeñas variaciones composicionales y texturales que pueda

tener la roca y la fracturación que haya sufrido durante la orogenia Alpina (hace 50 millones de años).

Las formas que se pueden observar se denominan:

- Bolos: afloramientos de una sola pieza redondeada.
- Rocas acastilladas: conjunto de bolos superpuestos.
- Tors: pequeños apilamientos de bolos de unos metros de altura.
- Macrosetas: afloramientos en forma de seta por mayor alteración de la roca en su parte inferior al estar esta parte mucho tiempo en condiciones subedáficas.
- Piedras caballeras: tor en los que quedan unos bolos sobre otros en situación de poca estabilidad.
- Bloques hendidos: bloque de piedra fisurado de arriba a abajo, pero cuyas partes permanecen en su posición original.
- Paraestratificación: estructura semejante a los estratos; en el granito este "tableado" se produce por movimientos en el macizo granítico cuando aún estaba fundida en torno al 10% de la roca.
- Pilancones: pequeñas depresiones como balsas de paredes verticales, generadas por las cargas puntuales sufridas por el bloque granítico. Al acumularse el agua de lluvia aumenta la posibilidad de que se amplíen, al continuar la alteración.
- Acanaladuras: pequeños regueros de profundidad centimétrica formados por disgregación selectiva de la roca bajo la acción del agua de lluvia.
- Agrietamientos poligonales: superficies planas con aspecto agrietado debido a recristalización de minerales en planos de fallas y/o diaclasas.
- Tafoni: huecos en caras verticales, generados por alteración actual en puntos que han sufrido cargas puntuales.

Desde varios puntos del recorrido se pueden observar, en el paisaje, varias superficies planas a diferentes alturas, debidas a alteración durante la era secundaria (hace unos 200 millones de años), de los materiales preexistentes. La orogenia Alpina hace unos 50 millones de años rompió la superficie original en bloques, de los cuales unos ascendieron y otros descendieron, por eso ahora se ven a diferentes alturas.

El río Sil, tiene una antigüedad de unos 70 millones de años, por lo que cuando se movieron los bloques ya estaba encajándose en el terreno. Según los bloques se levantaban fue formado un cañón de 600 m de profundidad en algunos puntos. En algunas zonas se percibe la misma altura a un margen del Sil que a otro, ya que era el mismo bloque roto en la orogenia Alpina horadado por el río.

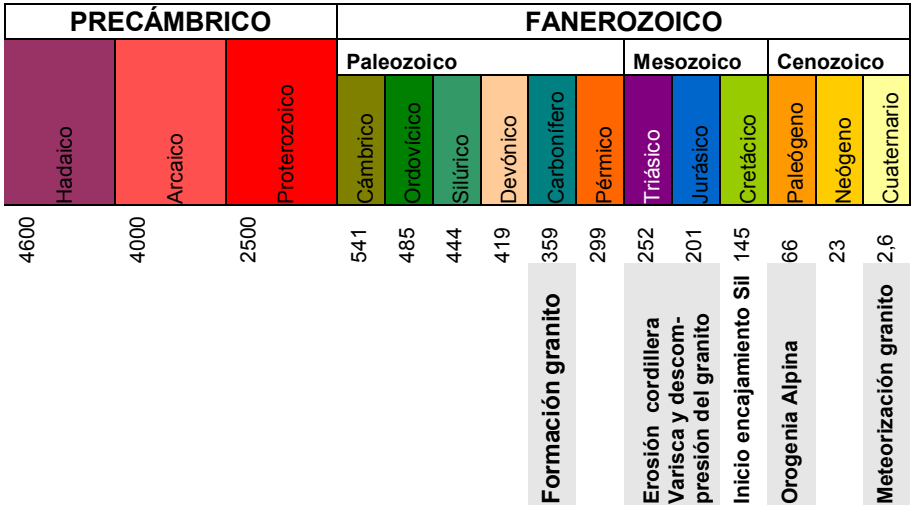
REPORTAJE FOTOGRÁFICO

FICHA 1.3. PARQUE GRANÍTICO DA MOURA

Foto 2. Tor con rocas en la base con acanaladuras y la superior, con un pilancón

Foto 3. Rocas acatastilladas (Denominación local: "Penedo do Rufino") y vistas al fondo del encajamiento del Sil y bloques.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



OTROS VALORES DE LA ZONA:

Este LIG se en la Zona de Especial Conservación del Espacio Protegido “Cañón del Sil” (ES1120014) de la Red Natura 2000.

Su inicio se encuentra 500 metros del yacimiento arqueológico de las Mámoas de Cabanas o da Moura (Neolítico).

Desde la ruta se observa Monasterio de Santo Estevo de Ribas de Sil, actualmente Parador de Turismo (a 6 kilómetros por carretera).

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 188 Nogueira de Ramuín (IGME).

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

Memoria del Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental. IGME, Ángel Martín Serrano (editor). Madrid 2005.

Juan Ramón Vidal Romaní , 1990. Formas menores en rocas graníticas: un registro de su historia deformativa. Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Vol 15, pags 317-328. Recuperado en septiembre 2015 (URI: http://ruc.udc.es/bitstream/2183/6079/1/CA-15-23.pdf).

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es

FICHA 1.4 ROCAS VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS EN OS PEARES

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Nogueira de Ramuín. O Coitelo, Os Peares.

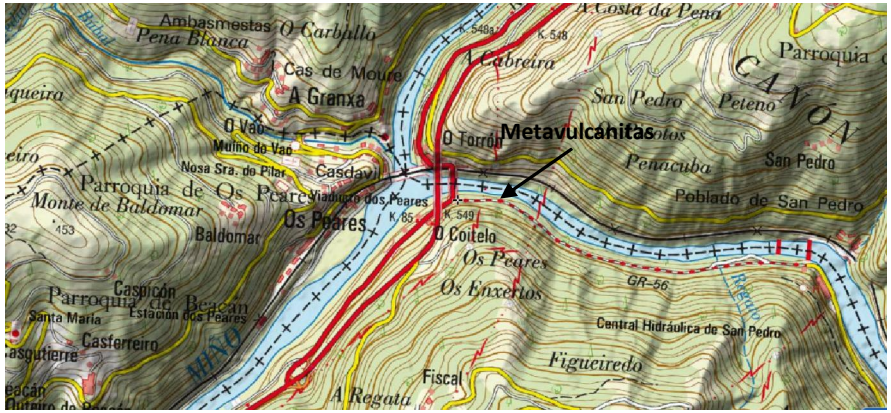
Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 604528; Y = 4700931
Geográficas (WGS84)	Longitud: - 7,7290°; Latitud: 42,4536°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

Carretera privada de los Peares a la presa de San Pedro. La carretera tiene poco tráfico, pero es estrecha y el afloramiento hay que observarlo desde la calzada. Lo más práctico es dejar los turismos en Os Peares, pasado el puente sobre el río Sil y caminar unos 120 metros hasta el afloramiento. Aparcar un autobús es más complicado, pero es posible, en la localidad de los Peares.



MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año

INTERÉS:

Petrográfico (metavulcanitas ácidas, esquistos y cuarcitas)

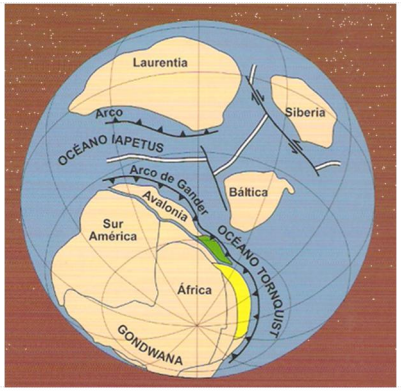
CONTEXTO GEOLÓGICO:

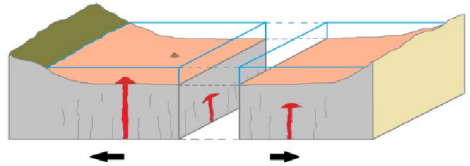
Orógeno Varisco Ibérico.

Sucesiones estratigráficas del Paleozoico inferior.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

Se trata de un afloramiento de rocas volcánicas ácidas y sedimentarias formadas durante la fracturación del supercontinente Rodinia, hace unos 495 millones de años (Cámbrico superior) cuando sólo existía vida en los mares.





Esta cuenca vulcano-sedimentaria, según los estudios paleogeográficos y tectónicos se correspondería con el paleo-océano Iapetus.

El origen volcánico de algunos niveles, se deduce, a nivel de afloramiento, por la presencia de intensas mineralizaciones de sulfuros metálicos, características de los sucesos volcánicos que, en la actualidad se manifiestan como oxidaciones de la roca que dan una abigarrada gama de coloraciones ocres, amarillas, rojas y verdes (fotos 1 y 2).

Los volcanes que generaron estas rocas tienen entre 491 y 495 millones de años de antigüedad. Depositaron la lava en la plataforma continental de un primitivo continente, en el hemisferio sur, que se estaba dividiendo en varios (figuras 1.a y 1.b). Como estaba en la plataforma continental la lava estaba rodeada de arenas y limos del fondo del mar, que una vez metamorfizados se han convertido en cuarcitas y esquistos.

Estas rocas, posteriormente han sufrido un fuerte metamorfismo, a medida que avanzaba el choque continental que formará el paleocontinente Pangea (350 m.a.) durante la Orogenia Varisca dando las actuales metavulcanitas, cuarcitas y esquistos que se ven en el afloramiento.

La foliación que se observa en estas rocas no se corresponde con los planos de estratificación originales, sino que son los planos de esquistosidad generados por el metamorfismo. Por este motivo es muy difícil distinguir los tres tipos de roca en el afloramiento (metavulcanitas, cuarcitas y esquistos).

Aunque en la localización indicada se observa solamente la formación constituida por las metavulcanitas, cuarcitas y esquiitos de final del Cámbrico, siguiente la carretera Nacional dirección Ourense, se entraría en un afloramiento de Esquistos, cuarcitas y paraneises del Grupo Santabaia, de edad silúrica y, a continuación, en esquistos, liditas y cuarcitas negras también del Silúrico y Devónico. No se han considerado parte del LIG debido a las dificultades de observación en una carretera de tráfico intenso, sin embargo, cabe resaltar la importancia de esta secuencia como parte de la secuencia estratigráfica del Paleozoico.

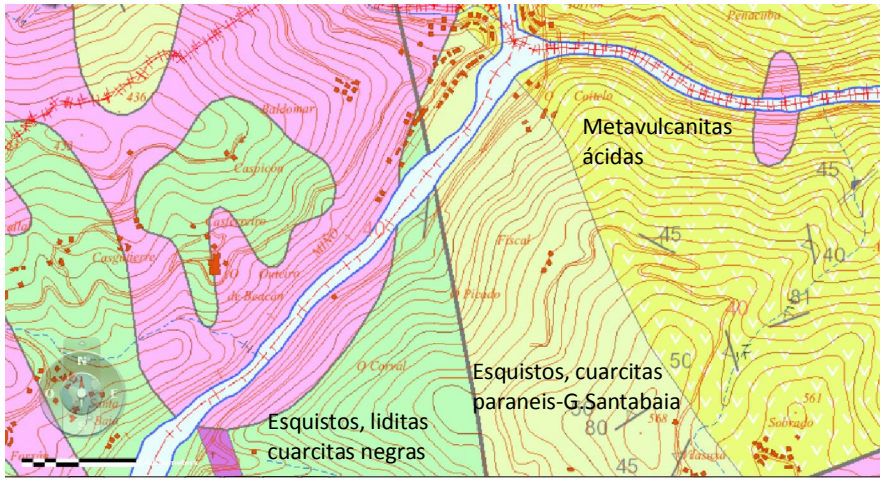
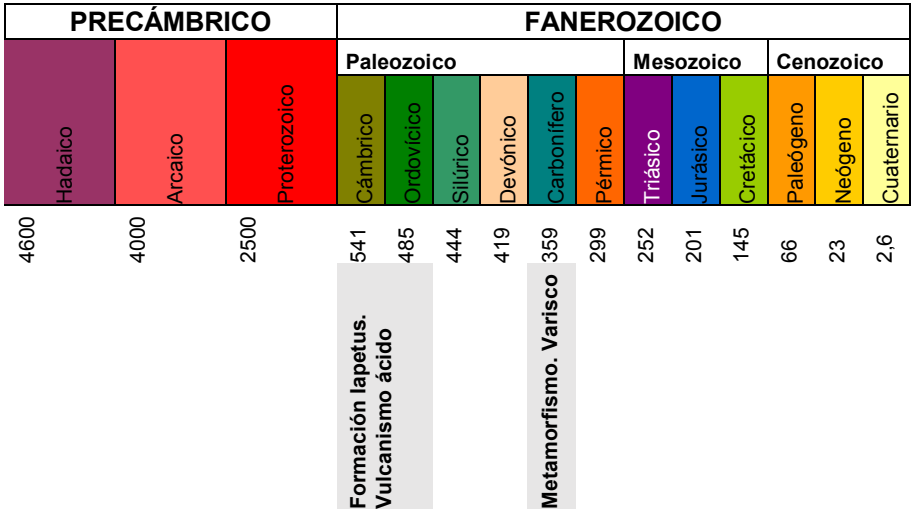


Figura 2. Esquema geológico de la zona (Fuente: visor del IGME, http://info.igme.es/visor/)

REPORTAJE FOTOGRÁFICO

Foto 1. Vista del afloramiento en la carretera privada.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



OTROS VALORES NATURALES:

Este LIG se emplaza en la Zona de Especial Conservación del Espacio Protegido “Canón del Sil” (ES1120014) de la Red Natura 2000.

Presenta una elevada belleza escénica que lo convierte en un paisaje singular, donde los cambios cromáticos estacionales que produce la vegetación caducifolia natural y los viñedos aterrazados lo hacen un lugar concurrido en todas las épocas del año. Destaca la vista a la confluencia de los ríos Miño y Sil.

El paraje también permite observar el vuelo de aves rapaces y otra avifauna de interés.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 188 Nogueira de Ramuín.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

INVENTARIO DE LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

PARADA DE SIL

Id.	Denominación
2.1	Mirador de Cabezoás
	Mirador de Los Balcones de Madrid
2.2	Pasarela del río Mao
2.3	San Vítor de Barxacova
2.4	Mirador de Chao de Medeiros

FICHA 2.1 MIRADORES DE BALCONES DE MADRID Y CABEZOÁS

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Parada de Sil.

- Balcones de Madrid

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 618171; Y = 4694120
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,5633; Latitud: 42,3904°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

- Cabezoás

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 614870; Y = 4692212
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,6048°; Latitud: 42,3737°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

Los Balcones de Madrid se encuentra al Norte de la localidad de Parada de Sil, a pié de una pista que bordea el campo de fútbol de Parada de Sil, al cual se accede por una carretera desde el mismo pueblo. A 200 metros del mirador hay un aparcamiento amplio.

Cabezoás está al borde de la carretera OU-0508 que une Parada de Sil y Luíntra (4,5 km. de Parada de Sil) y posee aparcamiento para un autobús y varios turismos.

MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año. Mayor espectacularidad en primavera y otoño.

INTERÉS:

Geomorfológico (vistas panorámicas y encajamiento del río Sil).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

Desde estos dos miradores se disfrutan vistas del Cañón del río Sil hacia el Este y hacia el Oeste. Se observan varias superficies planas a diferentes alturas debidas a alteración química de los materiales preexistentes durante la era Secundaria (hace unos 200 millones de años).

La orogenia Alpina hace unos 50 millones de años fracturó esta penillanura en bloques, de los cuales unos subieron y otros descendieron, por eso, en el horizonte se aprecian superficies planas a diferentes alturas.

El río Sil tiene una antigüedad de unos 70 millones de años, por lo que cuando fueron ascendiendo los bloques por los que discurría se iba encajando al mismo tiempo. Así, ha formado un cañón de 600 metros de profundidad en algunos puntos. En algunas zonas se percibe la misma altura a un margen del Sil que a otro, ya que era el mismo bloque roto en la orogenia Alpina horadado por el río.

Frente a los miradores (al Norte) se alcanza ver la cuenca de Monforte de Lemos, originada durante la orogenia Alpina y rellena de sedimentos posteriores a la orogenia, los cuales están siendo erosionados actualmente por el río Cabe. El río Sil no entró en la cuenca de Monforte (ni en la de Maceda situada al Sur) como hubiese sido esperable porque cuando estas cuencas se formaron durante la orogenia Alpina (hace unos 50 millones de años) el río ya había iniciado su encajamiento, al ser más antiguo que estas cuencas.

Los materiales que se observan cerca del mirador son granitos originados hace unos 300 millones de años, en la orogenia Varisca que, dada su dureza, han generado paredes casi verticales. Sin embargo, hacia el Oeste, los materiales pasan a ser pizarras y cuarcitas de unos 500 millones de años de edad, por lo que las formas del relieve se vuelven más suaves.

Desde el mirador de los Balcones de Madrid se aprecia como hacia el Este el cañón se hace de nuevo más tendido, menos escarpado. Es debido a que unos 1500 metros al Este de este punto la composición del granito cambia, pasa a ser una granodiorita, con una composición química que permite una mayor alteración. Como resultado, el cañón es menos escarpado. En esta zona más tendida hay pueblos y cultivos en la ladera, lo cual más al Oeste no es posible por lo abrupto del cañón.

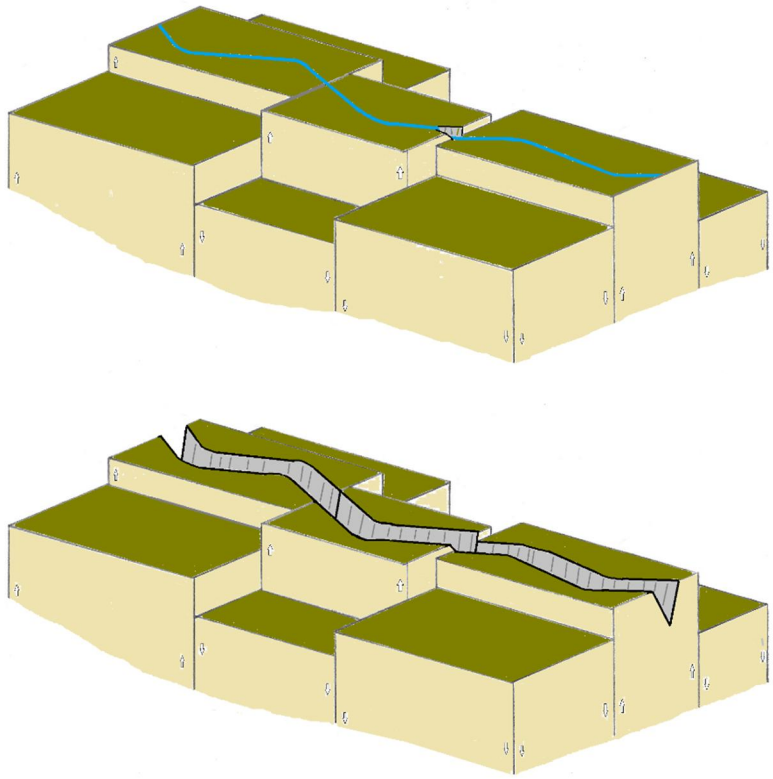


Figura 1. Modelo del encajamiento del río Sil durante el movimiento de bloques de la Orogenia Alpina.

REPORTAJE FOTOGRÁFICO

Foto 1. Vista desde Cabezoás. Se han señalado con línea blanca continua las superficies planas de la antigua penillanura cortada por el Sil y fracturada en bloques durante la orogenia Alpina. Con línea discontinua fallas en el granito.

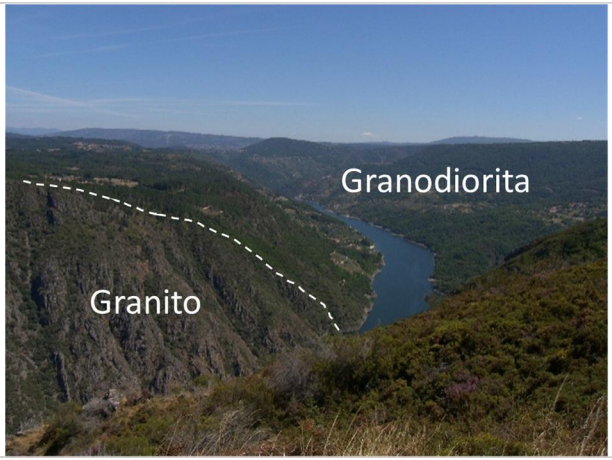
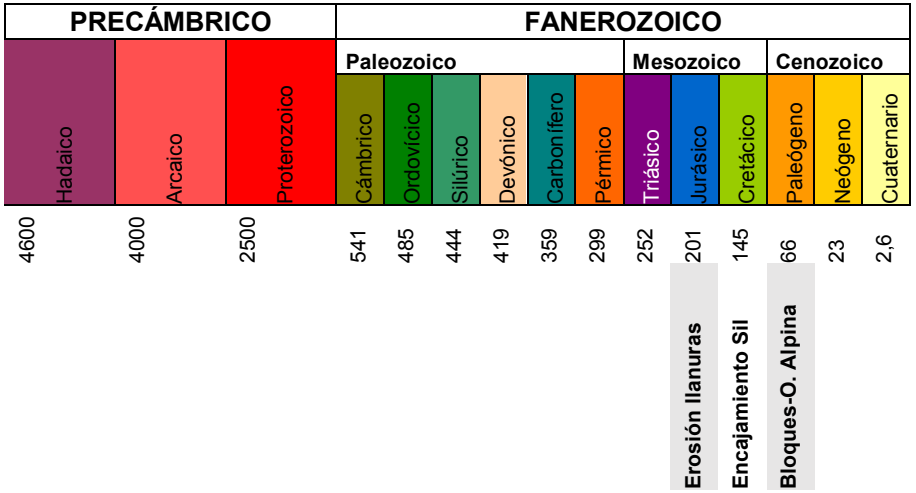


Foto 2. Vista desde Los Balcones de Madrid hacia el Este se observa el cambio desde las paredes verticales en el granito a las laderas más suaves en la granodiorita

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



OTROS VALORES NATURALES:

Estos puntos se encuentran en la Zona de Especial Conservación del Espacio Protegido “Cañón del Sil” (ES1120014) de la Red Natura 2000.

En esta zona se encuentra el monasterio de Santa Cristina, se accede a él desde una carretera que parte de Parada de Sil.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 188 Nogueira de Ramuín

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín

Memoria del Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental. IGME, Ángel Martín Serrano (editor). Madrid 2005.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

MONASTERIO DE SANTA CRISTINA. PARADA DE SIL: http://www.paradadesil.es/mosteiro-e.html

FICHA 2.2. PASARELA DEL RÍO MAO

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Parada de Sil, a partir de A Fábrica da Luz.

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 623726; Y = 4692507
Geográficas (WGS84)	Longitud: - 7,4972°; Latitud: 42,3750°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

Desde la esquina Noreste del albergue de la Fábrica de la Luz parte una pasarela de madera de unos 900 metros de longitud, que forma parte de la ruta de senderismo PR-G 177 del Cañón del Río Mao. La ruta finaliza cerca del agua retenida del embalse de San Esteban (río Sil).

El albergue posee aparcamiento para varios turismos, pero no para autobuses. Se encuentra en la carretera que une Parada de Sil con a Teixeira (OU-0605), a 11 kilómetros de Parada y a 5 kilómetros de a Teixeira, y está perfectamente señalizado.

La pasarela presenta bastantes tramos con escaleras.

MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año.

INTERÉS:

Geomorfológico (cañón y formas fluviales del río Mao)

Petrológico (neis, migmatitas y metamorfismo de contacto)

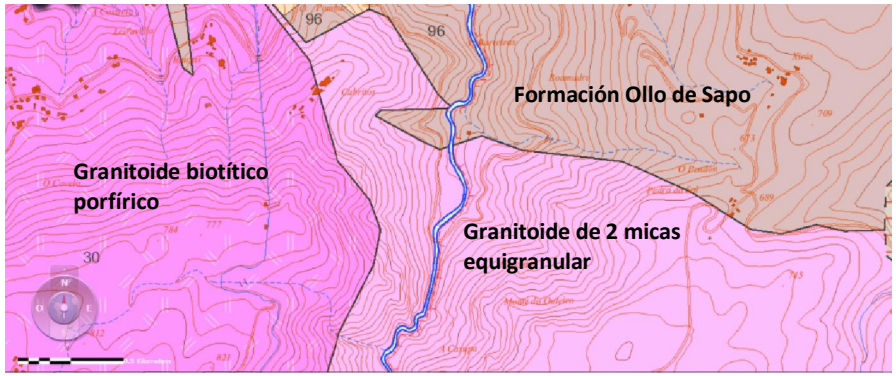
CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico.

Red fluvial, rañas y relieves apalachianos del Macizo Ibérico.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA:

En la ruta se observa el acusado encajamiento en el terreno de este río. El cañón se genera debido a que el río Mao ha de descender desde los llanos por los que fluye en su cabecera, situados a 750 metros sobre el nivel del mar, hasta su desembocadura, en el fondo del cañón de río Sil, situada a 220 metros sobre el nivel del mar. Este descenso lo realiza en tan solo 3,5 kilómetros.



Este importante desnivel, implica una elevada energía potencial que permite que se transporten grandes bolos de roca como los que se observan en algunos meandros del lecho del río, o que se formen marmitas de gigante, producidas por el movimiento giratorio de fragmentos de roca atrapados en las fuertes turbulencias del río (foto 3).

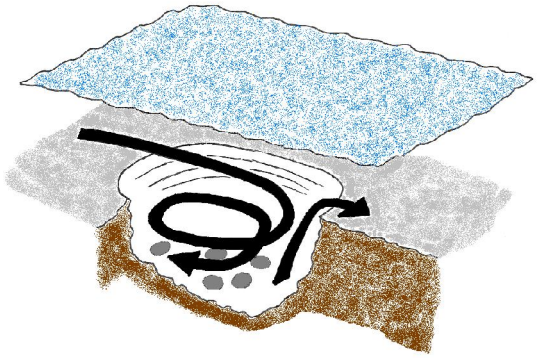


Figura 1. Formación de una marmita de gigante (elaboración propia).

Desde el punto de vista petrológico, según se avanza por la pasarela se observa, en primer lugar, un metamorfismo de regional (de contacto) en el neis Ollo de Sapo, manifestado por la presencia de facies de diferente grado de metamorfismo. El neis en esta zona se identifica como una roca marrón clara, de aspecto hojoso y con cristales grandes de feldespatos blancos en su interior. En algunos puntos de la pasarela se ve el neis "Ollo de Sapo" con su hojosidad característica y los grandes porfiroblastos de feldespato y, en otros formando una migmatita en la que el leucosoma (bandas claras) está constituido fundamentalmente por feldespatos y cuarzo y el melanosoma por minerales oscuros (foto 1). Las migmatitas se producen debido a la fusión de los minerales más ricos en sílice (que funden en torno a los 700º C) mientras que los minerales pobres en sílice se mantienen intactos (funden en torno a 1200º C). El calor necesario para esta fusión puede venir del enterramiento sufrido por los materiales o del calor aportado por el magma granítico que se emplaza muy cerca.

Justo antes de comenzar a bajar el tramo de escalera del final de la pasarela se observa a la izquierda una pegmatita en la que el cuarzo y el feldespato constituyen la masa principal, y están presentes otros minerales característicos como la turmalina y grandes micas.

REPORTAJE FOTOGRÁFICO:

Foto 1. Migmatita al inicio de la pasarela a mano izquierda.

Foto 2. Neis Ollo de Sapo migmatizado y deformado por la orogenia Varisca.

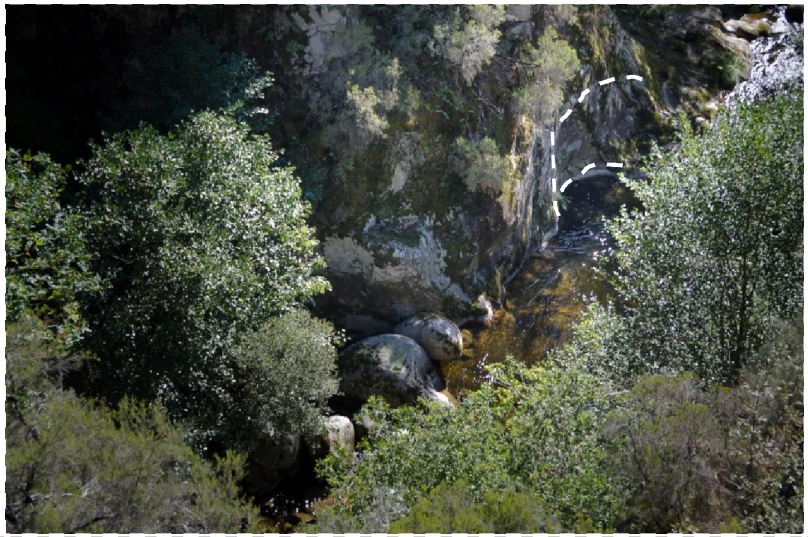
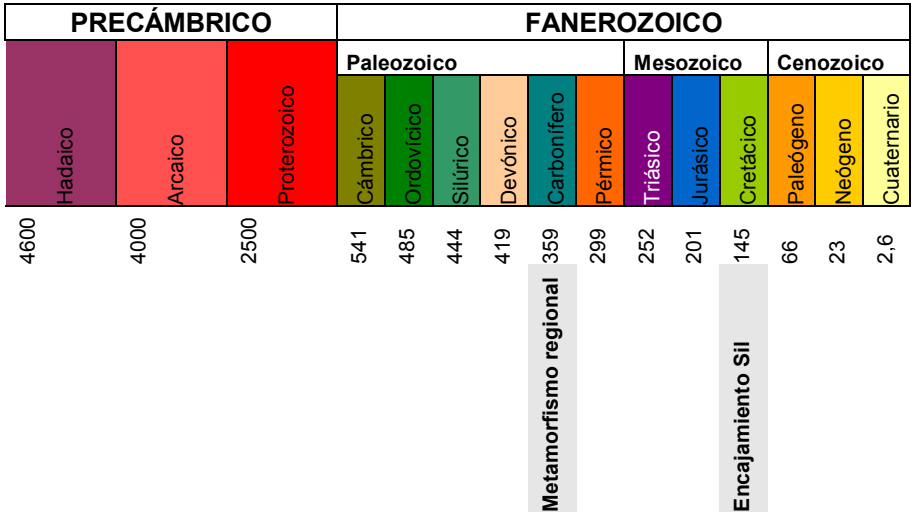


Foto 3. Marmita de gigante (trazo blanco discontinuo) y grandes bolos.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA:



OTROS VALORES NATURALES:

Este LIG se sitúa junto en un entorno especialmente llamativo, en un lugar en el que se observa la espectacularidad del cañón del río Mao, y muy próximo al cañón del Sil.

La zona presenta una elevada belleza, donde los cambios cromáticos estacionales que produce la vegetación caducifolia natural lo hacen un lugar muy llamativo en todas las épocas del año.

El paraje también permite observar el vuelo de aves rapaces y otra avifauna de interés.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 189 Puebla de Trives.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

ALBERGUE DE LA FÁBRICA DE LA LUZ: http://afabricadaluz.com/

RUTA DE SENDERISMO PR-G 177: http://es.wikiloc.com/wikiloc/view.do?id=1020

FICHA 2.3. SAN VÍTOR DE BARXACOVA

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Parada de Sil, Escairo, San Vítor de Barxacova.

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 623284; Y = 4692355
Geográficas (WGS84)	Longitud: - 7, 5026°; Latitud: 42,3737°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

Unos 500 m al Sur de la localidad de San Lourenzo de Barxacova, accediendo por un sendero perfectamente señalizado, se encuentra la necrópolis medieval de San Vítor.

Hasta la localidad de San Lorenzo de Barxacova acceden turismos, con pocos lugares para aparcar. No pueden acceder autobuses, estos han de aparcar en el cruce de acceso al pueblo, en la carretera de Parada de Sil a Teixeira, a un kilómetro de la localidad.

MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año.

INTERÉS:

Geomorfológico (cañones de los ríos Mao y Sil)

Petrológico (pegmatitas, crecimientos gráficos, layering, xenolitos)

CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico.

Red fluvial, rañas y relieves apalachianos del Macizo Ibérico.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

En la zona observamos varios afloramientos de granito biotítico porfídico (foto 1, 2 y 3).

El granito en el que se encuentran las tumbas antropomorfas de este enclave está cruzado por venas de pegmatita (roca formada, fundamentalmente, por cristales de gran tamaño de cuarzo, feldespato y moscovita y, normalmente con otros minerales que cristalizan en la fase final, como la turmalina negra que abunda en este afloramiento -foto 7-) y de aplita (misma composición que las pegmatitas pero de tamaño de grano muy fino) que en muchos casos dan un poco de resalte, ya que son más duros que el granito y se erosionan menos que éste.

Durante el enfriamiento de un magma, cuando ya han cristalizado muchos minerales, estos ocupan más volumen que cuando estaban fundidos haciendo aumentar la presión en la zona, lo cual provoca la aparición de fracturas. Al ser estos minerales los últimos en cristalizar, la sobrepresión hace que el fundido rico en cuarzo, feldespato y moscovita se inyecte en las fracturas, enfriándose y cristalizando dentro de ellas como pegmatitas y aplitas (foto 1 y 4).

Las tumbas presentan todas una dirección aproximada N120^{o}E. Las venas de pegmatita de potencia (espesor) 15-20 ó 30-40 centímetros presentan dirección N100^{o}-120^{o}E, y las de potencia 4-14 centímetros tienen dirección N20^{o}-25^{o}E con inclinación aparente de 30^{o} al Oeste.

Las venas de grandes cristales de feldespatos tienen entre 2 y 7 centímetros de potencia y dirección N40º-50ºE.

En el afloramiento hay una falla normal de dirección N75ºE con inclinación de 50º al Norte posterior a las pegmatitas y de 10 metros de longitud (foto 1). **No se recomienda aproximarse, a fin de respetar el afloramiento arqueológico. Sin embargo, cabe destacar que en esta fractura, se puede observar un plano de falla con estrías que marcan la direccionalidad del desplazamiento de ambos bloques.**

También se pueden observar enclaves de roca oscura dentro del granito. Son xenolitos (o gabarros), es decir fragmentos de roca asimilados por el granito en su ascenso antes de consolidar (foto 6). El granito es una roca ácida (rica en sílice) que funde entorno a los 700ºC, mientras que las rocas básicas funden a 1200ºC. Por lo tanto, un fragmento de roca básica puede ser asimilado por el magma granítico en su ascenso, y como el magma granítico está a una temperatura superior a 700ºC e inferior a 1200ºC la roca más básica no se funde en el magma granítico. Cuando el magma consolida se observa como un fragmento de roca oscura dentro del granito. Como es lógico, cuanto más cerca estemos del borde del granito más xenolitos habrá (en este punto estamos a 500 m del borde de este granito). Este afloramiento es representativo de uno o varios sucesos ígneos a 500 metros del neis Ollo de Sapo y a 700 metros de la granodiorita. Se ven relaciones complejas entre las diferentes fases intrusivas del granito.

Subiendo a la roca que domina la necrópolis podemos observar una textura denominada “layering” (fino bandeado, de diferentes tonalidades marrones) que es el resultado de un proceso que se origina cuando en el magma fundido, solidifican los primeros cristales por enfriamiento. Por gravedad, al estar estos dentro de un fundido, se van depositando en las partes bajas, formando estas texturas (foto 8).

En el centro del afloramiento de las tumbas se observan texturas gráficas (foto 7). Se trata de cristales de feldespato (de color blanco) con cristales de cuarzo alargados en su interior (transparentes), en una textura que se asemeja las primeras escrituras antiguas cuneiformes, de ahí el nombre de textura gráfica. Ésta textura se origina cuando los cristales de cuarzo y feldespato consolidan simultáneamente, cristalizando el primero en el seno del feldespato.

Desde la cima de la roca que domina la necrópolis se observa, hacia el Sur, el descenso del río Mao totalmente encajado en el paisaje, formando un espectacular cañón (foto 8). Al Norte, más allá de la localidad de San Lorenzo, se intuye el cañón de 600 m de profundidad por el que el río Sil transcurre de nuestra derecha a nuestra izquierda.

REPORTAJE FOTOGRÁFICO:

Foto 1. Vista del afloramiento con las tumbas antropomorfas. Se ha marcado en trazo blanco discontinuo plano de falla.

Foto2. Aspecto general del granito biotítico porfídico.

Foto 3. Detalle de un blasto de feldespato potásico.

Foto 4. Generaciones sucesivas de pegmatitas en el granito.

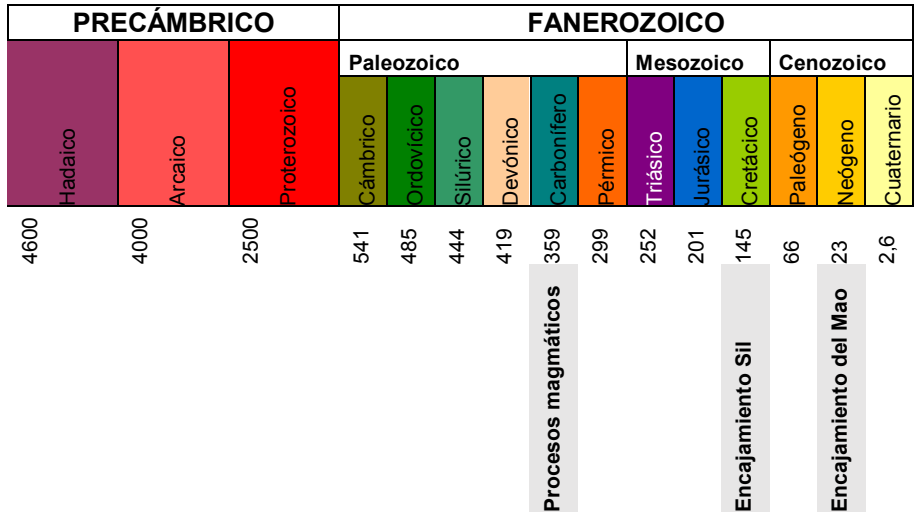
Foto 5. Blasto de turmalina en una facies pegmatítica.

Foto 6. Xenolito en la masa granítica cortado por vena pegmatítica.

Foto 7. Detalle de estructura gráfica.

Foto 8. Primer plano: layering en el granito. Fondo: vista del cañón del Mao

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA:



OTROS VALORES NATURALES:

Este LIG se sitúa junto en un entorno especialmente llamativo, en un lugar en el que se observa la espectacularidad del cañón del río Mao, y muy próximo al cañón del Sil. La necrópolis es un lugar de especial interés histórico en la zona (siglos IX al XI).

La zona presenta una elevada belleza, donde los cambios cromáticos estacionales que produce la vegetación caducifolia natural lo hacen un lugar muy llamativo en todas las épocas del año.

El paraje también permite observar el vuelo de aves rapaces y otra avifauna de interés.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 189 Puebla de Trives.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

SAN VITOR DE BARXACOVA: https://sanvitordebarxacova.wordpress.com/

NECRÓPOLIS DE SAN VITOR DE BARXACOVA: http://www.paradadesil.es/svitor-e.html

FICHA 2.4. MIRADOR DE CHAO DE MEDEIRO

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Parada de Sil, Chao de Medeiro.

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 613571; Y = 4691557
Geográficas (WGS84)	Longitud: - 7,6207°; Latitud: 42,3680°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

En la carretera que une Parada de Sil con Xunqueira de Espadañedo a través del parque eólico, a 6 kilómetros de Parada de Sil hay un pequeño mirador sobre el Cañón del Sil.

El mirador se encuentra a pié de la carretera, y hay espacio para aparcar unos 10 turismos, o varios turismos y un autobús. Unos 2 km. hacia Xunqueira hay espacio para que los autobuses puedan cambiar de sentido.

MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año. Mejor primavera y otoño.

INTERÉS:

Geomorfológico (vistas panorámicas y encajamiento del río Sil).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico.

Red fluvial, rañas y relieves apalachianos del Macizo Ibérico.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

Desde el mirador se disfruta una vista general del Cañón del río Sil. Podemos observar en el paisaje varias superficies planas a diferentes alturas, debidas a alteración de los materiales preexistentes durante la era secundaria (hace unos 200 millones de años). La orogenia Alpina, hace unos 50 millones de años (choque de África con Europa) fracturó esta penillanura en bloques, de los cuales unos ascendieron y otros descendieron, quedando a diferentes alturas, formando lo que se denomina relieve en teclas.

El río Sil tiene una antigüedad de unos 70 millones de años, por lo que al ir erosionando verticalmente los bloques por los que discurría continuó su encajamiento, hasta formar el actual cañón, que alcanza los 600 m de profundidad en algunos puntos. En algunas zonas se percibe la misma altura en un margen del Sil que en otro, ya que es el mismo bloque fragmentado en la orogenia Alpina horadado por el río.

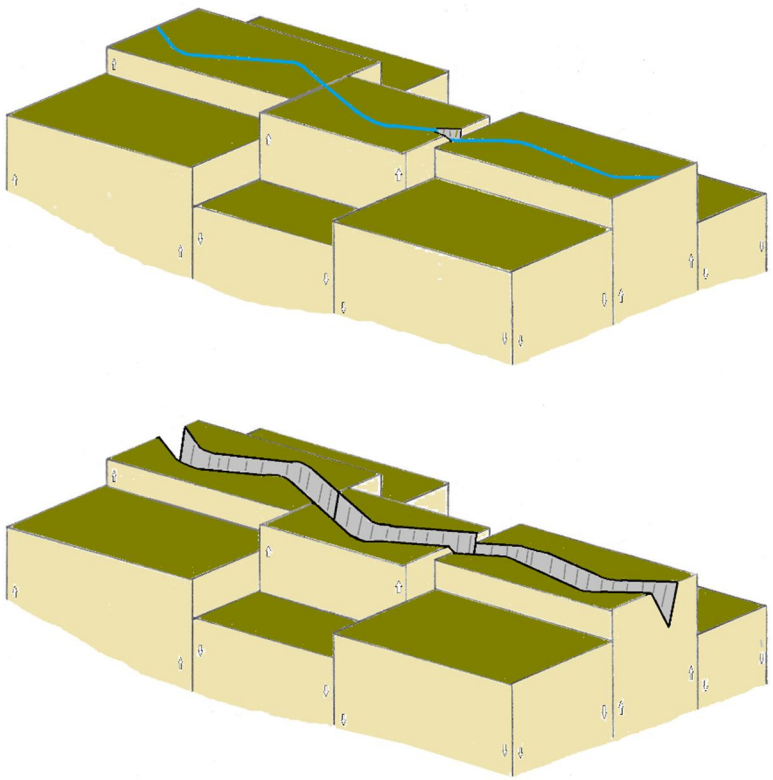


Figura 1. Modelo del encajamiento del río Sil durante el movimiento de bloques de la Orogenia Alpina.

Desde este mirador se puede observar cómo las fallas dominantes en la zona marcan la dirección del río.

El río hace una serie de giros, pero siempre siguiendo las direcciones Noreste-Suroeste y Noroeste-Sureste, que son las direcciones de las fallas dominantes en la zona.

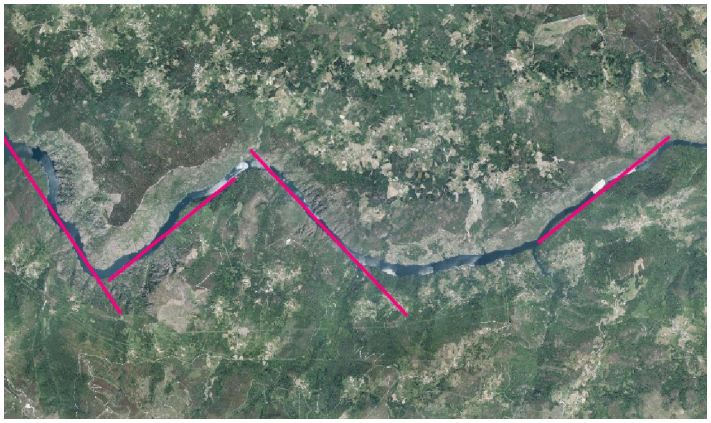


Figura 2. Foto aérea del río Sil con las lineaciones de las fallas seguidas en su encajamiento marcadas en rosa.

Frente al mirador (al Norte) se puede observar la cuenca de Monforte de Lemos, originada durante la orogenia Alpina y rellena de sedimentos posteriores a la orogenia, los cuales están siendo erosionados actualmente por el río Cabe, afluente por la derecha del Sil.

Esta cuenca se originó hace unos 50 millones de años, durante la orogenia Alpina, cuando el río Sil llevaba 20 m.a. erosionando la penillanura sobre la que discurría, por tanto, no se desvió hacia esta cuenca más baja, sino que siguió por el marcado cauce por el que ya discurría.

Al Este, los días claros se puede observar en la distancia la fosa de Valdeorras y las montañas que rodean el valle del Bierzo, de donde viene el río Sil.

Los materiales que observamos cerca del mirador son granitos originados hace unos 300 millones de años. Hacia el Oeste, los materiales pasan a ser pizarras y cuarcitas de unos 500 millones de años de edad, por lo que las formas del relieve cambian, haciéndose más suaves.

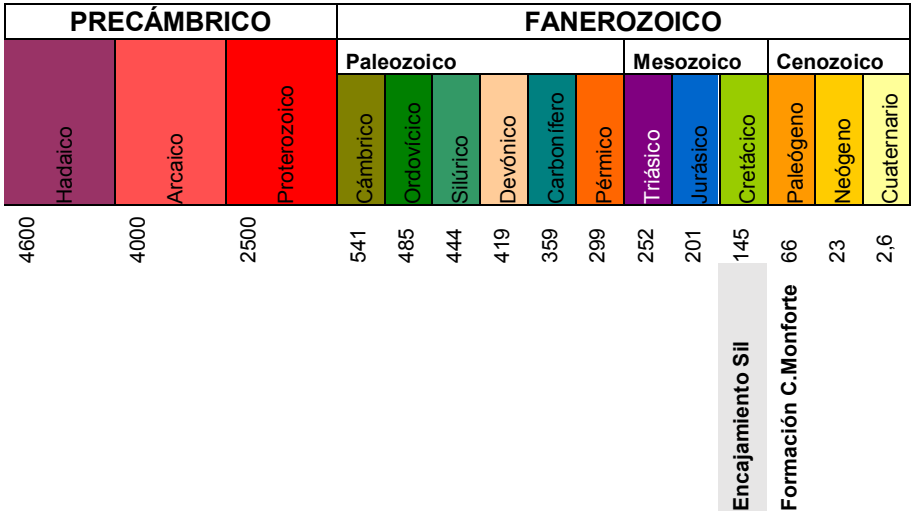
FICHA 2.4. MIRADOR DE CHAO DE MEDEIRO

REPORTAJE FOTOGRÁFICO:

Foto 1. Cuenca de Monforte, encajamiento del Sil y, al fondo montes del Bierzo.

Foto 2. Relieve en teclas y encajamiento del río Sil.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA:



OTROS VALORES NATURALES:

Este LIG se encuentra muy próximo a la Zona de Especial Conservación del Espacio Protegido “Cañón del Sil” (ES1120014) de la Red Natura 2000.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 188 Nogueira de Ramuín.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

Memoria del Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental.
IGME, Ángel Martín Serrano (editor). Madrid 2005.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA:
http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

INVENTARIO DE LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

A TEIXEIRA

Id.	Denominación
3.1	Miradores: en el cruce Vidueira y en el Ayuntamiento
3.2	Mirador en Xirás
	Mirador de A Galeana
3.3	Ruta de “A fervenza de Cachón”. Río Vaos.

FICHA 3.1. MIRADOR FRENTE AL AYUNTAMIENTO EN EL CRUCE DE VIDUEIRA

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de A Teixeira.

- Mirador frente a la Casa Consistorial

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 625746; Y = 4694342
Geográficas (WGS84)	Longitud: - 7,4723°; Latitud: 42,3912°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

- Mirador en el cruce de Vidueira

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 626300; Y = 4694575
Geográficas (WGS84)	Longitud: - 7,4655 °; Latitud: 42,3932°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

Mirador frente a la Casa Consistorial:

Justo en frente de la Casa Consistorial de A Teixeira, en la acera con barandilla, se puede disfrutar de un espléndido mirador.

Mirador en el cruce de Vidueira:

En la carretera que A Teixeira con Lumeares y Abeleda, junto al cruce de la entidad de Vidueiro, a unos 1000 metros de las últimas casas de a Teixeira.

El mirador se encuentra a pié de la carretera, y hay espacio para aparcar algún turismo, pero un autobús con mucha dificultad, ocupando parte de un carril.

MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año. Mejor primavera y otoño.

INTERÉS:

Geomorfológico (vistas panorámicas y morfología del valle de Abeleda).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico.

Red fluvial, rañas y relieves apalachianos del Macizo Ibérico.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

Desde el mirador se observa el valle de Abeleda.

En torno al valle vemos una serie de superficies planas, formadas por la alteración hace 200 millones de años de los materiales preexistentes hasta formar un gran llanura.

Durante la orogenia Alpina (hace 50 millones de años) esta llanura se fracturó y unos bloques se elevaron y otros se hundieron, formando el relieve actual de Galicia, y en concreto el valle de Abeleda.

En el fondo del valle se observan unas superficies planas aisladas, con aldeas y cultivos, son varias superficies, pero si las uniéramos nos resultaría una gran superficie plana que cubriría el fondo del valle.

Estas superficies constituyen depósitos de edad cuaternaria (de menos de 2,6 millones de años), muy recientes. Se denominan depósitos coluviales, y se forman por la acumulación de materiales que descienden desde la ladera que tiene sobre ellos por acción de la gravedad.

Estas superficies están atravesadas por profundas gargantas por la que circulan los ríos que drenan el valle. Al ser los depósitos coluviales materiales sueltos, los ríos los erosionan fácilmente, formando, en relativamente poco tiempo, las profundas gargantas que observamos. El resultado es varias superficies planas colgadas entre las laderas y el lecho de los ríos, que confieren a este valle una morfología muy particular.

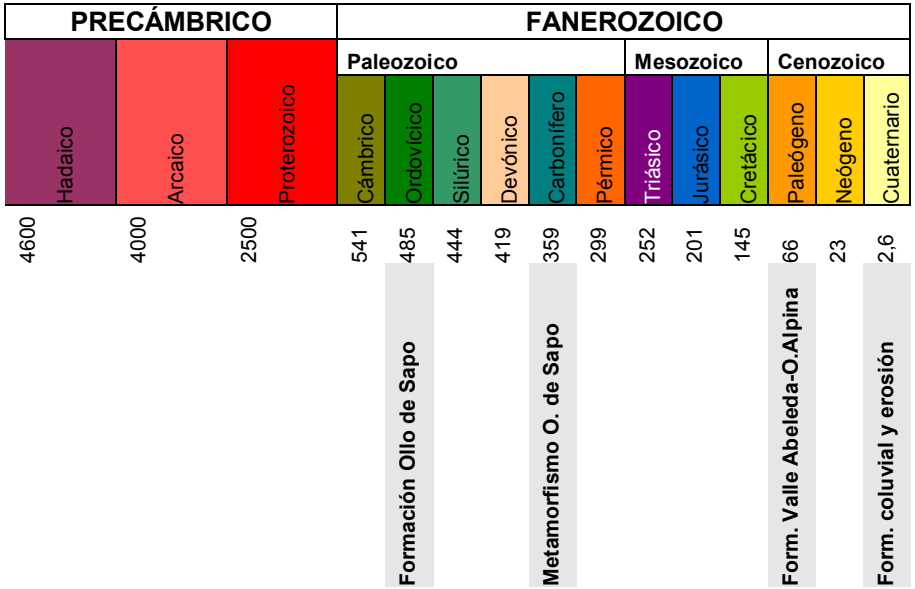
Las rocas que subyacen a estos depósitos cuaternarios en toda la zona pertenecen a la formación Ollo de Sapo, muy bien representada en esta zona, en la que predomina la fáciles de grano grueso, usada para la construcción tradicional y por tanto muy fácil de reconocer.

REPORTAJE FOTOGRÁFICO:

Foto 1. Coluviales cuaternarios colgados, en el valle de Abeleda, y penillanuras erosivas, del Mesozoico, al fondo.

Foto 2. Diferentes facies de grano grueso y fino de Ollo de Sapo en un muro.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA:



OTROS VALORES NATURALES Y TURÍSTICOS:

Este valle no se encuentra encuadrado dentro de ninguna figura de protección de espacios naturales.

Cruceiro y puente medieval de Lumeares.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 189 puebla de Trives.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

Memoria del Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental. IGME, Ángel Martín Serrano (editor). Madrid 2005.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

FICHA 3.2. MIRADORES DE XIRÁS Y LA GALEANA

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de A Teixeira.

- Mirador de Xirás

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 625090; Y = 4693060
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,4805°; Latitud: 42,3798°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

- Mirador de A Galeana

Coordenadas:

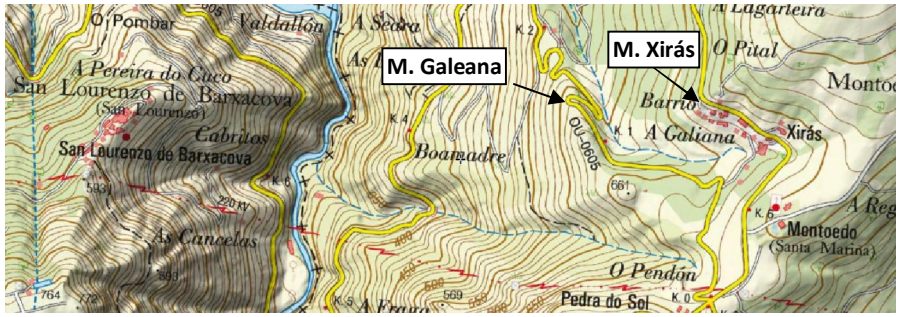
Métricas (UTM)	X = 624627; Y = 4693026
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,4861°; Latitud: 42,3795°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

Muy próximos uno de otro, el de la localidad de Xirás en la carretera de Xirás a Teixeira (OU-0606), a la salida de la localidad a la izquierda. El de la Galeana en una de las primeras curvas de la carretera que desciende de Pedra do Sol a Cristosende (OU-0605).

Ambos miradores se encuentran a pié de carretera, y en ninguno de los dos es posible aparcar un autobús. Es posible aparcar algunos coches en el borde de la carretera, mejor en el de la Galeana que en el de Xirás.



MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año. Mejor primavera y otoño.

INTERÉS:

Geomorfológico (vistas panorámicas y encajamiento de los ríos Sil y Mao).

Petrológico (observación del neis glandular denominado Ollo de Sapo).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico.

Red fluvial, rañas y relieves apalachianos del Macizo Ibérico.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

Desde estos miradores se observa, en primer lugar, el cañón del río Mao, el cual desemboca en el Sil bajo los miradores.

El río Sil es uno de los ríos más antiguos de la península ibérica, se considera que tiene entorno a los 70 millones de años. Por este motivo su perfil longitudinal (altitud de cada punto respecto a la distancia al nacimiento) se aproxima bastante al perfil ideal de un río.

Sin embargo, el río Mao, del cual se desconoce la edad, presenta un perfil longitudinal muy alejado del ideal lo cual indica que es mucho más joven. Esto fuerza al río Mao a erosionar el terreno para adaptarse a la altitud de su desembocadura en el río Sil, generando así un cañón, en sus últimos kilómetros.

Cabe destacar que este río acuña varios sucesos históricos de destrucción de infraestructuras y bienes, debido a fuertes riadas.

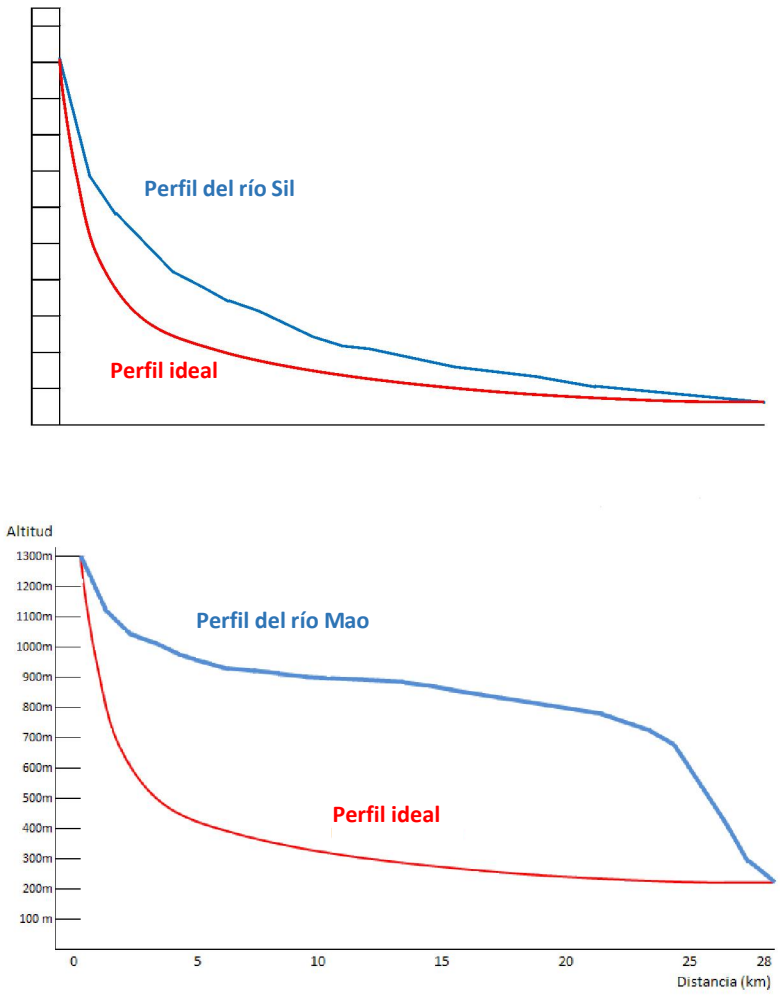


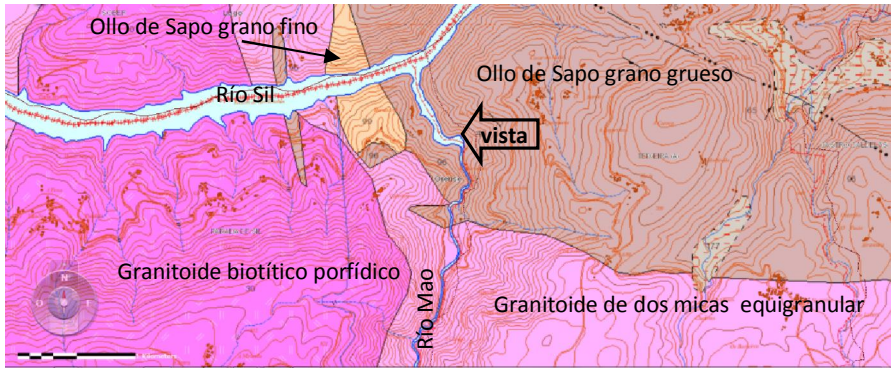
Figura 1. Perfiles de los ríos Sil y Mao (elaboración propia).

En el horizonte se observan unas superficies planas a diferentes alturas, que se formaron hace 200 millones de años por la erosión de los materiales preexistentes, y en ella comenzó el río Sil a labrar su cañón hace 70 millones de años.

Posteriormente, la orogenia Alpina (50 m.a.) fracturó esta penillanura en bloques de los cuales unos ascendieron y otros se hundieron (las actuales cuencas como Monforte, Maceda, Xinzo se emplazan en bloques hundidos), pero el río Sil ya estaba escavando su cañón y continuó haciéndolo hasta la actualidad sin desviarse hacia esas zonas bajas. El río Mao se ve forzado a escavar un cañón en sus últimos kilómetros ya que ha de desembocar en el Sil, que está en una cota inferior notablemente más baja.

Frente a los miradores destaca la localidad de San Lourenzo de Barxacova, situada en un pequeño llano, y otro llano similar más a nuestra derecha, más bajo y cercano al río Sil. Estos llanos son hombreras del río Sil, es decir, zonas en las que el río, hace millones de años, erosionó un cañón un poco más ancho, y posteriormente continuó encajándose en un valle más estrecho generando una planicie colgada sobre el río.

En este caso al proceso erosivo se añade el hecho de que el tipo de roca cambia, de neis a granodiorita, y la granodiorita se erosiona con más facilidad que el neis, quedando actualmente solamente la parte de hombrera cuya composición era néisica, y dando como resultado una planicie más alargada y estrecha.



Observando el cañón del Sil hacia el Oeste, se aprecia su margen izquierdo con formas más suaves, con poblaciones y cultivos, mientras que más allá, llegando a la localidad de Parada de Sil, las laderas del cañón se verticalizan y se hacen más escarpadas, marcando el paso del Ollo de Sapo a los granitoides de composición más resistente a la alteración química.

En la margen izquierda del río Sil la red hidrográfica secundaria está constituida por ríos cortos, rectos y con mucha pendiente, con dirección Norte-Sur, que siguen una red de fallas sub-paralelas. También se observa otra falla frente al mirador, de dirección aproximada Este-Oeste, y otra paralela a esta un poco más a la izquierda.

A la izquierda, en el margen izquierda del cañón del río Mao se observa un deslizamiento de ladera. Se puede observar como un anfiteatro en la ladera del cañón, con una superficie relativamente llana en la parte inferior. En una edad difícil de determinar, parte de la ladera se derrumbó, taponando el río Mao que debió erosionar el material derrumbado para volver a fluir hasta el río Sil (existe una cascada en la zona). Como resultado quedó una superficie plana unos 60 metros sobre el río y un corte en la ladera sobre la zona.

En ambos miradores, al otro lado de la carretera, se observa el neis Ollo de Sapo.

Este neis es una roca metamórfica y aspecto hojoso (como formada por la superposición de muchas hojas finas de roca). Este neis se caracteriza por su color marrón claro y poseer cristales muy grandes de feldespatos blancos, lo cual le da un aspecto muy característico. Se formó durante el Ordovícico inferior (485 m.a.) y sufrió el metamorfismo regional durante la orogenia Varisca.

REPORTAJE FOTOGRÁFICO

Foto 1. En línea punteada hombreras y en línea de trazos las penillanuras y relieve en teclas.

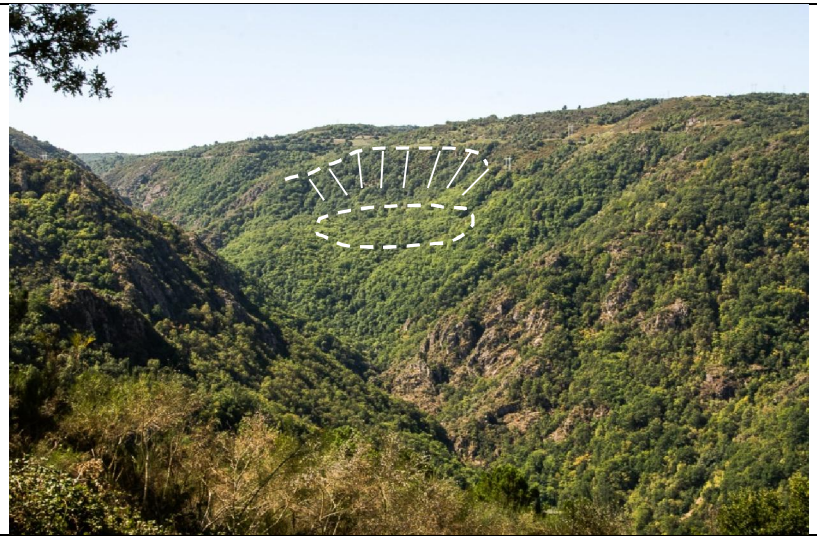
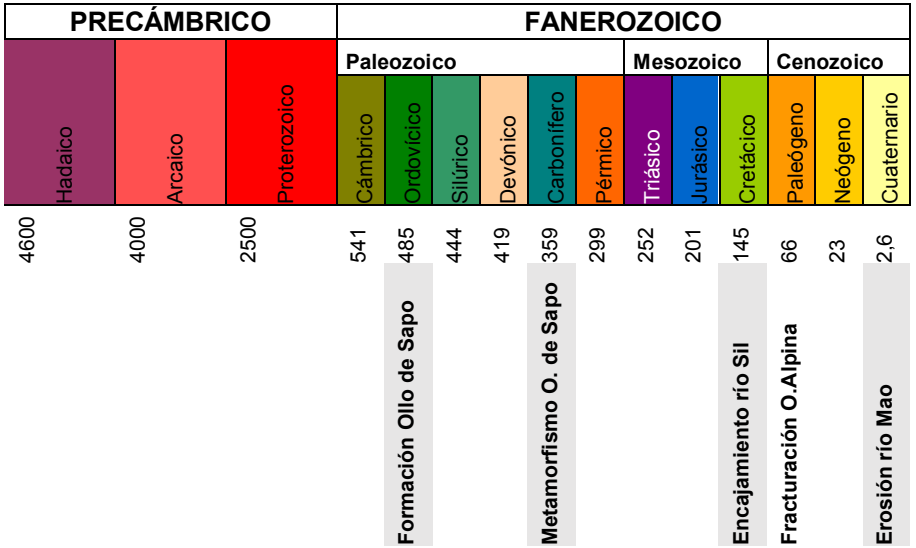


Foto 2. Deslizamiento de ladera en el cañón del río Mao.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



OTROS VALORES NATURALES Y TURÍSTICOS:

Esta zona no se encuentra encuadrado dentro de ninguna figura de protección de espacios naturales.

Crucero y puente medieval de Lumeares.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 189 puebla de Trives.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

Memoria del Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental. IGME, Ángel Martín Serrano (editor). Madrid 2005.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es

FICHA 3.3. RUTA DE LA FERVEZNA DO CACHÓN. RÍO VAOS

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de A Teixeira.

Coordenadas:

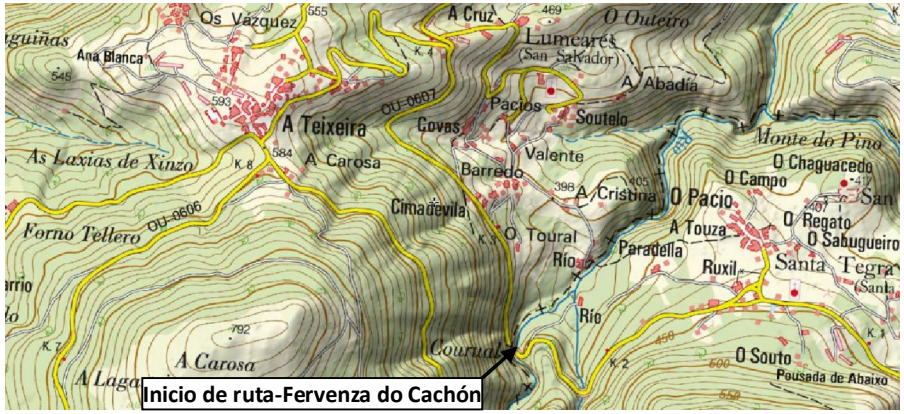
Métricas (UTM)	X = 626592; Y = 4693582
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,4622°; Latitud: 42,3842°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

En la carretera une a Teixeira con el valle de Abeleda (OU-0607), al finalizar el descenso al valle y antes de cruzar el puente sobre el río Vaos, se inicia la ruta que lleva a la Fervenza do Cachón. La ruta transcurre por 350 metros de sendero señalizada en su entrada.

Hay espacio para aparcar varios turismos, y con cierta dificultad un autobús. El sendero de la ruta tiene tramos de cierta dificultad (piso irregular y pendiente), nunca de peligro.



MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año. Mejor primavera y otoño. A finales de verano la cascada puede perder belleza debido a la falta de caudal del río.

INTERÉS:

Geomorfológico (formas fluviales).

Petrográfico (neis glandular Ollo de Sapo).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico.

Red fluvial, rañas y relieves apalachianos del Macizo Ibérico.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

La ruta comienza en la carretera OU-0607 y en su inicio se observa con dificultad el río debido a la abundante vegetación. A los pocos metros de iniciar el camino, a la derecha se localiza un buen afloramiento del neis glandular denominado Ollo de Sapo de grano grueso.

A unos 200 metros del inicio de la ruta, y poco después de dejar a la izquierda un desvío, se puede observar el curso del río, con varias marmitas de gigante a diferentes alturas (foto 1).

Las marmitas de gigante son estructuras cilíndricas que se forman en el lecho rocoso de los ríos turbulentos por la acción erosiva de rocas (denominadas herramientas) que girando en un remolino. Una marmita de gigante indica que su parte superior alguna vez fue el lecho del río, por tanto, una marmita situada a más altura que el lecho actual del río, indica que el río se ha estado encajando en el terreno, ya que en algún momento del pasado el lecho del río estuvo a la altura de la marmita.

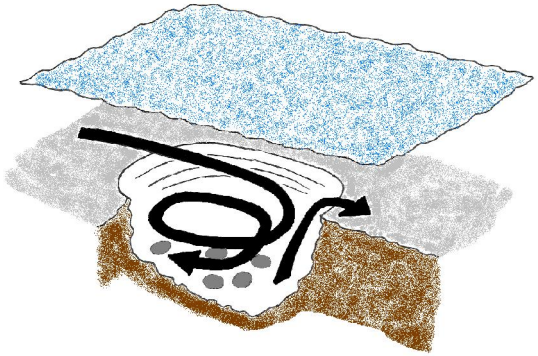


Figura 1. Esquema de formación de una marmita de gigante.

En una roca en la pared vertical del cauce, en el margen derecho del río se observa un hueco; esta formación no se corresponde con una marmita de gigante, sino que es un tafone, estructura formada por presiones diferenciales sufridas por la roca en profundidad y la posterior alteración sub-edáfica. Este tafone se encuentra además atravesado por una vena pegmatítica (foto 2).

Pocos metros más adelante, desviándose a la izquierda, se divisa la cascada (en gallego fervenza), que tiene una caída total en torno a los 15 metros (foto 4). En su entorno se aprecian superficies rocosas y fragmentos de roca erosionados por el agua, y bastantes bolos de roca de diferentes tamaños en el lecho del río, los cuales son arrastrados durante las crecidas del río. Aunque la mayor parte de los bolos son de "Ollo de Sapo" también hay bolos de granito, ya que el río, aguas arriba (al sur), atraviesa una zona granítica.

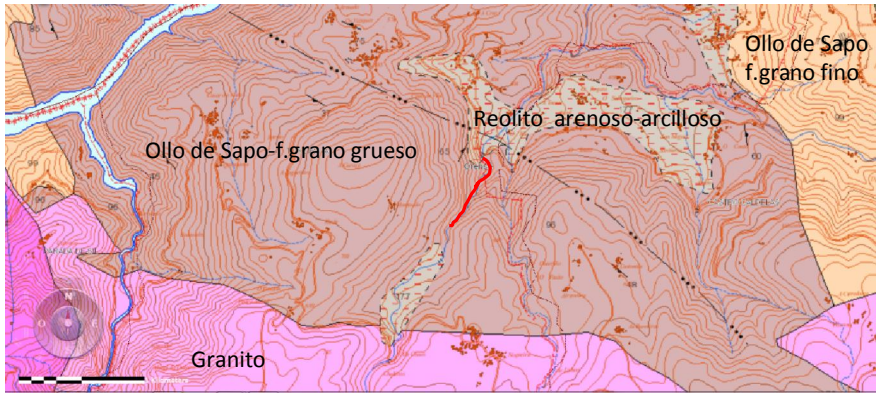


Figura 2. Cartografía geológica de la zona. En trazo rojo la ruta de A Fervenza do Cachón.

En cuanto a las rocas presentes en la ruta, las que se encuentran *in situ*, es decir, que no han sido arrastradas por el río, son neises de la formación denominada Ollo de Sapo (foto 3). Son rocas de origen volcánico, de hace 485 millones de años, que fueron metamorfizadas durante la orogenia Varisca hace 300 millones de años. Presentan cristales muy grandes de feldespatos (porfiroblastos) de color claro.

REPORTAJE FOTOGRÁFICO:

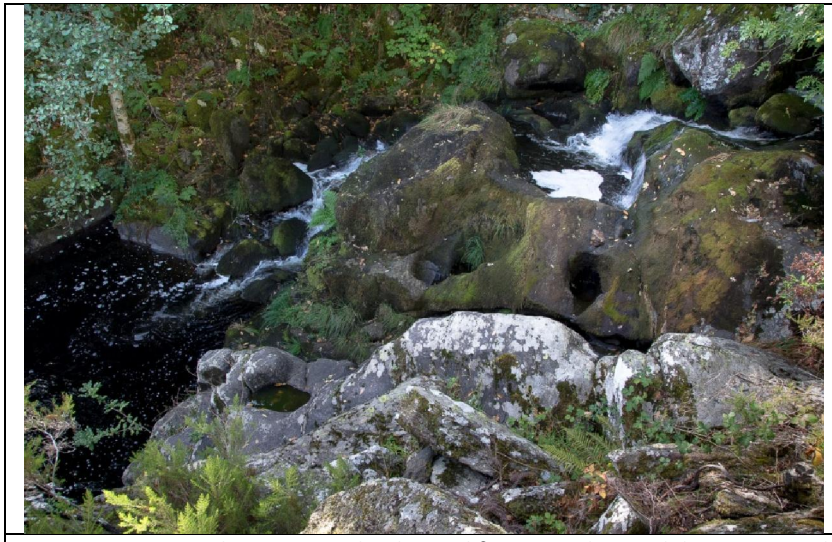


Foto 1. Marmitas de gigante colgadas, a diferentes alturas del cauce actual.

Foto 2. Tafone atravesado por una vena pegmatítica marcada con trazo blanco.

Foto 3. Aspecto del Ollo de Sapo al inicio de la ruta.

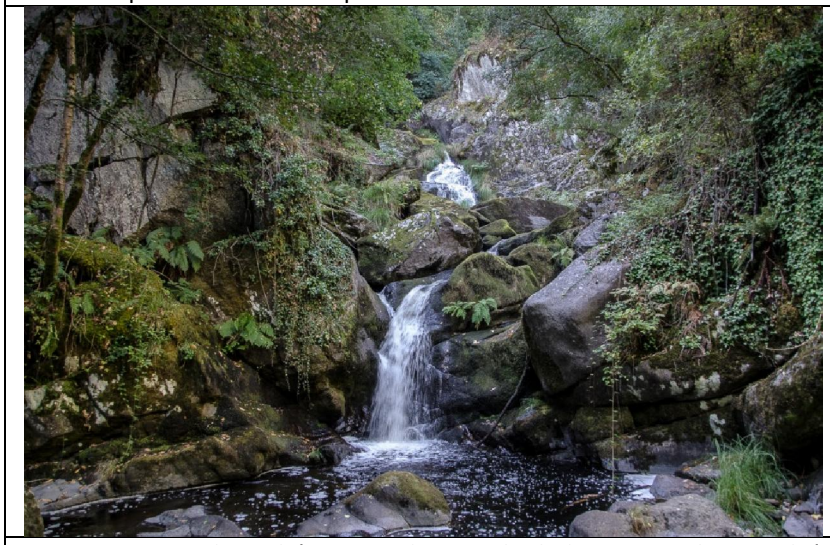
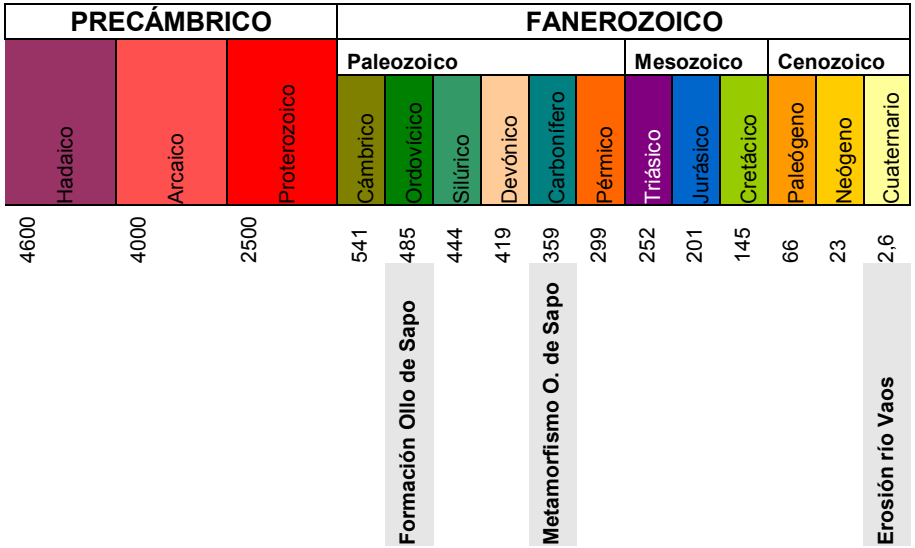


Foto 4. Fervenza do Cachón. SE ven los grandes bolos arrastrados por el río.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA:



OTROS VALORES NATURALES Y TURÍSTICOS:

Este zona no se encuentra encuadrada dentro de ninguna figura de protección de espacios naturales.

Cruceiro y puente medieval de Lumeares.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 189 puebla de Trives.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

Memoria del Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental. IGME, Ángel Martín Serrano (editor). Madrid 2005.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es

INVENTARIO DE LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

ESGOS

Id.	Denominación
4.1	San Pedro de Rocas.
4.2	Virxe do Monte.
4.3	Penedos da Moura.

FICHA 4.1. SAN PEDRO DE ROCAS

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Esgos, Monasterio de San Pedro de Rocas.

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 605974; Y = 4688506
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,7135°; Latitud: 42,3416°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

El monasterio de San Pedro de Rocas se encuentra en el Noroeste del término municipal de Esgos.

Al monasterio se accede desde la carretera que une las localidades de Esgos y Luíntra, por un desvío de un kilómetro perfectamente señalizado. Existe un lugar reservado para aparcar autobuses. A partir del monasterio los elementos del LIG se localizan en el sendero de algo menos de 1 km. que discurre desde la trasera del monasterio, sin dificultad ni peligro.

MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año.

INTERÉS:

Geomorfológico (formas en el granito y vistas panorámicas).

Petrológico (dique de pórfido granítico).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

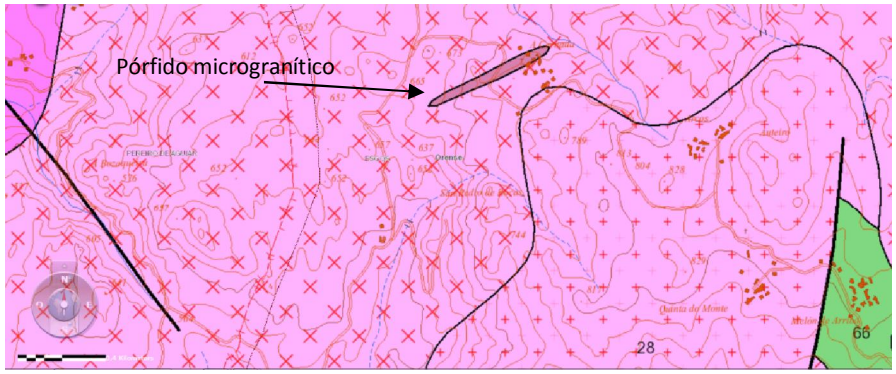
Orógeno Varisco Ibérico.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

En la llamativa roca que se sitúa bajo la espadaña del monasterio se observa un hueco en un plano vertical (foto 1). Se observan huecos similares en una roca que hay en el camino, sobre la fuente de San Benito, denominada localmente "La mano de Dios y del Diablo". Se trata de tafone, huecos generados por la erosión actual (viento, humedad, cambios de temperatura,...) en zonas de debilidad de la roca granítica. Estas zonas de debilidad se generaron en profundidad, cuando la roca formaba parte de un gran bloque que recibió una carga en un punto concreto por parte de otro bloque, lo que generó microfracturas. Millones de años después, cuando la roca quedó expuesta a la intemperie se erosionó con más facilidad en ese punto.

Siguiendo el camino hacia el norte, a unos 650 metros del monasterio, en una ligera subida, observamos a nuestra izquierda un corte en el que destaca una roca blanca. Se trata de un dique de pórfido microgranítico de 9 metros de espesor que se haya cartografiado durante unos 400 metros. Esta roca está relacionada con las últimas fases de la consolidación del magma. Tienen una composición mineralógica similar a la de un granito, pero con una masa de cristales muy pequeños, en los que destacan unos pocos de mayor tamaño (foto 3).

Este pórfido presenta sus plagioclasas (feldespatos ricos en sodio y calcio) muy alteradas, y tiene fracturas de dirección N170^{o}E que coinciden con una de las principales direcciones de las formaciones Variscas en esta zona, indicando su origen sintectónico.



Caminando unos 250 metros se llega a una curva donde el camino deja de ascender. Desde este punto hay una vistas muy interesantes de la zona.

En todas las direcciones vemos "montes isla" de granito de formas muy llamativas (foto 4). Se trata de rocas acastilladas, formadas por erosión diferencial; zonas en las que el granito ha resistido más la erosión porque su composición es diferente a la del resto de la zona.

También se observa, los días claros, hacia el oeste, la fosa de Ourense (foto 4). Por encima de ella se puede apreciar que las líneas que forman los diferentes horizontes son muy rectas. El paisaje está formado por superficies planas a diferentes alturas. Es lo que se denomina un relieve de teclas. Estas superficies son debidas a alteración durante la era secundaria (hace unos 200 millones de años) de los materiales preexistentes. La orogenia Alpina, hace unos 50 millones de años rompió esta superficie plana en bloques, de los cuales unos ascendieron y otros descendieron, por eso ahora se observan a diferentes alturas.

REPORTAJE FOTOGRÁFICO

Foto 1. Espadaña de San Pedro de Rocas sobre roca granítica con tafone.

Foto 2. "La mano de Dios y del Diablo", denominación popular de este tafone.

FICHA 4.1. SAN PEDRO DE ROCAS

Foto 3. Aspecto del pórfido microgranítico.

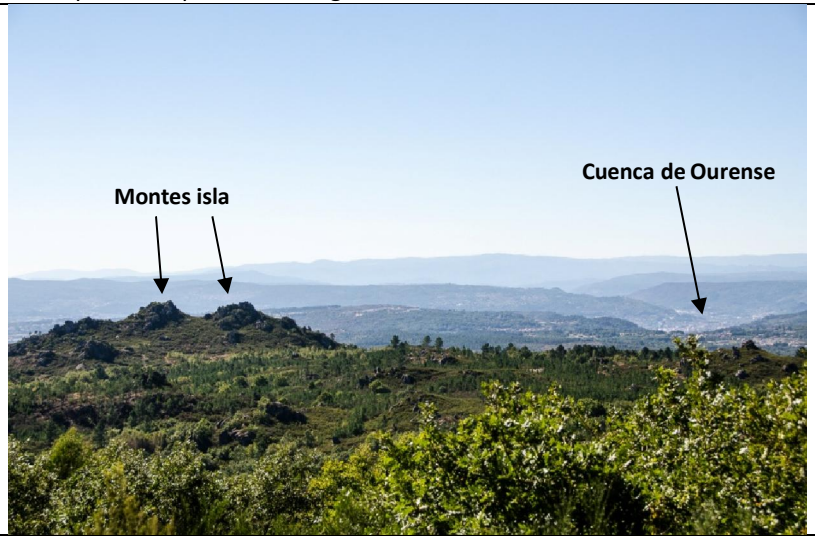
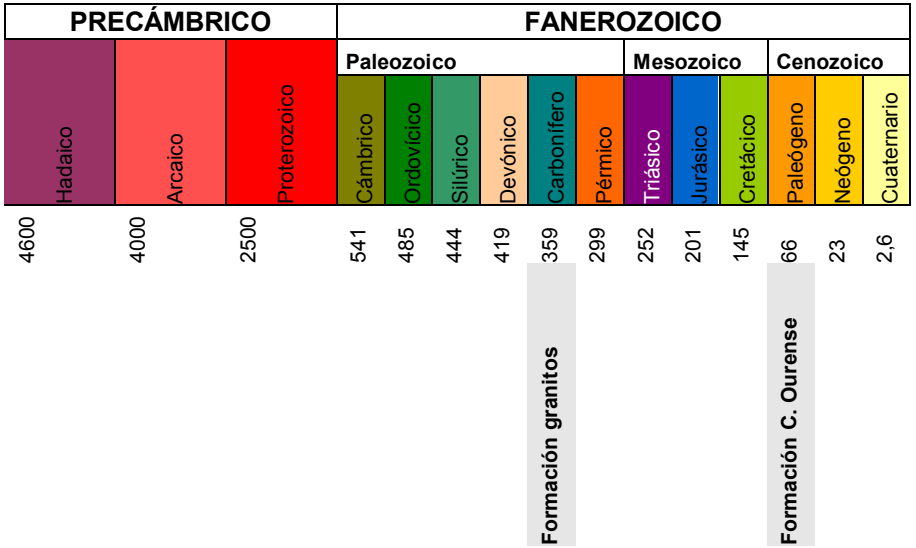


Foto 4. Montes isla y cuenca de Ourense.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



OTROS VALORES NATURALES Y TURÍSTICOS:

Este LIG se sitúa en un entorno especialmente llamativo, por la belleza de los bosques de repoblación y naturales y por el Monasterio de San Pedro de Rocas, del siglo VI.

El paraje también permite observar el vuelo de aves rapaces y otra avifauna de interés.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 188 Nogueira de Ramuín.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

TURGALICIA. SAN PEDRO DE ROCAS: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=5218

FICHA 4.2 VIRXE DO MONTE

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Esgos, Fonte da Virxe, a escasa distancia de A Virxe do Monte en el ayuntamiento de Nogueira de Ramuín.

Coordenadas:

Métricas (UTM)	X = 609490; Y = 4690226
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,6705°; Latitud: 42,3566°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

El afloramiento se sitúa 300 metros al Suroeste de la capilla de la Virgen del Monte.

Hasta la ermita de la Virgen del Monte se accede por carretera asfaltada desde Lonia del Monte o desde Xaravedra. Hay espacio para aparcar autobuses. Desde la ermita hay que caminar 300 metros por un sendero bastante descansado para llegar al afloramiento, el cual destaca desde la ermita.

MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año.

INTERÉS:

Petrológico y tectónico: transformaciones de pizarras y cuarcitas sometidas a las condiciones de una zona de cizalla dúctil.

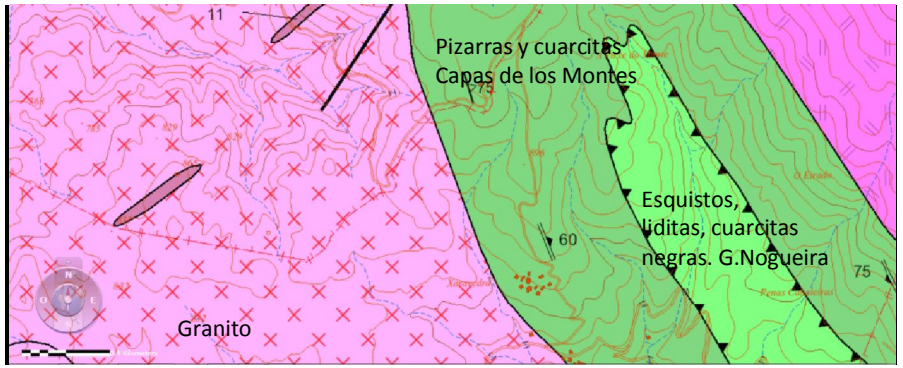
CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico.

Las sucesiones estratigráficas del Paleozoico inferior y medio.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

En la zona de la ermita de la Virgen del Monte se observan las pizarras y cuarcitas de la Capa de los Montes. Son unas rocas de aspecto hojoso, de color marrón claro (foto 1).



En la ladera, desde la ermita hacia el Sur, se ven paredes en las parcelas hechas con rocas muy blancas. Son bolos de cuarzo lechoso, característico

de los diques y venas. Más allá, se observa un afloramiento de roca de color gris que resulta llamativo (foto 2).

Este afloramiento presenta una foliación intensa y gran dureza que le confiere el cuarzo. La roca original son las mismas pizarras y cuarcitas de las Capas de los Montes que, en este punto, han sido deformadas por una zona de cizalla dúctil en la que los materiales originales han sido sometidos a elevadas presiones y temperaturas de modo que, sin llegar a fundir la roca, su comportamiento se ha vuelto dúctil, permitiendo que la roca fluyera en estado sólido.

Una característica de las zonas de cizalla dúctiles es que hacen que en la roca migren agua y sílice. La sílice se disuelve en el agua y se mueve hacia zonas de debilidad de la roca. Así se han formado los boudines de cuarzo que pueden observar, siempre siguiendo los planos de debilidad de la roca. Los boudines como el resto de la roca están deformados posteriormente por la propia zona de cizalla, por ese motivo algunos tienden a oscurecerse, al romperse los grandes cristales de cuarzo en muchos cristales pequeños y perder, por tanto, transparencia.

El sentido en el que se realizó el movimiento de cizalla en este caso es muy difícil de saber sin realizar pruebas con un microscopio petrográfico, ya que la roca está muy deformada. La dirección de este bandeado respecto del Norte es N170^{o}E, la dirección que tiene la mayor parte de las zonas de cizalla en esta zona de Galicia.

La Capa de los Montes tiene una edad Ordovícica, de hace unos 480 millones de años, mientras que la deformación que le afectó se produjo en la orogenia Varisca, hace unos 300 millones de años.

En una de las rocas se observan unos microplieges con charnelas que forman ángulos rectos y hacen cambiar bruscamente de dirección al bandeado de la rocas (fotos 6 y 7), se denominan "kink bands" y es la forma de reaccionar la roca a los esfuerzos a los que fue sometida con posterioridad, fuera de las condiciones que le conferían un comportamiento dúctil.

Destacar también la presencia de una fina vena de cuarzo de pocos milímetros de espesor que es totalmente recta y corta al bandeado. Sin embargo, se formó antes del bandeado, ya que el bandeado afecta a la vena de cuarzo fracturándola con la misma dirección (foto 5).

REPORTAJE FOTOGRÁFICO

Foto 1. Aspecto normal de Las Capas de los Montes.

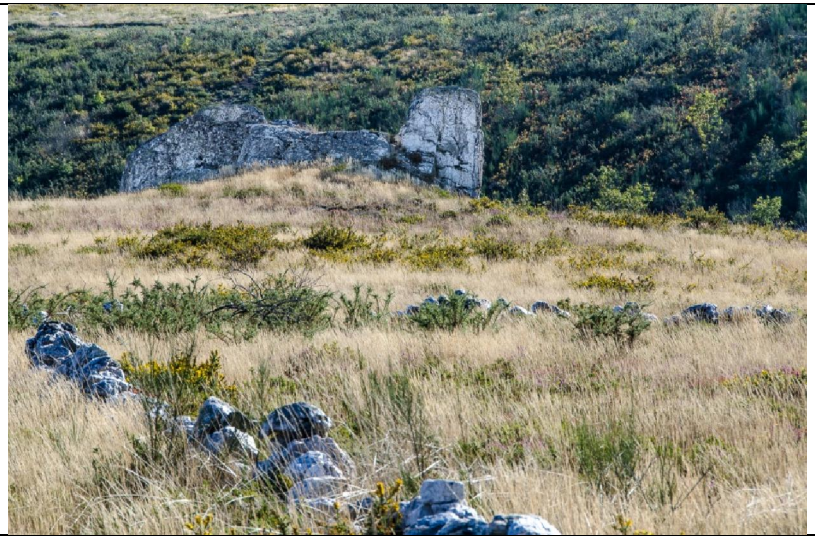


Foto 2. Vista del afloramiento al fondo y muros construidos con grandes cuarzos.

Foto 3. Aspecto general de Las Capas de los Montes sometidas a la cizalla dúctil.

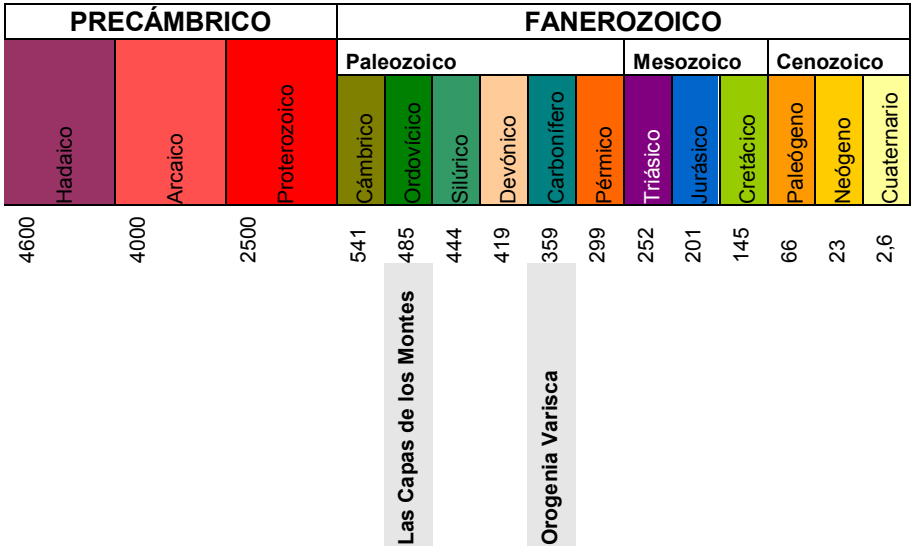
Foto 4. Plano perpendicular a la foliación tectónica con cuarzos exudados.

Foto 5. Boudines y venilla de cuarzo. La venilla está fracturada por la foliación.

Foto 6. Pared formada por el plano de la foliación tectónica con kink-bands.

Foto 7. Detalle de un kink-band en el plano perpendicular a la foliación tectónica

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



OTROS VALORES NATURALES Y TURÍSTICOS:

El paraje también permite observar el vuelo de aves rapaces y otra avifauna de interés.

La propia ermita de la Virgen del Monte.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 188 Nogueira de Ramuín.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

ERMITA DE LA VIRGEN DEL MONTE. PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/guia/lugares-de-inter%C3%A9s/64-nogueira-de-ramu%C3%ADn.html

FICHA 4.3. PENEDOS DA MOURA.

LOCALIZACIÓN:

Ayuntamiento de Esgos, Penedos da Moura

Coordenadas:

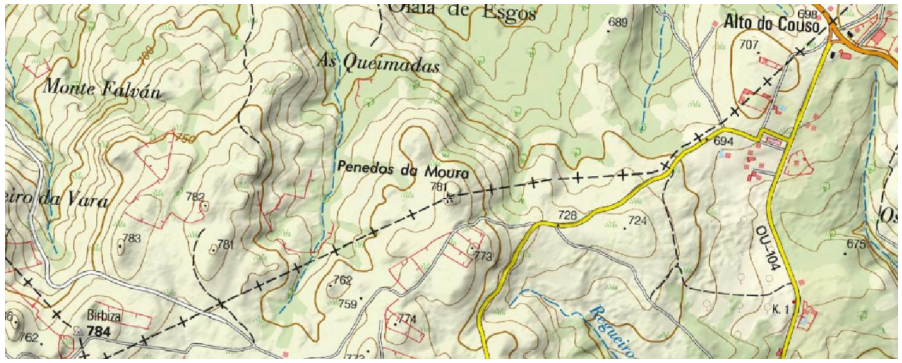
Métricas (UTM)	X = 607815; Y = 4684626
Geográficas (WGS84)	Longitud: -7,6919°; Latitud: 42,3064°

Sistema de referencia cartográfica: ETRS89, huso 29

ACCESIBILIDAD:

En el límite de los términos municipales de Esgos y Maceda, al Sur de la localidad de Esgos, dominando el paisaje de la zona se localiza Penedos da Moura. En la carretera de Ourense a Trives (OU-603), desde el Alto de Couso, se toma la carretera OUR-104 a Maceda durante 400 m., desviándose a la derecha hacia as Lamas. A poco más de un kilómetro del cruce, se inicia un camino de frente (la carretera gira a la izquierda). Hay que dejar el coche en este punto, ya que el camino está en mal estado. Hay poco espacio para dejar turismos, y es complicado para dejar autobuses.

Se sube por el camino durante 300 m. y vemos a la derecha el Penedo da Moura, hay que desviarse del camino y coger una senda durante 100 m.



MEJOR ÉPOCA DEL AÑO PARA VISITAR:

Todo el año.

INTERÉS:

Petrológico (leucogranito y pseudo-estratificación).

Geomorfológico (vistas de la zona).

CONTEXTO GEOLÓGICO:

Orógeno Varisco Ibérico

DESCRIPCIÓN GEOLÓGIA:

La roca que forma este afloramiento es un leucogranito, es decir, un granito de color muy claro, debido a que no posee biotita (mica negra rica en hierro).

El afloramiento granítico presenta pseudo-estratificación (fotos 1 y 2). Se trata de una estructura que se forma en la zona superior del magma granítico, en su ascenso, cuando solo permanece fundido en torno al 10% del magma. Esta situación produce tensiones entre la roca encajante y el magma fundido, las cuales ocasionan estas estructuras tabulares, similares a una estratificación más propia de roca sedimentarias.

Las diaclasas y fracturas de este granito, están sometidas a procesos de alteración hidrotermal, que ha generado, unos bordes rojizos hacia fuera y verdes hacia el interior, antes de alcanzar la masa de granito blanco, sin alteración. Estas franjas de color, presentan silicatos hidratados, óxidos y otros minerales que, para su identificación requieren de estudios petrográficos (foto 3).

En cuanto a las vistas que se observan desde el afloramiento, al Norte se distingue la pequeña cuenca cuaternaria existente al Sur de la localidad de Esgos, que se manifiesta como una superficie plana con prados y tierras de labor (foto 1).

Hacia al Oeste, los días de atmósfera muy clara se puede llegar a observar la ciudad de Ourense, geográficamente muy baja, en una fosa junto al río Miño.

Al Este y Suroeste se observa la cuenca terciaria de Maceda, ocupando una fosa de origen tectónico, es decir, limitada por fallas generadas durante la orogenia Alpina. De estas fallas destaca la falla del Rodicio que limita la fosa de Maceda por el Este, generando el escarpe que asciende el puerto de montaña del Rodicio (carretera OU-603 de Ourense a Trives) y que se observa desde este punto. Esta falla tiene una dirección respecto al Norte de N170^{o}E, lineación principal en las estructuras Variscas de esta zona (foto 4).

Estas cuencas y fosas se originaron por fracturación durante la orogenia Alpina (hace 50 millones de años) de la superficie plana que resultó de la alteración del relieve pre-existente durante el Mesozoico (hace unos 200 millones de años). La orogenia Alpina, generada cuando África y Europa chocaron, en esta región ocasionó la fracturación de la superficie en bloques que se elevaron o hundieron, alternativamente, formando cuencas y sierras. Posteriormente la acción erosiva de los ríos y otros agentes erosivos menores formaron el paisaje que observamos actualmente con penillanuras y valles.

REPORTAJE FOTOGRÁFICO:

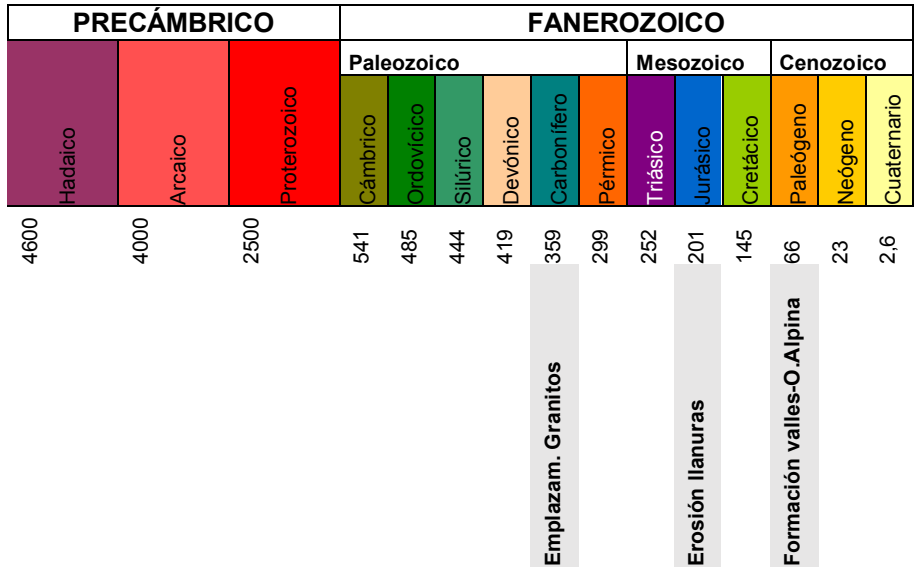
Foto 1. En primer plano granito; al fondo cuenca Cuaternaria.

Foto 2. Aspecto del afloramiento de granito.

Foto 3. Vista de la alteración hidrotermal.

Foto 4. Vista de la falla de O Rodicio.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



OTROS VALORES NATURALES Y TURÍSTICOS:

El paraje también permite observar el vuelo de aves rapaces y otra avifauna de interés.

En la ermita da Virxe do Monte, que pertenece al término municipal de Nogueira de Ramuín, se celebra, cada 15 de agosto una importante romería.

REFERENCIAS DE INTERÉS:

CIENTÍFICAS:

García Cortés, A. et al. 2009, Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 2009.

Hojas MAGNA escala 1:50000 nº 226 Allariz.

Mapa geológico del IGME escala 1:200000 nº 17/27 Ourense/Verín.

TURÍSTICO-DIVULGATIVAS:

TURGALICIA: http://www.turgalicia.es/ficha-recurso?cod_rec=280381179&ctre=17

PATRONATO DE TURISMO RIBEIRA SACRA: http://turismo.ribeirasacra.org/rs/es/

GLOSARIO

Alteración hidrotermal:

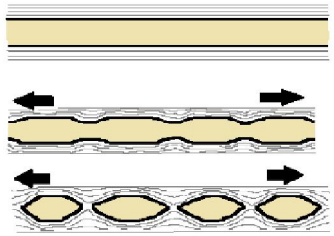
Alteración de una roca originada por la acción de agua caliente enriquecida en compuestos solubles. Está ligada a los últimos momentos de la cristalización de un magma. El agua caliente migra por las fracturas de la roca encajante reaccionando con esta y alterándola.

Aplita:

Roca granítica de tamaño de grano muy fino (inferior a 0,5 milímetros) en general de colores claros, formada principalmente por cuarzo y feldespatos.

Se forma en los últimos momentos de la cristalización de un magma granítico e intruye a favor de grietas en las zonas del propio granito ya formadas o en la roca encajante, por lo que se suele encontrar en diques o venas.

Boudín:



Fragmento de una roca resistente, , que se sitúa entre dos niveles de roca de menor resistencia, alargado por estiramiento tectónico según la dirección de un esfuerzo. Los boudines dan el aspecto de una ristra de salchichas. El espacio entre boudines está relleno por la roca de menor competencia (resistencia). Durante el proceso de deformación se producen engrosamientos y adelgazamientos, llegando a romperse la capa competente. Se forma en todo tipo de rocas.

Boudines de exudación:

Boudines que no se han formado por deformación de una capa resistente, sino por precipitación en planos de debilidad de la roca del contenido de fluidos que migran a través de estos planos. Se caracterizan por la ausencia de mineralización y por no estar afectados por procesos tectónicos.

En la zona estudiada abundan los de cuarzo, por migración de fluidos ricos en esta sustancia que precipita en zonas de debilidad de la roca..

Cuarcita.

Roca producida por la acción del metamorfismo sobre arenas ricas en cuarzo. El resultado es una roca formada en más de un 80% por cristales de cuarzo soldados entre sí, de gran dureza, compacta y de color blanco.

En esta zona destaca la cuarcita Armoricana, del Ordovícico Inferior, con una edad de 477 millones de años. Se trata de una antigua playa de enormes dimensiones del paleocontinente Gondwana metamorfizada por acción de la orogenia Varisca. En algunas zonas la arena originaria de la cuarcita tenía contaminación por limos y arcillas, dándole a la cuarcita formada a partir de esas zonas un aspecto más oscuro y deleznable.

Deriva continental:

Teoría, aceptada por toda la comunidad científica, por la cual los continentes se han desplazado considerablemente durante los tiempos geológicos. Realmente lo que se desplazan son las placas litosféricas, fragmentos de la corteza terrestre de los que forman parte los continentes.

De la aceptación y desarrollo de esta teoría surgió la teoría de la tectónica de placas.

Diaclasa:

Fractura en la roca sin desplazamiento de las partes separadas.

Dique:

Cuerpo de forma laminar formado por una roca magmática con potencia (espesor) igual o superior a un metro. Atraviesa las estructuras de la roca encajante.

Los más habituales en esta zona están formados por cuarzo, pegmatitas, aplitas o pórfidos graníticos.

Energía de una corriente de agua.

Capacidad (popularmente fuerza) que posee una corriente de agua para transportar en suspensión o como carga de fondo partículas de sedimentos. Si el río posee una pendiente pronunciada y el agua tiene una velocidad elevada podrá transportar partículas mayores que si su velocidad es lenta.

Foliación tectónica:

Ordenación de las partículas que constituyen una roca formando planos dentro de ella (dando el aspecto de muchas hojas de papel superpuestas). Está generada por la reorientación de los minerales debida a los esfuerzos que ha sufrido la roca. Para llegar a formarse una foliación tectónica es necesario un metamorfismo de alto grado, con presiones muy elevadas.

Granito:

Roca muy abundante originada por la consolidación de un magma en profundidad (roca plutónica), de color claro, formada por granos, constituida en más de un 80% por cuarzo y feldespatos de diversas composiciones. Los minerales que pueden acompañar a estos pueden ser muy variados. Están presentes en la corteza continental y su temperatura de fusión se sitúa entre 600 y 800º C.

El granito *sensu stricto* posee una composición química determinada. Las rocas de aspecto similar pero composición química diferente se denominan granitoides (serían las granodiotitas, tonalitas, sienitas,...) pero popularmente se les da el nombre de granitos.

Intrusión de un granito:

Como norma general, un magma de composición granítica se forma a bastantes kilómetros de profundidad en la corteza terrestre. El porcentaje de material fundido respecto al sólido no tiene porque ser muy alto, a veces con el 10% de fundido ya inicia su ascenso. El magma tiene el aspecto de un granizado, un líquido con muchos trozos sólidos dentro de él. Asciende hasta emplazarse en torno a los 4 kilómetros de profundidad, donde cristaliza formando la roca que posteriormente vemos en la superficie del terreno.

Los magmas ascienden por tener menor densidad que la roca que les rodea. Su velocidad de ascenso dependerá del contraste de densidad con la roca encajante, de su viscosidad y de su presión de fluidos (esta presión depende de la cantidad de gases que tenga disuelto el magma). La velocidad media de ascenso está en torno a un metro al año, pero se cree que en esta zona fue mayor.

Al ascender el magma va cambiando su composición química por tres procesos:

1.- Comienza a enfriarse y cristalizan los primeros minerales (los que tienen el punto de fusión más alto). Por este motivo el fundido restante está empobrecido en los compuestos que ya han cristalizado.

2.- Al ascender el magma engloba parte de la roca que le rodea. Si la roca englobada es de composición ácida la funde y la asimila (haciendo variar la composición del magma), si es de composición básica no tiene temperatura suficiente para fundirla y la engloba como xenolitos.

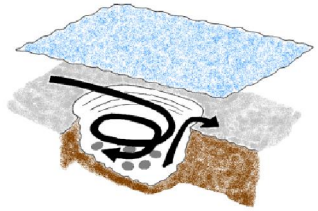
3.- Durante el ascenso el magma se puede mezclar con otros magmas, variando notablemente su composición.

El orden en que cristalizan los minerales depende de la temperatura de fusión de estos. Comenzaran a cristalizar (según las diferentes composiciones) por este orden: las plagioclasas, los piroxenos, los anfíboles, las biotitas (micas negras ricas en hierro), los feldespatos potásicos, las moscovitas y finalmente el cuarzo. Este orden de cristalización se denomina serie de Bowen.

En los momentos finales de la cristalización la presión en la zona es alta, ya que ha cristalizado la mayor parte del magma y este ocupa más en estado sólido que en estado líquido. Este aumento de presión genera grietas en la roca encajante y en el propio granito ya cristalizado. Por estas grietas escapan los pocos fluidos presentes en este momento en el magma, los cuales estarán enriquecidos en los minerales que aún no cristalizaron , es decir, feldespato potásico, moscovita y cuarzo. Además portarán los elementos raros que no entraron en la composición de los minerales formados hasta el momento. Por este motivo los filones y venas que se forman por la cristalización de estos fluidos en las grietas, además de los minerales citados, poseen minerales en cuya composición entran elementos raros, minerales como la lepidolita, la turmalina, el topacio, la wolframita, la casiterita,...

Marmita de gigante.

Cavidad erosiva cilíndrica formada en el lecho rocoso de los ríos de corriente turbulenta. Se genera por el movimiento en torbellino de cantos arrastrados por el agua. Los cantos que generan la erosión se denominan herramientas, ya que son los que realizan el trabajo.



Metamorfismo:

Transformación que sufren las rocas sin perder el estado sólido por el efecto de altas presiones y/o temperaturas. Las rocas cambian de textura y se forman y se destruyen minerales. Estos procesos son muy variados y complejos.

Metavulcanita:

Roca formada por la acción del metamorfismo sobre una roca de origen volcánico.

En esta zona suelen llevar asociados sulfuros de metales, que al ser expuestos a la intemperie se alteran a óxidos de metales que dan colores

llamativos a la roca. Se caracterizan por ser de naturaleza ácida y por tanto presentar cuarzos con golfos de corrosión.

Migmatización:

Proceso metamorfismo de alto grado en el que comienza a aparecer una fase líquida, generalmente silícea, que se introduce en la roca por los planos de debilidad. En estas condiciones de presión y de temperatura la roca es plástica y permite la formación de numerosos micropliegues, que son característicos de este proceso. El resultado de la migmatización es una roca que presenta un bandeado de niveles claros y oscuros y abundantes pliegues.

Moscovita:

Silicato del grupo de las micas ricas en aluminio. Se compone de multitud de capas transparentes muy finas y elásticas superpuestas. El mineral en conjunto tiene color traslúcido con diferentes tonalidades, pero su principal característica es su brillo fuerte. Abunda en algunos granitos y en las pegmatitas.

Neis:

Roca de mineralogía similar a la del granito generada por metamorfismo de grado medio o alto, de tamaño de grano medio o grueso, caracterizada por un bandeado milimétrico o centimétrico de colores claros (cuarzo y feldespatos principalmente) alternando con bandas de color oscuro (micas, anfíboles, piroxenos,...)

Ollo de Sapo o Formación Ollo de Sapo:

Neis que aflora en la península Ibérica formando un arco desde Cabo Ortegal al Sistema Central. Se caracteriza por el bandeado característico de los neises y porque en ocasiones presenta grandes cristales de feldespato blanco (denominado entonces Ollo de Sapo de grano grueso). Su color puede varias entre al marrón y el gris. No presenta sulfuros metálicos asociados.

Su curioso nombre se debe los pescadores de la zona del Cabo de Estaca de Bares, ya que los feldespatos blancos les recordaban a los ojos del pez sapo.

Su origen son las plataformas continentales del norte del paleocontinente Gondwana, en las cuales hace 485 millones de años se produjeron erupciones volcánicas de lava ácida (rica en sílice) que fluían por las grietas generadas por la separación de los paleocontinentes de Gondwana y Laurasia. Estas lavas y sedimentos piroclásticos (sedimentos de origen volcánico ácido) se mezclaron con los limos y arcillas depositados en la plataforma continental. Hace unos 300 millones de años el choque de los paleocontinentes Laurrusia (del que formaba parte Laurasia) y Gondwana generó la orogenia Varisca, la cual plegó y metamorfizó estos sedimentos, generando el actual neis.

Orogenia u orogénesis:

Proceso geológico que da como resultado la formación de una cadena montañosa y que se produce en la zona de contacto entre dos placas tectónicas al chocar una contra otra. Genera acortamiento de la corteza, pliegues, cabalgamientos, fallas y metamorfismo. Los relieves volcánicos no se consideran orógenos.

Orogenia Alpina:

Orogenia producida durante la era Terciaria o Cenozoico por el choque del continente africano contra Europa y el giro de la península Ibérica durante la apertura del Golfo de Vizcaya. Comenzó hace unos 70 millones de años y sus últimas fases se produjeron hace unos 20 millones de años. En el noroeste de la península no comenzó hasta hace unos 50 millones de años.

Generó cordilleras como los Alpes, los Pirineos, la Cordillera Ibérica y los Picos de Europa. En el noroeste de la península Ibérica se manifestó únicamente por la rotura de los materiales preexistentes en grandes bloques, de los cuales unos ascendieron y otros descendieron, generando lo que se denomina un relieve de teclas (por las teclas de un piano).

Orogenia Varisca o Hercínica:

Orogenia producida durante el Devónico Superior, el Carbonífero y el Pérmico Inferior (entre hace 370 y 290 millones de años) por el choque entre los paleocontinentes Gondwana, Laurrusia, Avalonia y Báltica, entre otros, para formar el supercontinente Pangea. Generó una cadena montañosa del tamaño y altitud del actual Himalaya que se extendía desde la actual Escandinavia hasta Marruecos, incluyendo las islas Británicas y las costas de Groenlandia y Norteamérica.

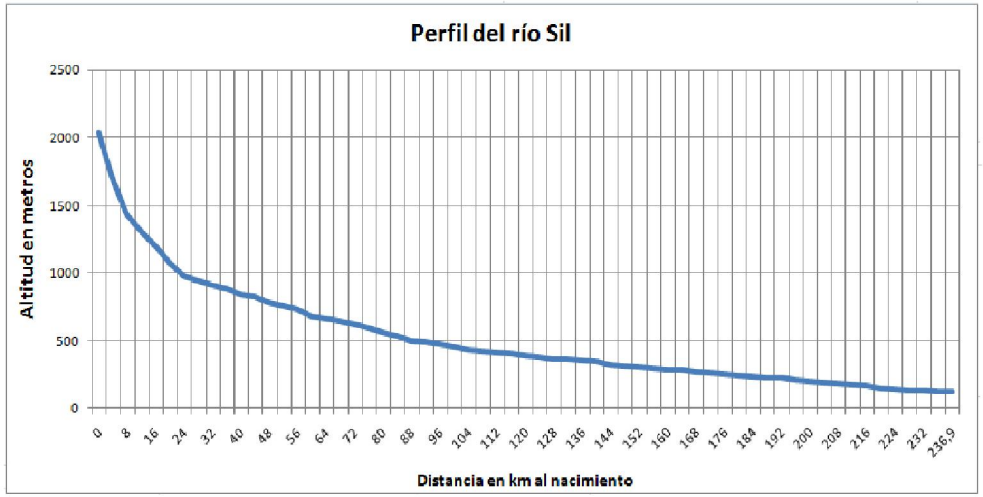
Pegmatita:

Roca magmática rica en sílice, cuyos cristales presentan tamaños grandes (de uno o varios centímetros). Su mineralogía básica es cuarzo, feldespatos y moscovita.

Se forma en los últimos momentos de la consolidación de un magma granítico, por lo que suele presentar minerales ricos en elementos raros que no han entrado en la composición de los minerales formados hasta ese momento en el granito. Estos minerales son lepidolita (mica rica en litio), turmalina, topacio (silicato de flúor y aluminio),... Como las aplitas, al formarse en los últimos estadios de la cristalización de un granito suelen intruir por grietas, apareciendo en forma de diques o venas.

Perfil de un río:

Representación gráfica de la altitud de cada punto del río desde su nacimiento hasta su desembocadura. En la imagen adjunta se representa en azul el perfil del río Sil.



Perfil de equilibrio de un río:

Perfil longitudinal que representa el momento evolutivo del río en el cual tiene la capacidad de transportar todo el material que erosiona.

Perfil ideal de un río:

Perfil longitudinal de un río que representa el momento en el que el río ni erosiona, ni transporta ni sedimenta materiales. Coincide con una curva exponencial negativa. Es el perfil al que tienden todos los río. No existe ningún río que lo haya alcanzado.

Pizarra:

Roca producida por la acción del metamorfismo sobre partículas de tamaño arcilla (inferiores a 0,004 milímetros). Se caracteriza por su color muy oscuro, por separase en lajas delgadas por planos, y por no observarse en ella ningún mineral a simple vista.

Pórfido granítico:

Roca magmática formada por una masa de cristales de tamaño muy fino (no observables a simple vista) en la que destacan grandes cristales de feldespatos. Posee la misma composición química que un granito. Se generan durante los últimos procesos de consolidación de un magma de composición granítica y habitualmente se presentan en diques y venas.

Roca ácida.

Roca la cual tiene más de un 65% de sílice en su composición. Este concepto no tiene nada que ver con el pH de la roca, se refiere a su contenido en sílice (SiO_2).

Una roca intermedia es la que tiene entre un 65 y un 52% de sílice, una roca básica la que tiene entre un 52 y un 45%, y una roca ultrabásica la que tiene menos de un 45% de sílice.

Roca ígnea:

Roca generada por la consolidación (cristalización) de un magma. Se puede producir en profundidad (roca ígnea intrusiva como el granito), en la superficie (roca ígnea extrusiva o volcánica como la riolita) o en diques (roca ígnea subvolcánica o hipoabisal como los pórfidos).

Si el magma se enfría lentamente (como es el caso de las rocas intrusivas) se pueden formar cristales de cierto tamaño. Cuanto más rápido sea el enfriamiento más pequeños son los cristales que forma.

Subedáfico (proceso subedáfico):

Proceso que ocurre unos pocos metros bajo la superficie del terreno, y por lo tanto está influenciado por los suelos formados sobre la superficie. Uno de los procesos subedáfico más destacable es la disminución del pH de las aguas subterráneas que circulan por la zona.

Tectónica de placas:

Teoría general de la geología que explica los movimientos de la parte más superficial de la Tierra, denominada litosfera, la cual está dividida en 13 grandes placas y en numerosas placas menores, las cuales son rígidas y se mueven entre sí. La mayor parte de la actividad geológica se concentra en los bordes de estas placas (vulcanismo, terremotos, deformación, orogenias,...) ya que en su continuo movimiento las placas chocan y divergen.

Turmalina (chorlita):

Silicato rico en boro y aluminio formado por la superposición de anillos constituidos por seis sílices. Forman prismas alargados con unas características estriaciones siguiendo su lado más largo. Pueden ser de muchos colores, pero las más habituales son las negras, que poseen bastante hierro, denominadas chorlitas.

Son minerales que se encuentran principalmente en pegmatitas, también en granitos, neises y filones de cuarzo.

Vena:

Cuerpo de forma laminar con potencia (espesor) inferior a un metro. Atraviesa la estructura de la roca encajante, destacando por un cambio de color y de litología. Los más habituales en esta zona están formados por cuarzo, pegmatitas, aplitas o pórfidos graníticos.

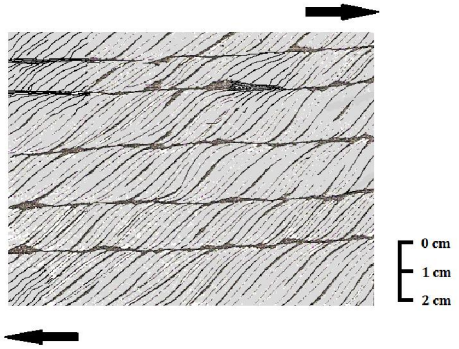
Xenolito o enclave xenolítico:

Fragmento de roca que ha sido incluida en otra roca de origen magmático.

En esta zona se suelen presentarse como fragmentos de rocas de composición básica (pobres en sílice, con colores oscuros y temperaturas de fusión elevadas) incluidas dentro de rocas graníticas (de composición ácida: ricas en sílice, de colores claros y con temperaturas de fusión bajas). La temperatura de cristalización de un granito está en torno a los 700º C, mientras que la de las rocas básicas es de 1200º C, por lo que un magma granítico no tiene temperatura suficiente para fundir una roca básica que encuentre en su ascenso, y las engloba como xenolitos. El resultado son masas oscuras de bordes suaves dentro del granito de color más claro.

Popularmente se denominan gabarros.

Zona de cizalla dúctil:



Un movimiento de cizalla es el que se genera por la acción de dos fuerza iguales, de igual dirección y sentido contrario (también denominado par de fuerzas). Las zonas de cizalla dúctiles son zonas de la corteza terrestre que se deformaron por un esfuerzo de cizalla en un estado de alta presión y temperatura, no llegando a estar las rocas fundidas, pero su comportamiento fue diferente al que poseen esas mismas rocas en la superficie del terreno. Esta deformación se realizó en estado sólido, fue un flujo, como el del agua de un arroyo de montaña, pero en estado sólido. Por ello generan formas muy curiosas.

El efecto es similar a una tableta de chocolate un día de verano, no está fundida, pero no podemos partirla con la mano, se deforma.

Promueven:

Financia:

DEPUTACIÓN OURENSE

Dirección técnica:

esgam

Geólogos:
Eduardo J. González Clavijo
María Jesús Pérez Vázquez