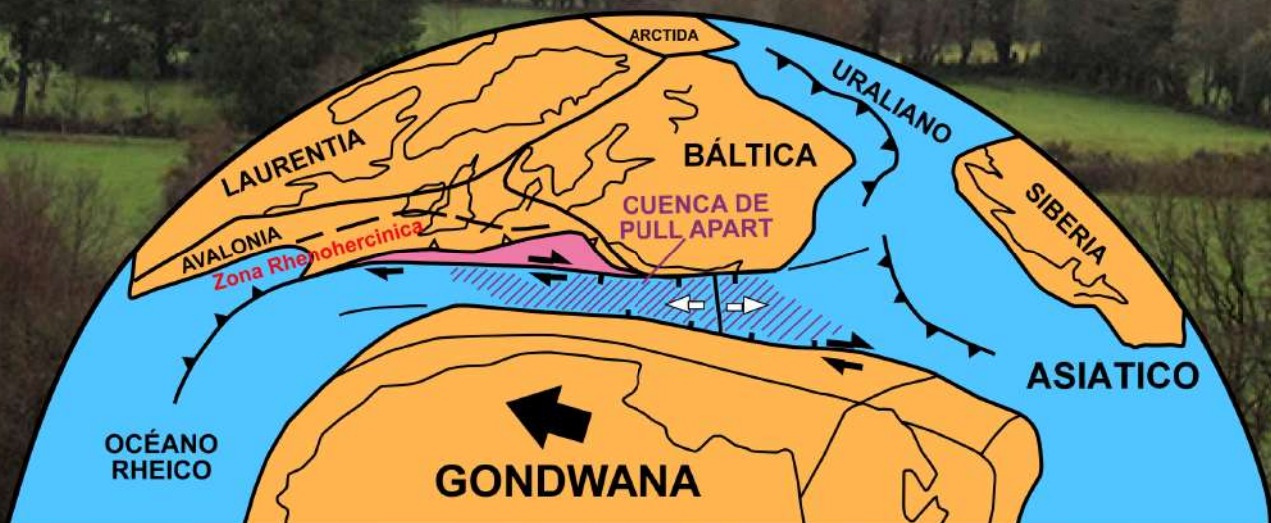


geología 18

Lugo

**La ofiolita de Careón:
un océano varado en el centro de Galicia**

Sábado 12 de mayo de 2018



Autor@s: Sonia Sánchez Martínez, Ricardo Arenas, José Manuel Fuenlabrada.
ISSN: 2603-8889 (versión digital)
Colección Geología.
Editada en Salamanca por Sociedad Geológica de España. Año 2018.

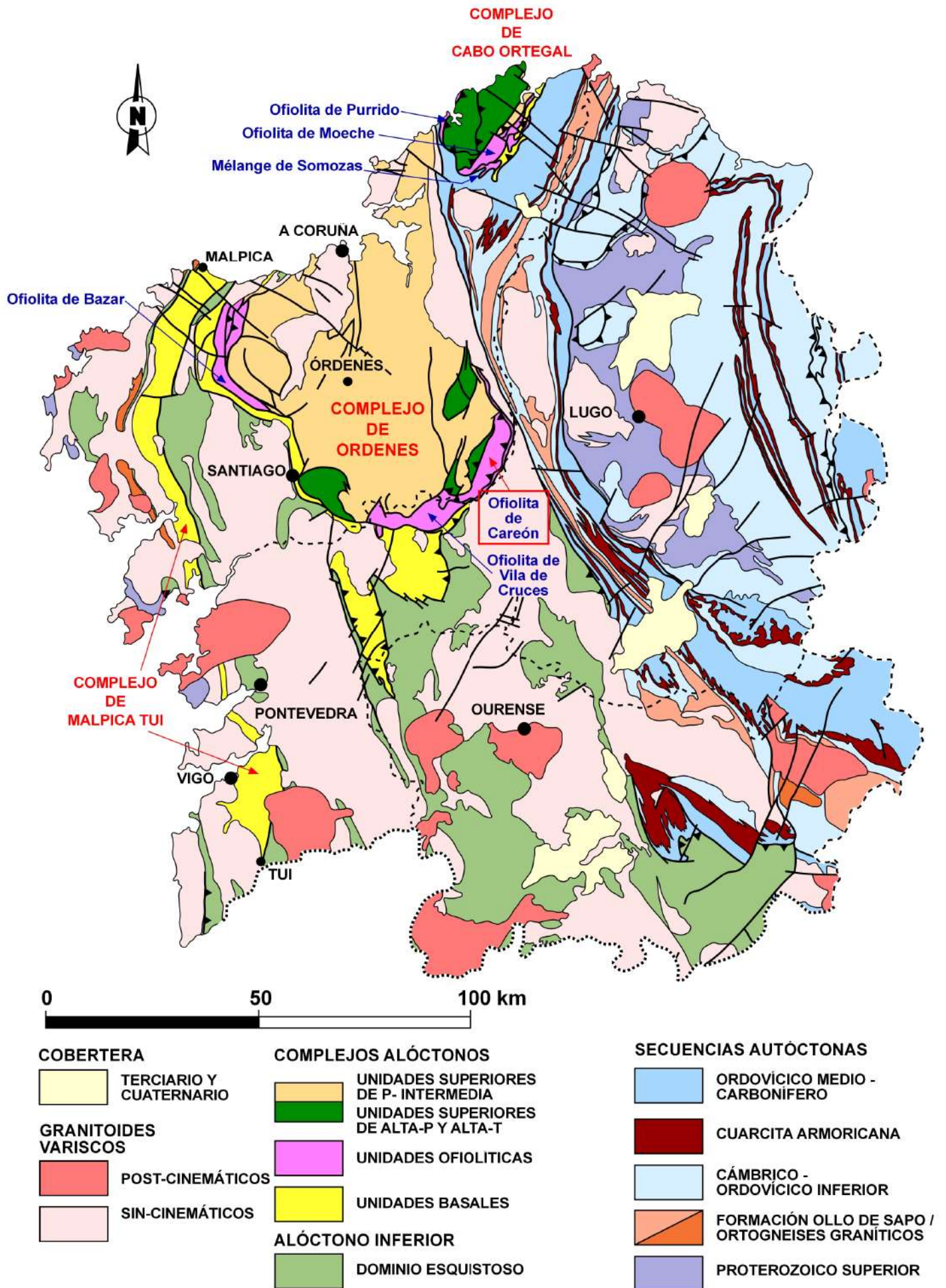


Figura 1. Mapa geológico del NW del Macizo Ibérico.

La Tectónica de Placas y el Ciclo de Wilson

En el contexto de la Tectónica de Placas, se conoce como Ciclo de Wilson al dilatado proceso que representa la división de un continente en dos partes (rifting continental) para generar un océano, que progresivamente se irá ensanchando y desarrollará una cordillera central sumergida (la dorsal), hasta que la evolución hacia un régimen convergente termine provocando el cierre del océano y la colisión de las dos placas continentales. Este ciclo fundamental en la dinámica del planeta toma su nombre en honor del geólogo y geofísico canadiense John Tuzo Wilson (1908-1993), uno de los principales autores en la formulación final de los principios de la Tectónica de Placas. Se considera que los ciclos de Wilson comenzaron en el planeta durante el Arcaico, hace unos 3000 Ma, y han condicionado la evolución del clima y del desarrollo de la vida en la Tierra. Un ejemplo clásico actual de fragmentación continental incipiente es la que está teniendo lugar en África oriental a lo largo del Gran Valle del Rift. Uno de los mejores ejemplos de dorsal oceánica se sitúa en mitad del Océano Atlántico atravesándolo de N a S como si se tratase de una gran costura, contorneando los continentes que separa. Es en ella donde se localiza la intensa actividad volcánica que es responsable de la creación de nueva litosfera oceánica (corteza y manto superior). El ejemplo actual más relevante de zona de colisión continental es la que está teniendo lugar entre Eurasia y la placa Índica. La formación de las grandes cadenas de montañas es una de las consecuencias de la colisión entre continentes. Las cadenas de montañas de naturaleza colisional, recientes o antiguas, se denominan orógenos y es en ellas donde se conservan los restos litológicos de los océanos desaparecidos, denominados ofiolitas. El orógeno generado durante la colisión entre Eurasia e India es la imponente cordillera del Himalaya, que contiene ofiolitas que documentan la historia del dominio oceánico desaparecido durante la colisión. Por lo tanto de acuerdo con un Ciclo de Wilson clásico, un orógeno típico debe contener los restos de un único océano desaparecido, es decir un único tipo de ofiolitas representativo por su composición y cronología de la historia de ese dominio oceánico.

El Orógeno Varisco y sus ofiolitas

En Europa central y occidental, el Orógeno Varisco constituye el basamento del continente. Este orógeno se formó entre el Devónico y el Pérmico (c. 400-390 Ma), durante la colisión entre dos grandes continentes, Gondwana situado al sur y Laurusia al norte, que originó el ensamblado final del último gran supercontinente, Pangea. El noroeste del Macizo Ibérico (la sección del Orógeno Varisco preservado en la Península Ibérica; **Fig. 1**) contiene una excelente representación de las ofiolitas generadas durante la formación de Pangea. La distribución y edad de estas ofiolitas, junto con sus características litológicas, geoquímicas e isotópicas, están siendo estudiadas desde la década de 1980 y han sido objeto de diferentes publicaciones y varias tesis doctorales (Sánchez Martínez, 2009). Estos trabajos han demostrado que al contrario de lo que cabe esperar según el Ciclo de Wilson común, las ofiolitas del NW de Iberia corresponden a diferentes tipos que tienen edades y composiciones distintas (Arenas y Sánchez Martínez, 2015). Este hecho indica que la historia de los dominios oceánicos que precedieron la formación de Pangea ha sido muy compleja y que probablemente varios de estos dominios se sucedieron en el tiempo antes del ensamblado final de Pangea (Arenas et al., 2016). Por otra parte, la mayoría de las ofiolitas que se conservan en el Orógeno Varisco, si no todas, no se formaron en relación con una dorsal oceánica típica (régimen divergente), sino que más bien reflejan episodios de formación de cuencas de atrás-arco (back-arcs), de ante-arco (fore-arcs) o el desarrollo de zonas de subducción intra-oceánicas. Estos tipos de ofiolitas, denominados de zona de supra-subducción, aparecen en contextos convergentes o colisionales, y vienen a representar la inmensa mayoría de las ofiolitas que aparecen preservadas en los orógenos. Es decir, la conservación de litosferas oceánicas formadas en dorsales centro-oceánicas (ofiolitas de tipo MOR) es poco frecuente, ya que al ser más densas (condicionada por su edad y estado termal) tienden a hundirse facilitando su completa desaparición por subducción. Por el contrario, los tipos de supra-subducción son más calientes y ligeras (suelen ser más jóvenes y de mayor temperatura), lo que dificulta su desaparición y facilita por el contrario su obducción sobre los márgenes continentales colisionantes.

La ofiolita de Careón

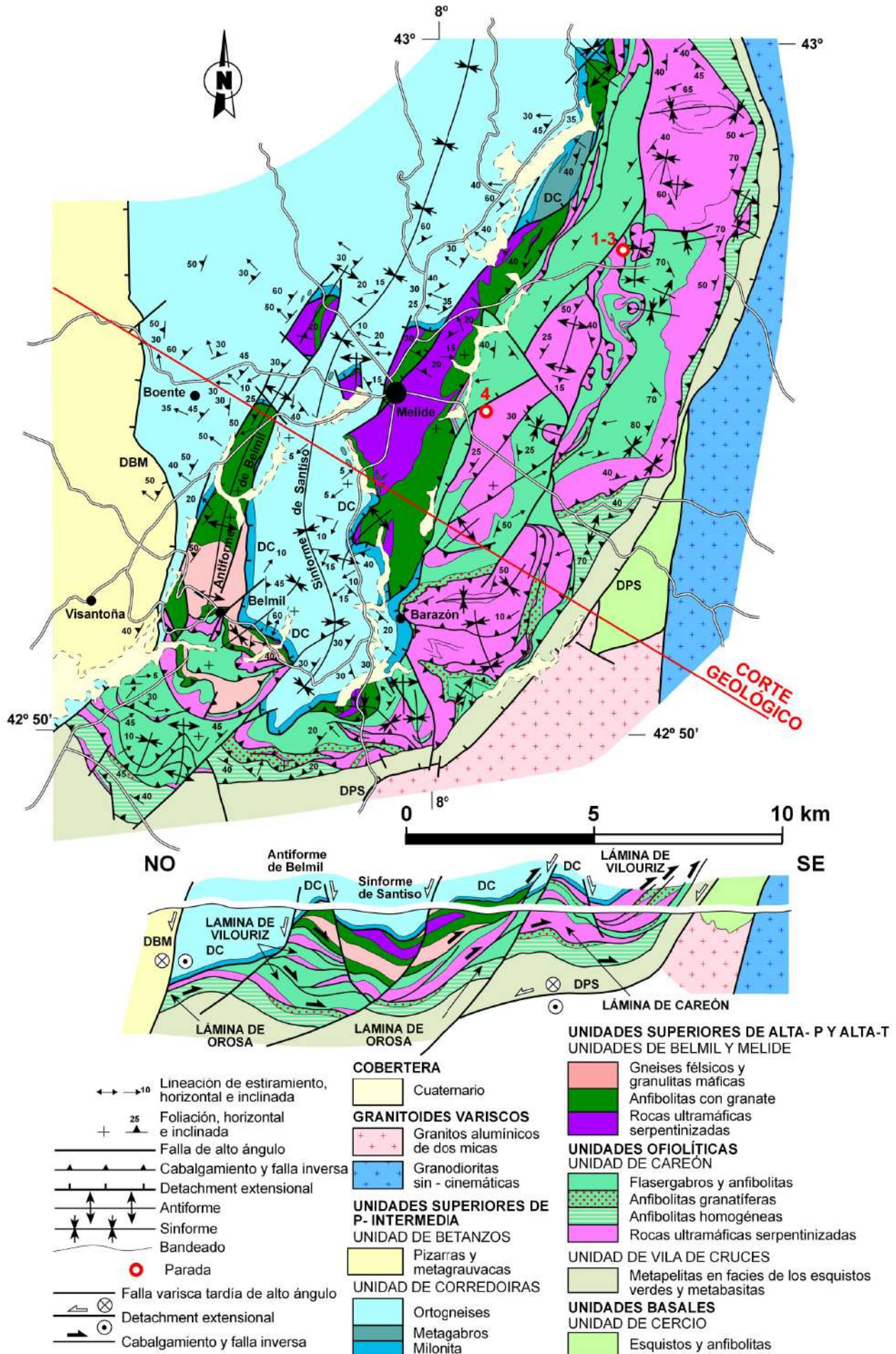


Figura 2. Mapa y corte geológico de la Ofiolita de Careón y de las unidades adyacentes en el SE del Complejo de Órdenes. Basado en Díaz García et al. (1999).

La Ofiolita de Careón

Localización, estructura y características litológicas

La Ofiolita de Careón se encuentra en el denominado Complejo de Órdenes, en las proximidades de la localidad de Melide (**Figs. 1 y 2**), y es quizás la ofiolita mejor preservada en el NW del Macizo Ibérico. Representa una de las primeras ofiolitas del Orógeno Varisco en ser estudiadas y ha proporcionado datos geocronológicos bastante precisos sobre la edad de sus litologías principales. Consiste en tres láminas tectónicas diferentes apiladas, denominadas de abajo a arriba láminas de Orosa, Careón y Vilouriz, que repiten la zona de transición entre el manto y la corteza oceánica y tienen un espesor total de c. 1500 m (**Fig. 3**). La lámina principal es la de Careón, constituida por c. 1000 m de rocas ultramáficas serpentinizadas y metagabros, con abundantes stocks de gabros pegmatoides emplazados en todos los niveles de la columna litológica y escasos sills de wehrlitas. También se encuentran numerosos diques de diabasas, emplazados desde los niveles mantélicos más profundos hasta los niveles más someros de la corteza oceánica (**Fig. 3**).

Edad de los protolitos y del apilamiento tectónico

La Ofiolita de Careón fue la primera ofiolita datada en el Macizo Ibérico. Una muestra de gabro pegmatoides ha proporcionado una edad de protolito de c. 395 Ma (geocronología U-Pb en circones; Díaz García et al., 1999). Las tres láminas de la Ofiolita de Careón muestran una foliación penetrativa, que se desarrolla a mayores temperaturas hacia la parte superior de cada lámina. En el contacto con las rocas ultramáficas suprayacentes, los gabros se encuentran transformados en anfibolitas con granate. Se han localizado niveles recrystalizados a muy altas temperaturas (suelas metamórficas), que llegan a desarrollar lechos ricos en corindón de hasta 2 m de espesor. La imbricación de las láminas de la ofiolita se produjo a elevada profundidad, ya que en las anfibolitas granatíferas de la parte superior de la lámina de Careón se han estimado unas condiciones P-T de c. 11-12 kbar y 650°C (Díaz García et al., 1999). La imbricación se desarrolló hace unos 377 Ma, de acuerdo con la datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la hornblenda de la foliación anfibolítica (Dallmeyer et al., 1997).

Tipología de la ofiolita y composición geoquímica

La Ofiolita de Careón muestra una constitución litológica diferente de la que caracteriza a las litosferas oceánicas comunes generadas en una zona de dorsal (Nicolas, 1995). Por esta razón fue interpretada desde un principio como una ofiolita generada en un contexto convergente en una zona de supra-subducción (Díaz García et al., 1999). La intrusión de abundantes diques de diabasas en todos los niveles de la lámina de Careón, es otra prueba indicativa de que la generación de esta ofiolita tuvo lugar en condiciones de fuerte extensión y adelgazamiento, por encima de una zona de subducción. Las concentraciones de elementos traza inmóviles (Hf, Th, Ta) presentes en los gabros y su representación en el diagrama de Wood (1980), indican composiciones típicas de rocas máficas generadas en arcos de islas toleíticas, aunque las diabasas (diques) más jóvenes tienen composiciones transicionales hacia N-MORB (basaltos comunes de dorsal) (**Fig. 4**; Sánchez Martínez et al., 2007). Todas las litologías estudiadas muestran una anomalía negativa de Nb en relación a los N-MORB, lo que apoya la hipótesis de la generación de esta ofiolita en un contexto de subducción activa (**Fig. 4**; Sánchez Martínez et al., 2007).

Origen y significado

La Ofiolita de Careón se interpretó inicialmente como una ofiolita de tipo supra-subducción (SSZ), generada en el contexto de una zona donde el océano Rheico subducía bajo él mismo (Díaz García et al., 1999; Sánchez Martínez et al., 2007). El Océano Rheico fue un gran océano paleozoico, que se abrió en tiempos cambro-ordovícicos durante la separación del microcontinente Avalonia del margen de Gondwana, para cerrarse durante el Devónico al comienzo de la colisión entre Gondwana y Laurasia que originó Pangea. Esta zona de subducción intraoceánica habría consumido prácticamente toda la antigua y densa litosfera del Océano

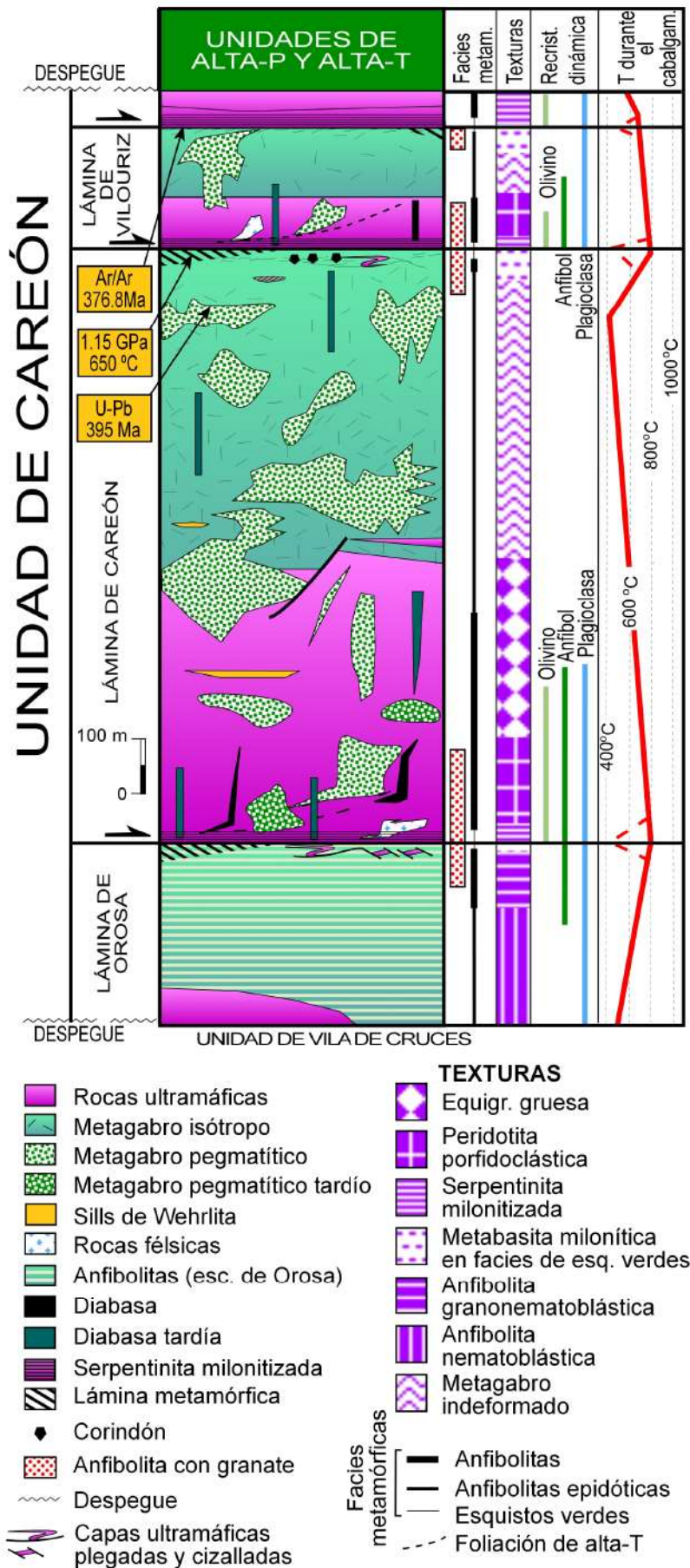


Figura 3. Columna litológica esquemática de la Ofiolita de Careón. Muestra las litologías principales de las tres láminas apiladas, de abajo a arriba Orosa, Careón y Vilouriz. También contiene una síntesis de los datos texturales, metamórficos y geocronológicos. Según Díaz García et al. (1999).

Rheico, cuyos tipos basálticos comunes de composición N-MORB no se han encontrado en el Orógeno Varisco. La litosfera oceánica juvenil y ligera originada en la zona de subducción intrarheica, hace c. 395 Ma, habría sido acrecionada poco después, a los c. 377 Ma, bajo el margen meridional de Laurusia. Esta interpretación inicial ha sido modificada recientemente, cuando se ha podido comprobar que el dominio oceánico donde se generó la Ofiolita de Careón no se corresponde con el verdadero Océano Rheico. La posición real de ese océano se ha identificado más bien en el SW de Iberia. Por otra parte, la edad de la Ofiolita de Careón aparentemente se sitúa entre dos episodios de colisión continental que se desarrollaron sucesivamente durante el ensamblado de Pangea. Por este motivo en la actualidad se considera que la Ofiolita de Careón se originó en una cuenca oceánica muy efímera, que se abrió y cerró rápidamente durante el ensamblado del último supercontinente (Arenas et al., 2014). La generación de este tipo de cuencas, denominadas cuencas de pull-apart, es frecuente cuando los continentes colisionantes desarrollan una convergencia lateral, como se piensa que fue el caso de la convergencia principal entre Gondwana y Laurusia. Un magnífico ejemplo actual de este tipo de cuencas se encuentra en la región del Caribe, donde el Rift del Caimán rellena la larga cuenca de pull-apart que se abre entre la placa de Norteamérica y la placa del Caribe. El esquema de la Fig. 5 muestra la evolución paleogeográfica desarrollada en el Paleozoico entre c. 420 - 370 Ma. Permite explicar la compleja dinámica de placas que tuvo lugar desde el comienzo del cierre del Océano Rheico hasta la desaparición de la nueva cuenca oceánica secundaria que constituye en el origen de la Ofiolita de Careón

Los datos geológicos recientes parecen indicar que unidades ofiolíticas similares a la Ofiolita de Careón, con edades en torno a 395 Ma, son frecuentes en el basamento de Europa central y occidental, y probablemente representan los tipos ofiolíticos más comunes en el Orógeno Varisco. Tipos de ofiolitas similares se han descrito en Cornualles, Bretaña y en el Macizo de Bohemia, tanto en Alemania como en los Sudetes de Polonia. Así pues la sección máfica -ultramáfica de la Serra de Careón representa un magnífico ejemplo de las unidades oceánicas características del basamento de Europa. Esta excursión del Geología 2018 ofrece la posibilidad de conocer unos conjuntos litológicos complejos que hasta ahora habían quedado al margen de la divulgación científica sólo accesibles para los especialistas.

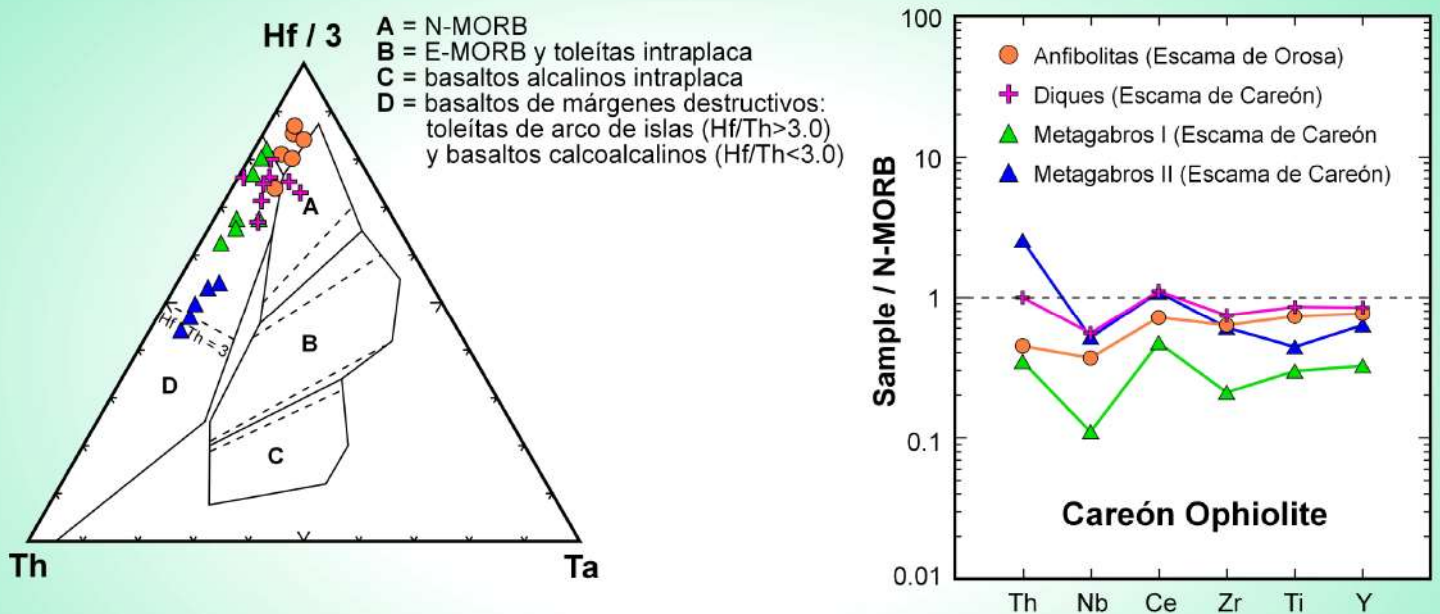


Figura 4. Diagramas geoquímicos que muestran las características composicionales de las litologías principales de la Ofiolita de Careón. Según Sánchez Martínez et al. (2007).

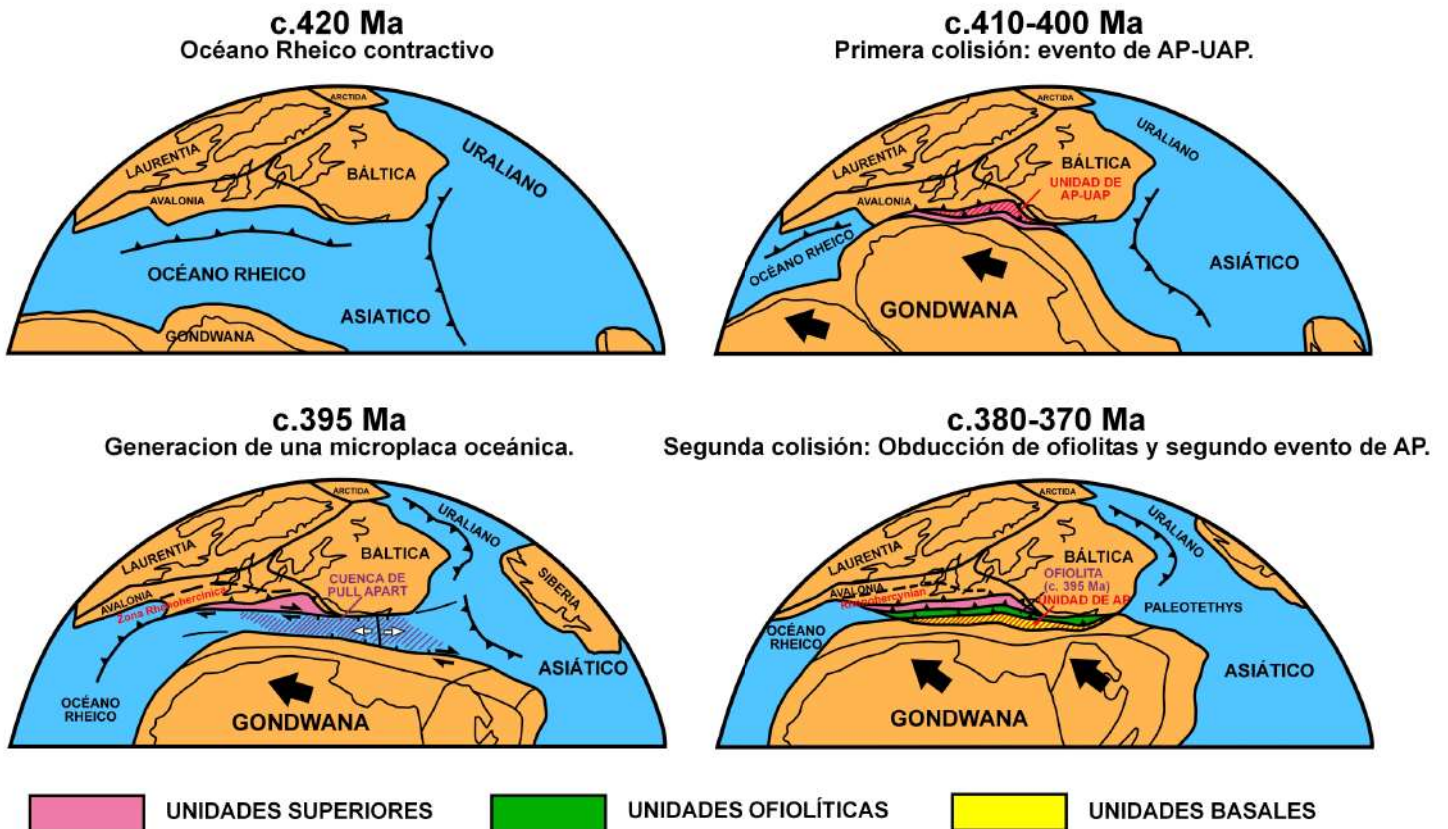


Figura 5. Reconstrucción paleogeográfica que muestra los episodios dinámicos principales desarrollados durante el ensamblado final de Pangea. El cierre del Océano Rheico condujo a un primer episodio de colisión continental con marcada componente lateral entre Gondwana y Laurasia (c. 410-400 Ma). La convergencia dextral favoreció la apertura de una cuenca de tipo pull-apart, donde se originaron los protolitos de la Ofiolita de Careón (c. 395 Ma). Un nuevo episodio de convergencia continental propició la imbricación de láminas oceánicas (c. 377 Ma) y la obducción final de la Ofiolita de Careón. El cierre definitivo de la cuenca de pull-apart precede al desarrollo de un segundo episodio de colisión continental con metamorfismo de alta-P (c. 380-370 Ma). Según Arenas et al. (2014).

Itinerario

Paradas 1 a 3

Este breve recorrido permite observar las características de la zona de contacto entre la lámina de Vilouriz y la lámina de Careón, así como las litologías más comunes de la Ofiolita de Careón.

La **Parada 1** muestra una sección poco alterada de las rocas ultramáficas que constituyen la sección mantélica de la ofiolita en la lámina de Vilouriz. Se trata de rocas ultramáficas muy serpentinizadas que al microscopio muestran escasos restos de los minerales primarios de las peridotitas (olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela), envueltos por una matriz de minerales del grupo de las serpentinas (lizardita y crisotilo en estas rocas) que definen la foliación visible sobre el afloramiento. Las peridotitas más comunes en las ofiolitas suelen tener una composición harzburgítica (olivino + ortopiroxeno dominantes). Las harzburgitas son rocas ultramáficas refractarias que constituyen el residuo resultante de los múltiples episodios de fusión parcial del manto superior oceánico necesarios para la generación de grandes volúmenes de líquidos basálticos que formarán la corteza oceánica típica. Las harzburgitas suelen estar acompañadas por cantidades menores de dunitas (olivino dominante). Este tipo de manto superior oceánico es diferente del manto subcontinental, donde el tipo de peridotita dominante es la lherzolita (olivino + ortopiroxeno, con abundante clinopiroxeno). La serpentización de las rocas ultramáficas de la Ofiolita de Careón indica que la sección mantélica fue en algún momento infiltrada por una

gran cantidad de fluidos acuosos (la serpentinita tiene aproximadamente un 12% en peso de agua, mientras que las peridotitas son rocas anhidras). Esta serpentinitización dificulta en gran medida el reconocimiento de los tipos de peridotitas originales. La identificación puede realizarse mediante el estudio y la interpretación de la composición química de las rocas ultramáficas, pero este trabajo no se ha realizado hasta ahora con el debido detalle.

La **Parada 2** muestra una intercalación de metagabros entre las rocas ultramáficas de la lámina de Vilouriz. Aparecen muy deformados, con marcada foliación, y representan originariamente un pequeño stock gabroico intruyendo la sección mantélica de la ofiolita.

La **Parada 3** está localizada en los gabros del techo de la lámina de Careón, muy próxima al contacto con las rocas ultramáficas de la lámina de Vilouriz. Estos gabros fueron originalmente tipos isótropos correspondientes a la sección plutónica de la corteza oceánica, pero ahora están afectados por un gradiente de deformación muy intenso que avanza hacia el contacto entre ambas láminas. Los gabros muestran un grano grueso o muy grueso y aparecen transformados en flaser gabros, gabros miloníticos y anfibolitas con o sin granate. De esta misma parada procede el metagabro cuyos circones fueron datados mediante geocronología U-Pb en c. 395 Ma (Díaz García et al., 1999). También en las proximidades de esta localidad se recogió la muestra de anfibolitas cuyas hornblendas fueron datadas mediante geocronología $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en c. 377 Ma, considerada la edad del apilamiento de las tres láminas de la ofiolita bajo el margen de Laurusia (Dallmeyer et al., 1997).

Como queda de manifiesto en este recorrido, las litologías fundamentales de la Ofiolita de Careón son las rocas ultramáficas serpentinizadas y los gabros y metagabros, representativos del manto superior y de la corteza oceánica, respectivamente. No existen pues en esta ofiolita otras litologías comunes en otras unidades oceánicas bien conocidas, como son un complejo de diques muy empaquetados constituido por diabasas y escasos plagiogranitos, un nivel de rocas volcánicas suprayacentes con pillow-lavas, brechas de pillows fragmentadas y otras evidencias de volcanismo submarino, y una cobertera de rocas sedimentarias que idealmente pueden contener niveles de cherts bandeados con presencia de microorganismos tipo radiolarios. La ausencia de todos estos materiales diferencia a la Ofiolita de Careón de las litosferas oceánicas comunes generadas en una dorsal (ofiolitas de tipo MOR o Mid Ocean Ridge). Este hecho, unido a su edad y a sus características geoquímicas y estructurales ha permitido clasificar esta ofiolita como una ofiolita generada en una zona de supra-subducción o SSZ (Díaz García et al., 1999; Sánchez Martínez et al., 2007; Arenas et al., 2014).

Al igual que las rocas ultramáficas, las rocas gabroicas o doleríticas de la Ofiolita de Careón apenas contienen minerales ígneos primarios (olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, etc). Han sido sustituidos por minerales metamórficos (anfíbol, clorita, epidota-clinozoisita, albita, etc) que indican una hidratación muy importante en algún momento de la evolución post-magmática de la ofiolita, ya sea durante su permanencia en la cuenca oceánica o durante su obducción. En los fondos oceánicos operan los sistemas hidrotermales más importantes del planeta, que son responsables de transformaciones similares de las litosferas oceánicas actuales. Sin embargo no existen estudios que permitan conocer por ahora el origen de la extensa hidratación que se reconoce en las litologías de la Ofiolita de Careón.

Parada 4

Esta parada se localiza en la carretera local DP-4602, en las proximidades de las instalaciones de la playa fluvial del río Furelos. En la cuneta izquierda de la carretera según el sentido de avance, puede observarse una sección de las rocas ultramáficas de la base de la lámina de Vilouriz. Las serpentinitas aparecen intruidas por una red de diques de diabasas y de gabros de grano grueso con espesores métricos. Los diques de diabasas muestran bordes enfriados de naturaleza afanítica y una intensa alteración hidrotermal. La red filoniana tiene una orientación N-S y buzamientos de moderados a altos. La presencia de una red de diques emplazada al nivel del manto superior suboceánico es indicativa de fuerte extensión y adelgazamiento cortical, y resulta una nueva indicación de que la Ofiolita de Careón se originó en un contexto de zona de supra-subducción.

Agradecimientos

La investigación que nuestro grupo ha desarrollado en la Ofiolita de la Serra do Careón se encuadra en las actividades de varios proyectos del Plan Nacional de I+D+i. La preparación de esta excursión del Geología-2018 ha sido financiada por el Proyecto CGL2016-76438 y por la Sociedad Geológica de España.

Referencias

- Arenas, R. et al. (2014). Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25, 756-763.
- Arenas, R. & Sánchez Martínez, S. (2015). Variscan ophiolites from NW Iberia: Tracking lost Paleozoic oceans and assembly of Pangea. *Episodes*, 38, 315-333.
- Arenas, R. et al. (2016). Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of Galicia (NW Iberia): A review of their origin and tectonothermal evolution. *Earth-Science Reviews*, 161, 140-178.
- Dallmeyer, R.D. et al. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277, 307-337.
- Díaz García, F. et al. (1999) Tectonic evolution of the Careón Ophiolite (Northwest Spain): A remnant of oceanic lithosphere in the Variscan Belt. *Journal of Geology*, 107, 587-605.
- Nicolas, A. (1995). *The mid-oceanic ridges. Mountains below sea level*. Springer-Verlag, 200 p.
- Sánchez Martínez, S. et al. (2007). The Careón Ophiolite, NW Spain: Supra-subduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor. *Geology*, 35, 53-56.
- Sánchez Martínez, S. (2009). *Geoquímica y geocronología de las ofiolitas de Galicia*. *Nova Terra*, 37, 351 p.
- Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.

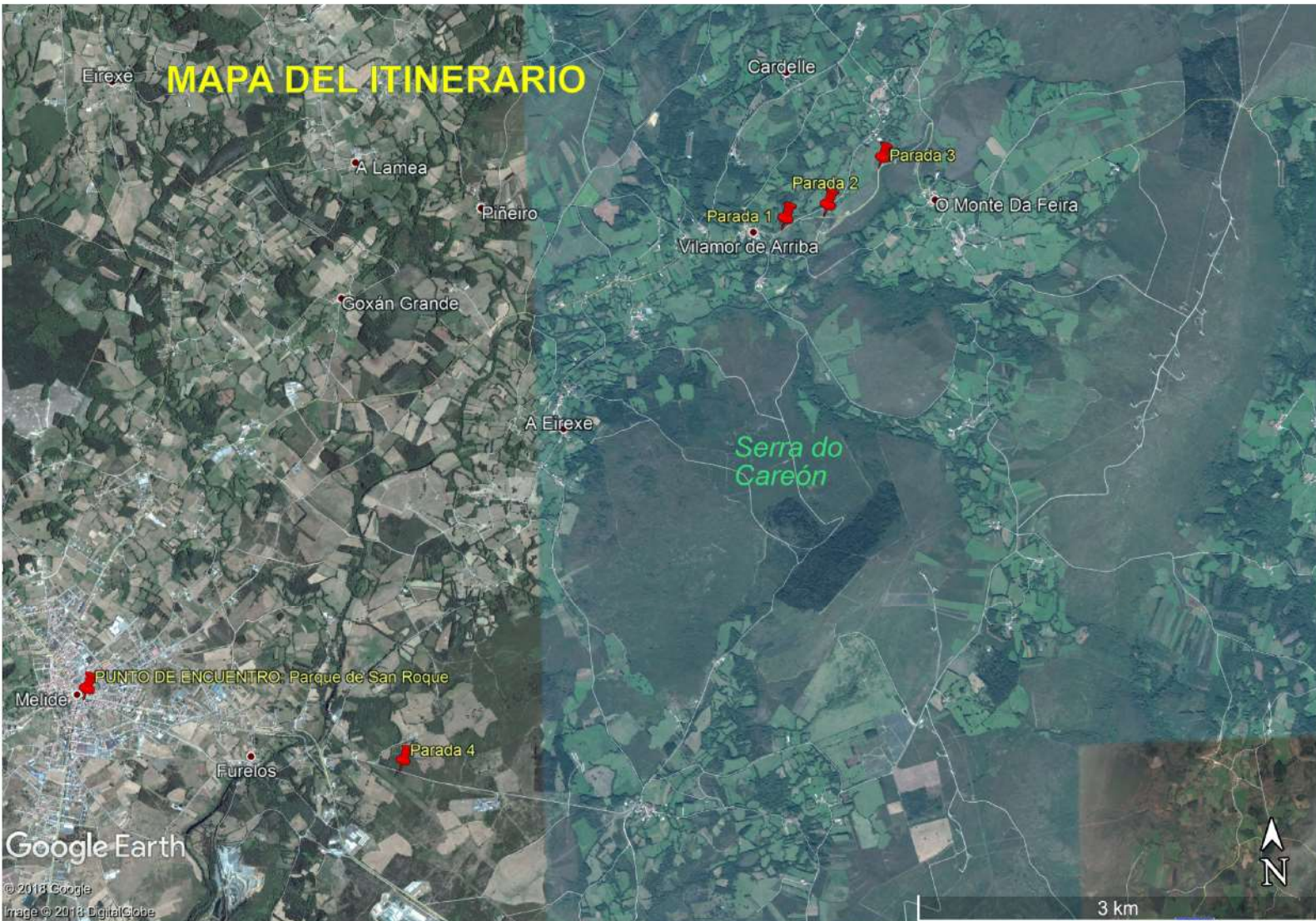


Punto de encuentro:

Parque de San Roque, Melide, 9:30

Excursión en coches particulares

Duración aproximada de la actividad: 6 horas



COORDINA:



ORGANIZAN:



Con la colaboración de:

