

# **7ª Reunión de la Comisión de Petrología, Geoquímica y Geocronología de Rocas Ígneas y Metamórficas**

## **El Complejo Nevado-Filábride de las Cordilleras Béticas:**

**Guía de la excursión al Macizo Ultramáfico del  
Cerro del Almirez (Sierra Nevada)  
y a la Sierra de los Filabres**



Dr. Vicente López Sánchez-Vizcaíno (Universidad de Jaén)

Dr. Carlos Jesús Garrido Marín (CSIC-IACT, Granada)

Dr. José Alberto Padrón Navarta (CSIC-IACT, Granada)

Dr. Manuel Dominik Menzel (CSIC-IACT, Granada)





**7ª REUNIÓN DE LA COMISIÓN DE PETROLOGÍA,  
GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA  
DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS**

**EL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE DE LAS  
CORDILLERAS BÉTICAS: GUÍA DE LA EXCURSIÓN AL  
MACIZO ULTRAMÁFICO DEL CERRO DEL ALMIREZ  
(SIERRA NEVADA) Y A LA SIERRA DE LOS FILABRES**

**15 al 18 de septiembre de 2022**

**Dr. Vicente López Sánchez-Vizcaíno (Universidad de Jaén)**

**Dr. Carlos Jesús Garrido Marín (CSIC-IACT, Granada)**

**Dr. José Alberto Padrón Navarta (CSIC-IACT, Granada)**

**Dr. Manuel Dominik Menzel (CSIC-IACT, Granada)**



# ÍNDICE

PREÁMBULO: OBJETIVOS E ITINERARIO DE LA EXCURSIÓN.....	5
AGRADECIMIENTOS Y FINANCIACIÓN .....	7
<b>1 PARTE I. Contexto geológico regional .....</b>	<b>11</b>
1.1 Las Cordilleras Béticas.....	11
1.1.1 Las zonas externas.....	12
1.1.2 Las zonas internas .....	13
1.1.3 Modelos geodinámicos de la evolución Paleógena del orógeno .....	14
1.2 EL Complejo Nevado-Filábride (CNF).....	15
1.2.1 Secuencia litológica .....	17
1.2.2 Edad y procedencia de los sedimentos basadas en circones detríticos .....	21
1.2.3 Magmatismo paleozoico félsico.....	22
1.2.4 Magmatismo básico de edad Mesozoica.....	23
1.2.5 Metamorfismo del Complejo Nevado-Filábride .....	26
1.2.6 Edad del metamorfismo .....	31
1.2.7 Macizos de rocas meta-ultramáficas.....	32
1.2.8 Modelo de evolución tectónica de las rocas ultramáficas del CNF.....	33
1.3 Figuras (Parte I) .....	37
<b>2 PARTE II: EXCURSIÓN AL MACIZO ULTRAMÁFICO DEL CERRO DEL ALMIREZ .....</b>	<b>51</b>
2.1 Introducción .....	51
2.2 Descripción de las paradas.....	52
2.3 Parada 0. Visión general de la secuencia (Lámina P-0).....	53
2.4 Parada 1. Brechas carbonatadas carniolares (Lámina P-1) .....	53
2.5 Parada 2a. Serpentinitas de alto grado (Lámina P-2a) .....	55
2.6 Parada 2b. Boudines zonados de metarrodingitas (Lámina P-2b) .....	57
2.7 Parada 3. Nivel discordante plegado de metarrodingita (Lámina P-3).....	61
2.8 Parada 5. Cristalinidad de la antigorita y Recristalización estática.....	65
2.9 Parada 6. El frente de reacción (Lámina P-6).....	67
2.10 Parada 7. Serpentinitas con enstatita (Lámina P-7) .....	69
2.11 Parada 8a. Diversidad textural en las harzburgitas con clorita (Lámina P- 8a)..	71
2.12 Parada 8b. Fracturación hidráulica y escape de fluidos (Lámina P-8b).....	73

<b>3</b>	<b>PARTE III: EL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE EN EL SECTOR CENTRAL Y ORIENTAL DE LA SIERRA DE LOS FILABRES .....</b>	<b>75</b>
3.1	Introducción .....	75
3.2	Parada 1. Esquistos de Montenegro (Lámina P-1).....	77
3.3	Parada 2. Contacto entre esquistos claros y oscuros (Lámina P-2).....	79
3.4	Parada 3. Parte basal de la Formación Tahal (Lámina P-3) .....	81
3.5	Parada 4. La secuencia litológica del Nevado-Filábride (Lámina P-4). .....	83
3.6	Parada 5. La secuencia de mármoles y calcoesquistos (Lámina P-5) .....	85
3.7	Parada 6. Ortogneises (Lámina P-6).....	87
3.8	Parada 7. Metabasitas y metaevaporitas (Lámina P-7) .....	89
3.8.1	Metabasitas .....	89
3.8.2	Metaevaporitas.....	90
3.9	Parada 8. Metabasitas con enclaves (Lámina P-8) .....	93
<b>4</b>	<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>95</b>

## Preámbulo: Objetivos e itinerario de la excursión

Después del parón obligado por las restricciones impuestas durante la pandemia de COVID-19, se reanudan con esta excursión las reuniones anuales de la Comisión de Petrología, Geoquímica y Geocronología de rocas ígneas y metamórficas de la Sociedad Geológica de España. Los objetivos a alcanzar siguen siendo los mismos que en reuniones anteriores: dar a conocer la geología y los resultados del estudio de dominios concretos de la Península Ibérica en los que afloran rocas ígneas y metamórficas y fomentar el intercambio de ideas y la discusión científica de los asistentes sobre los afloramientos visitados.

En esta ocasión recorreremos diversos afloramientos de rocas pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride (en adelante, CNF) de las Cordilleras Béticas en la provincia de Almería.

En primer lugar (viernes 16 de septiembre), visitaremos el *macizo ultramáfico del Cerro del Almirez* (Sierra Nevada) y tendremos la oportunidad de realizar observaciones en las metaserpentinitas que lo conforman mayoritariamente, así como en algunas otras litologías menos abundantes: metarrodngitas, oficarbonatos, clinopiroxenitas, etc. A partir de esto se plantearán cuestiones de interés, como son la evolución tectono-metamórfica de las rocas mencionadas durante su subducción en condiciones de alta presión, la importancia de las reacciones de deshidratación asociadas y las implicaciones de estos procesos en los contextos de subducción.

En el segundo día (sábado 17 de septiembre) seguiremos un itinerario que cortará la *secuencia litológica completa del CNF en la parte central de la Sierra de los Filabres*. Tendremos la oportunidad de observar rocas muy diversas (metasedimentos de diverso tipo, metabasitas y meta-granitos) y de discutir las principales cuestiones que se plantean en el estudio de este complejo metamórfico: evolución tectono-metamórfica, paleogeografía, geocronología, etc.

Finalmente, si la agenda lo permite, en la mañana del domingo 18 de septiembre, tendremos ocasión de realizar una visita a las rocas volcánicas del *Hoyazo de Níjar* y sus enclaves como ejemplo del vulcanismo neógeno de las Cordilleras Béticas.



## Agradecimientos y Financiación

Los organizadores agradecen al Parque Nacional de Sierra Nevada por el permiso para realizar la excursión en el Cerro del Almirez, y a la Sociedad Geológica de España por la financiación y oportunidad de organizar esta excursión. Los organizadores agradecen, asimismo, a la Universidad de Jaén, CEACTEMA y al CSIC-IACT por su ayuda en la organización de esta excursión de campo.

Esta guía ha sido posible gracias a la financiación del proyecto DESTINE (PID2019-105192GB-I00) financiado por el MICIN/AEI/10.13039/501100011033 y el programa FEDER “una manera de hacer Europa”. J.A.P.N. agradece la financiación de un contrato Ramón y Cajal (RYC2018-024363-I) financiado por MICIN/AEI/10.13039/501100011033 y el FSE “FSE invierte en tu futuro”, y M.M. un contrato posdoctoral (Postdoc\_21\_00791) financiado por la Junta de Andalucía (Consejería de Conocimiento y Universidades), FEDER y FSE. Esta guía es parte de la actividad de los grupos de investigación de la Junta de Andalucía RNM-131 y RNM-374.





Esta guía se estructura en tres partes:

**PARTE I: Contexto Geológico.** En esta primera parte de la guía se proporciona una revisión del contexto geológico regional, centrándose en el Complejo Nevado-Filábride y el macizo ultramáfico del Cerro del Almirez que constituyen las rocas que veremos y sobre las que discutiremos durante la excursión.

**PARTE II: Excursión al macizo ultramáfico del Cerro del Almirez (16 de septiembre de 2022).** En esta parte de la guía se describe la geología del macizo ultramáfico del Cerro del Almirez y las diferentes paradas planeadas en este macizo.

**PARTE III: Excursión al Complejo Nevado-Filábride en el sector de la Sierra de los Filabres (17 de septiembre de 2022).** En esta parte se describen las principales paradas planeadas en la secuencia del Complejo Nevado-Filábride en este sector.



## 1 PARTE I. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 1.1 Las Cordilleras Béticas

La Cordillera Bética es la rama septentrional del sistema orogénico Bético-Rifeño (Vera 2004), el cinturón montañoso arqueado alpino que conecta las cortezas continentales del sur de la Península Ibérica y la placa noroccidental africana, y que define el Arco de Gibraltar que rodea la cuenca del mar de Alborán formado sobre corteza continental adelgaza (Figura 1) (Comas et al. 1999). Aunque existen diferentes controversias sobre la evolución de este sistema orogénico, se suele considerar que se formó como resultado de la interacción de varios dominios continentales (véase Balanyá y García-Dueñas 1987) durante el Neógeno; generalmente, debido a la colisión hacia el oeste de un terreno alóctono (referido originalmente como “Dominio de Alborán”, Balanyá y García-Dueñas 1987) con los paleo-márgenes continentales del norte de la placa africana y del sur de la placa ibérica. Durante estas colisiones, el Dominio Sur Ibérico, que constituye las Zonas Externas de la cadena orogénica (Figura 1), fueron esencialmente deformadas por un sistema de tectónica *thin-skinned* y *thrust-and-fold* (Platt et al. 2013; Jabaloy et al. 2019a, y referencias citadas en estos trabajos; Figura 2, corte-b).

En detalle, La estructura del orógeno arqueado Bético-Rifeño es en detalle muy complejo con una arquitectura tridimensional variable en diferentes partes del orógeno (Figura 2). siendo la composición, estructuración, cinemática de la interacción y procedencia de estos terrenos muy debatida. Existe actualmente cierta indefinición en el uso del término de Dominio de Alborán que inicialmente se había equiparado a las zonas internas metamórficas del orógeno Bético-Rifeño formadas por el complejo Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride. Si el Dominio de Alborán se concibe como terrenos alóctonos y paleogeográficos distintos de los que constituían los paleo-márgenes de iberia, el Dominio de Alborán no incluiría al complejo Nevado-Filábride, que se considera actualmente como parte del paleo-margen ibérico subducido debajo de los terrenos alóctonos constituidos por los complejos Alpujárride y Maláguide y la Dorsal que constituyeron los terrenos alóctonos que colisionaron con los paleo-márgenes ibérico y africano durante un evento de subducción-acreción en el Paleógeno (ver Jabaloy et al. 2019b; y referencias citadas) (Figura 1). No obstante, es probable que los detalles de esta división varíen según el modelo geodinámico. Por tanto, en esta guía simplemente diferenciaremos de forma genérica las *Zonas Externas, que constituían la cobertera de los paleo-*

*márgenes y el surco de los Flysch, de las Zonas Internas del orógeno constituidas en su mayoría por complejos de basamento con una impronta variable metamorfismo alpino y más antiguo.*

Existen numerosos artículos de revisión de la geología Bético-Rifeña a los que se refiere al lector para una descripción detallada de la geología de la cordillera Bético-Rifeña y una lista exhaustiva de referencias (por ejemplo, Vera y Martín-Algarra, 2004; Chalouan et al. 2008; Platt et al. 2013; Jabaloy et al. 2019a,b; Gómez de la Peña et al. 2021; Guerrero et al. 2021). **En esta guía proporcionamos un resumen—simplificado y sin una bibliografía exhaustiva— cuyo objetivo es proporcionar una visión general de la estructura de la cadena y del contexto geológico regional del Complejo Nevado-Filábride y las rocas meta-ultramáficas del Cerro de Almirez objeto de la presente guía de campo.**

### **1.1.1 Las zonas externas**

Las rocas de las **Zonas Externas de la Cordillera Bética** se agrupan en varias zonas paleogeográficas: (i) **la Zona Prebética** dominada por facies superficiales, y (ii) **la Zona Subbética**, dominada principalmente por facies marinas profundas (Figura 1) y en la que se suele incluir una unidad intermedia que constituía una fosa de subsidencia entre ambas zonas. Las secuencias alóctonas de las Zonas Externas se han despegado del basamento del (paleo-margen) Macizo Ibérico (Figura 2). El nivel de despegue basal corresponde a las evaporitas y margas triásicas; sobre él, estas secuencias fueron deformadas principalmente por mantos y pliegues con sentido de transporte hacia el NO, aunque también se han desarrollado sistemas de empujes retrovergentes —principalmente a la Zona Subbética meridional— y zonas de cizalla frágiles dominadas por desplazamiento transcurrentes.

Además de estas zonas paleogeográficas de los paleo-márgenes, se suelen incluir en las zonas externas de la cordillera las **unidades de los Flysch** que constituían un surco marino con depósito de sedimentos sobre un basamento —probablemente oceánico— situado entre los paleo-márgenes ibérico y africano y los terrenos alóctonos (Figura 1). Las unidades de los Flysch están especialmente desarrollados en las zonas occidentales y centrales de la Cordillera Bética (Figura 1). En su sector occidental, estas rocas constituyen un sistema de cabalgamientos y pliegues sobre las rocas de las zonas Externas, y aparecen, a su vez, por debajo de las unidades Frontales (zonas internas) y los complejos metamórficos de las zonas internas, aunque, localmente, parte de las unidades tectónicas del Flysch han retrocabalgado sobre estas últimas (Figura 2). La mayor parte de los afloramientos del Flysch en las Béticas corresponden a dos unidades, la de Algeciras y la del Aljibe. Esta última es la

más extensa del norte del Arco de Gibraltar (Figura 2) y su estructura es un apilamiento imbricado. Las secuencias de las unidades de la Fosa del Flysch están compuestas esencialmente areniscas, del Cretácico Temprano al Burdigaliense, intercaladas con margas que actuaron como niveles de *décollement*. El *décollement* basal se localiza en estos niveles en los que se despegaron las secuencias del Flysch de su basamento original que en la Cadena del Rif y en Sicilia son rocas básicas del Jurásico Medio al Superior de carácter E-MORB, lo que indica una naturaleza de corteza oceánica o de corteza continental adelgazada. Los sedimentos de los surcos de los Flysch son el elemento más continuo dentro de las cadenas alpinas del Mediterráneo occidental, ya que se extienden desde la Cadena Bética, a lo largo de las cadenas del Rif, Tell y Túnez, hacia Calabria y los Apeninos meridionales (Figura 2).

### 1.1.2 Las zonas internas

Se reconocen varios complejos tectónicos que conforman *las zonas internas de las Cordilleras Béticas*. Estos complejos se distinguen por su estratigrafía, grado de metamorfismo y posición estructural (Figura 1; Figura 2 - corte d). Desde su posición tectónica actual más alta en la secuencia hasta su posición inferior en el orógeno, estos complejos son: **el Complejo Maláguide, el Complejo Alpujárride y el complejo Nevado-Filábride**. El más superior estructuralmente es el **Complejo Maláguide** —y su equivalente en el Rif, el Complejo Ghomáride— que comprende una serie de mantos de rocas paleozoicas a paleógenas con un grado metamórfico muy bajo (esquistos verdes) o inexistente. Este complejo se sitúa sobre el **Complejo Alpujárride** —o el Complejo Sébtide equivalente en el Rif— formado por sedimentos paleozoicos y triásicos, fuertemente deformados y metamorfozados en el Eoceno y comienzos del Mioceno. Los cuerpos peridotíticos de los macizos de Ronda y Beni Bousera se incluyen tradicionalmente en el Complejo Alpujárride (Figura 1; Figura 2 - corte d). En las Béticas centrales y orientales (Figura 1), por debajo del Complejo Alpujárride, aparece el **Complejo Nevado-Filábride** (Figura 2 - corte d), que comprende (meta)sedimentos y conjuntos de rocas (meta)ígneas paleozoicas y mesozoicas con un registro de metamorfismo de alta presión y deformación hasta, al menos, el Mioceno medio. Además de estos tres complejos, se suelen asignar a las zonas internas un conjunto de mantos de arrastre de rocas carbonatadas Mesozoicas —en gran parte no metamórficas— conocidas como **Complejo Frontal** o *Dorsale Calcaire* que delimitan el margen de las zonas internas, desde el sur del Rif alrededor del arco hasta las Béticas occidentales (Figura 1).

### 1.1.3 Modelos geodinámicos de la evolución Paleógena del orógeno

La evolución tectónica del orógeno Bético-Rif es objeto de importantes controversias, y, en consecuencia, se han propuesto diferentes modelos para su evolución orogénica alpina (ver [Guerrera et al., 2021](#) para una revisión reciente sobre los modelos propuestos). De forma muy simplificada, estos modelos pueden agruparse en tres tipos diferentes: (i) acreción ligada a una o varias zonas de subducción ([Araña y Vegas 1974](#); [Torres-Roldán et al. 1986](#); [Zeck, 1996](#); [Vergés y Fernández, 2012](#); [Pedrera et al. 2020](#)); (ii) la delaminación litosférica ([Platt y Vissers 1989](#); [García-Dueñas et al. 1992](#); [Seber et al. 1996](#); [Calvert et al. 2000](#); [Mancilla et al., 2013](#)); (iii) procesos de colisión lateral de terrenos meso-mediterráneos con los paleo-márgenes ibérico y africano durante el retroceso y la migración hacia el oeste de la zona de subducción del Tethys oriental ([Royden 1993](#); [Lonergan y White 1997](#); [Wortel y Spakman 2000](#); [Rosenbaum et al. 2002](#); [Faccenna et al. 2004](#); [Booth-Rea et al. 2007](#); [Garrido et al. 2011](#); [Carminati et al. 2012](#); [Guerrera y Martín-Algarra, 2012](#); [Hidas et al. 2013](#); [Van Hinsbergen et al. 2020](#); [Gómez de la Peña et al. 2021](#); [Moragues et al. 2021](#)).

En la Figura 3a se muestra un esquema de la estructura profunda del orógeno Bético-Rifeño tomada de [Hidas et al. \(2019\)](#). Los estudios de tomografía sísmica que visualizan una losa de alta velocidad con buzamiento variable dentro del manto superior bajo el Arco de Gibraltar ([Bezada et al. 2013](#); [Palomeras et al. 2014](#); [Mancilla et al. 2015](#); [Villaseñor et al. 2015](#)) junto con los datos geoquímicos de las rocas volcánicas Neógenas ([Duggen et al. 2008](#); [Varas-Reus et al. 2017](#); [Hidas et al. 2019](#)), la estructura del arco volcánico de la cuenca de Alborán Este ([Booth-Rea et al. 2018](#)) (Figura 3a, y la estructura sísmica profunda en las béticas orientales que muestran el margen ibérico del Tethys subducido por debajo de los terrenos alóctonos ([Morales et al. 2022](#)), parecen apoyar los modelos de subducción acopladas a colisión con zonas laterales de desgarre litosférico y delaminación continental (Figura 3a). Sin embargo, aún continúa la ambigüedad en cuanto al número de etapas de subducción, su polaridad y cronología.

Los modelos de la migración de una subducción hacia el oeste que arrastrara los terrenos alóctonos meso-mediterráneos en la placa de techo, suelen incluir una losa de litosfera del Tethys y sus paleo-márgenes con un buzamiento variable S-SE-E ([Rosenbaum et al. 2002](#); [Faccenna et al. 2004](#); [Booth-Rea et al. 2007](#); [Carminati et al. 2012](#); [Moragues et al. 2021](#)). Como ejemplo, en la Figura 3b se muestra la configuración del Mediterráneo occidental en el Mioceno Medio propuesta por [Moragues et al. \(2021\)](#). En este modelo los terrenos alóctonos extendidos en la placa de techo (Dorsal, Complejo Alpujárride y Maláguide) de la zona de subducción se

desplazaron hacia el oeste durante la migración de una losa de subducción del Tethys y sus paleo-márgenes subducidos (Complejo Nevado-Filábride, vergente hacia el E-SE) que colisionaría lateralmente con los paleo-márgenes ibérico y africano (Figura 3b).

## 1.2 EL Complejo Nevado-Filábride (CNF)

El Complejo Nevado-Filábride (CNF) suele dividirse en dos grandes grupos de unidades que tradicionalmente se han agrupado en los conjuntos tectónicos **Veleta y Mulhacén** (Puga et al. 1974, 2002) (Figura 6). Sin embargo, no hay acuerdo ni en la distribución cartográfica de estas unidades ni en su sucesión litológica y estratigrafía, e incluso algunos autores rechazan esta doble subdivisión e interpretan todo el complejo como una única unidad tectónica (González-Casado et al. 1995; García-Dueñas et al. 1998; Sanz de Galdeano 1997). Por ejemplo, Martínez-Martínez et al. 2002 en base a estudios estructurales diferencia en el CNF (Figura 6) la unidad de **la Ragua**, compuesta en su totalidad por mica-esquistos grafiticos y cuarcitas de varios kilómetros de espesor; la **unidad de Calar Alto**, que incluye también esquistos y cuarcitas de color claro de probable edad Permo-Triásica, superpuestos por rocas carbonatadas probablemente de edad triásica tardía; y **la unidad Bédar-Macael**, que comprende varias láminas de mantos tectónicos plegado compuestos por esquistos paleozoicos, metagranitos pérmicos, esquistos mesozoicos y rocas carbonatadas. Según estos autores, el conjunto discontinuo de lentes y de rocas (meta)básicas y meta-ultramáficas aparecen en una unidad fuertemente atenuada en el contacto entre las dos unidades superiores. **En esta guía usaremos la división general de Unidades del Veleta y Mulhacén utilizada por Gómez-Pugnaire et al. (2019) y que se muestra en la secuencia Figura 6**, en la que también se muestran de manera aproximada las divisiones propuestas por otros autores.

Las rocas del Complejo Nevado-Filábride aparecen actualmente exhumadas a lo largo de domos extensionales con una dirección E-W y que se exponen en las zonas centrales más elevadas de Sierra Nevada (con las cimas más elevadas de la Península Ibérica en El Pico Mulhacén, con una altitud de 3479 m), Sierra de los Filábrides, Sierra Alhamilla y Tejada, y otras Sierras de la Béticas orientales (Figura 4). La estructura actual del CNF se asemeja a la de un “core complex” metamórfico (Martínez-Martínez et al. 1997; y referencias citadas en este trabajo) separando el Complejo Alpujárride suprayacente por una importante falla extensional (despegue extensional de Mecina) que separa rocas de falla frágil a techo, de rocas miloníticas en la losa tectónica inferior del Complejo Nevado-Filábride (Jabaloy et al. 1993, Vissers et al. 1995, Martínez-Martínez et al. 2002, y referencias citadas en estos trabajos). Aunque algo variable, la dirección del movimiento, en promedio, está

dirigida hacia el oeste (Jabaloy et al. 1993). La geometría y cinemática de este despegue han sido interpretados en términos de falla normal de bajo ángulo que exhumó las rocas subyacentes del CNF coetáneamente con la evolución de la zona de falla basal de los Alpujarras (Martínez-Martínez et al. 2002, 2004, 2006).

La Figura 5 muestra un esquema del modelo propuesto por Martínez-Martínez (2006) para la exhumación del CNF en *core complexes*. Este modelo cinemático simplificado muestra varios momentos de la evolución del sistema desde el Mioceno medio hasta la actualidad. Según este autor, la evolución tectónica de la falla de las Alpujarras es una zona de transferencia que estuvo estrechamente asociada a la evolución tectónica de los sistemas de fallas normales y a la cantidad relativa de movimiento entre las placas superior (Maláguide y Alpujárride) y el CNF (Figura 5). En el Langhiense (esquema A de la Figura 5), la extensiónOSO-ENE de los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride comenzó tras un periodo de extensión, aproximadamente N-S, que adelgazó el Maláguide y el complejo Alpujárride. En el Serravaliense inferior (esquema B de la Figura 5), la cantidad de extensión era todavía baja y las rocas profundas de la placa inferior (complejo Nevado-Filábride) no habían sido exhumadas aún, produciéndose un levantamiento en *core complexes* — ortogonales a la dirección de extensión— compensando la extensión de la corteza superior. La extensión continuada conduce a la amplificación de los *core complexes* y la posterior exhumación del Nevado-Filábride metamórfico situado en la placa inferior. El esquema C de la Figura 5 ilustra el momento —aún durante el Serravaliense— en el que se desarrolla un antiforme perpendicular a la extensión. Posteriormente, gracias a la gran extensión sufrida por la placa superior (Maláguide y Alpujárride) durante la formación del *core complex*, la placa inferior (CNF) puede exhumarse, formándose pliegues paralelos a la dirección de extensión debido al acortamiento perpendicular. Finalmente, el esquema D de la Figura 5 ilustra un momento, entre el Mesiniense y la actualidad, en que las zonas exhumadas, incluidos los despegues extensionales, forman pliegues E-O a gran escala que sólo se forman en la placa inferior (CNF). Como consecuencia del acortamiento N-S a NO-SE, tuvo lugar la inversión de las fallas de transferencia, desarrollándose fallas en dirección SE sobre los despegues al N, mientras que los de S actúan aún como una falla de transferencia.

El modelo de Martínez-Martínez (2006) se basa en una competición entre la extensión y el acortamiento para explicar la evolución tectónica del CNF desde el Mioceno medio hasta la actualidad. Las fuerzas que impulsaron la extensión serían pasivas —probablemente debidas a la delaminación o rasgado (*tearing*) de la losa subducente (Figura 3)— generando la extensión de la corteza del sistema orogénico

hasta alcanzar un valor crítico de extensión. El acortamiento N-S, por el contrario, fue impulsado por la convergencia de placas, que fue más efectiva por detrás del frente de deformación extensional después alcanzar el valor crítico de extensión.

### 1.2.1 *Secuencia litológica*

#### 1.2.1.1 **Unidad del Veleta**

La Sucesión del Veleta tiene varios kilómetros de espesor, en parte debido a causas tectónicas, y se caracteriza por esquistos y filitas negras monótonas de grano fino ricas en grafito, con cuarcitas cada vez más abundantes hacia la parte superior de la sucesión (Jabaloy-Sánchez 1993; Martínez-Martínez 1986; Puga et al. 2002, 2004). Ocasionalmente, los esquistos intercalan mármoles negros ricos en grafito lateralmente discontinuos (Puga 1971; Puga y Díaz de Federico 1976; Díaz de Federico et al. 1979; Vissers 1981; Martínez-Martínez 1986; Álvarez-Lobato y Aldaya 1985), bandas de decímetros a pocos metros de espesor de ortogneises riolíticos (Nieto et al. 2000) y escasas lentes de anfibolita que, según sus características composicionales e isotópicas, corresponden a antiguos magmas basálticos generados en entornos de manto intracontinental (Puga et al. 2002).

Los mármoles ricos en grafito son raros en la Sucesión del Veleta de Sierra Nevada, pero en la Sierra de Baza y en la región de Águilas-Cartagena son frecuentes y han proporcionado fósiles pre-mesozoicos. En este último sector, los niveles carbonatados son localmente gruesos (de 0,5 a 5 m) y se concentran en la parte media de los esquistos ricos en grafito. Estos mármoles han proporcionado macrofósiles del Devónico (Lafuste y Pavillon 1976), crinoides y restos inclasificables de corales rugosos, cefalópodos, gasterópodos, braquiópodos, trilobites y otros fósiles (Laborda-López et al. 2015a, b). En la Sierra la Baza, una sucesión metamórfica de bajo grado formada por esquistos negros de grano fino muy ricos en grafito, incluyendo mármoles oscuros y cuarcitas gruesas hacia la parte superior, subyace a los típicos esquistos del Veleta. Los mármoles han proporcionado conodontos del Complejo Nevado-Filábride, de edad bashkiriana temprana (Rodríguez-Cañero et al. 2018) y las cuarcitas contienen estructuras sedimentarias bien conservadas (láminas gradadas, ondulaciones de corriente, estratificación paralela y transversal: Jabaloy-Sánchez 1993). Estos datos permiten interpretar la Sucesión del Veleta en la zona de Águilas-Cartagena como depositada en ambientes marinos (principalmente terrígenos, subordinadamente carbonatados) de plataforma somera durante el Devónico (Laborda-López et al. 2015a,b). En la Sierra de Baza la sedimentación del Carbonífero Tardío se produjo en ambientes más profundos bajo condiciones de

aguas profundas tranquilas y poco oxigenadas a anóxicas (Rodríguez-Cañero et al. 2018).

### 1.2.1.2 Unidad de Mulhacén

Diferentes tipos de micaesquistos cuarcitas, calcosquistos y mármoles constituyen las litologías predominantes en las sucesiones del Mulhacén (Puga 1977, 1990; Estévez y Pérez-Lorente 1974; Díaz de Federico et al. 1979; Gómez-Pugnaire 1981; Puga et al. 2002, 2011; Gómez-Pugnaire et al. 2012). Los esquistos a veces son de color oscuro, con grafito y/o ricos en biotita, pero también de color claro, ricos en moscovita y/o en clorita. Los mármoles son localmente masivos, de varios centenares de metros de espesor, son, en su mayoría, impuros y alternan con diferentes tipos de metapelitas, calco-esquistos y anfibolitas.

Normalmente, estas sucesiones incluyen también antiguos cuerpos de rocas magmáticas, tanto félsicas como máficas, con lentes ultramáficas, todas ellas metamorizadas en condiciones de alta presión. Las rocas félsicas son ortogneises masivos y estratificados, estos últimos frecuentemente muy ricos en turmalina (Nieto 1996; Nieto et al. 2000; Martínez-Martínez et al. 2010; Gómez-Pugnaire et al. 2012). Las rocas félsicas han proporcionado edades magmáticas de circón U-Pb del Paleozoico tardío. Los ortogneises masivos están asociados a metapelitas ricas en grafito interpretadas unánimemente como metasedimentos paleozoicos. Sin embargo, los litotipos gnéisicos aparecen en la parte superior de la sucesión Nevado-Filábride debido a causas tectónicas. Suelen estar intercalados dentro de metasedimentos de color claro, incluyendo horizontes marmóreos en su parte superior, que subyacen a una gruesa sucesión metasedimentaria, principalmente carbonatada, cuya edad se considera, esencialmente, Pérmica, aunque algunos autores han interpretado estos litotipos estratificados como rocas vulcanoclásticas pérmicas-triásicas (Andriessen et al. 1991; Nieto 1996; Nieto et al. 2000).

Las rocas máficas son principalmente anfibolitas o eclogitas anfibolitizadas con rasgos magmáticos localmente bien conservados que evidencian que sus protolitos fueron gabros o basaltos, a veces almohadillados (Morten y Puga 1984; Morten et al. 1987; Bodinier et al. 1987; Puga 1990; Gómez-Pugnaire y Muñoz 1991). Las rocas ultramáficas son serpentinitas y meta-harzburgitas (Burgos et al. 1980; Trommsdorff et al. 1998; Padrón-Navarta et al. 2010). La edad de las rocas máficas y ultramáficas y, especialmente, la de las sucesiones metasedimentarias del Mulhacén superior es controvertida. Según las correlaciones estratigráficas con la sucesión triásica de Alpujárride, la mayoría de los autores interpretan que la edad de los metasedimentos (principalmente mármoles, a veces con yeso) por encima de los

gneises y las rocas asociadas poseen una edad Pérmico-Triásica (Gómez-Pugnaire y Cámara 1990; De Jong y Bakker 1991; Gómez-Pugnaire et al. 1994). Otros autores interpretan parte de los mármoles y calco-silicatos impuros como metasedimentos del Jurásico-Cretácico depositados originalmente en ambientes marinos profundos en una rama oceánica del Tethys occidental (Puga et al. 2017), pero otros consideran los mismos metasedimentos como parte de la sucesión paleozoica (Gómez-Pugnaire et al. 2012).

#### 1.2.1.2.1 *Secuencia inferior (Esquistos de Montenegro)*

La sucesión del Mulhacén inferior está formada, predominantemente, por esquistos ricos en grafito de color oscuro con cuarcitas subordinadas. La diferencia más significativa es la presencia local, en los esquistos negros del Mulhacén, de minerales pre-alpinos de gran tamaño (entre cm y dm) y a veces muy bien conservados generados en condiciones metamórficas estáticas (Díaz de Federico y Puga 1976; Gómez-Pugnaire y Sassi 1983). Estos porfiroblastos conservan microestructuras que definen dos fases prealpinas de blastesis/deformación (Estévez y Pérez-Lorente 1974). No obstante, en la mayoría de los afloramientos, en particular en la Sierra de Filabres, los porfiroblastos están fuertemente deformados, aplanados, estirados y pseudomorfizados por la foliación alpina (Puga et al. 1975; Díaz de Federico y Puga 1976; Puga et al. 2002, 2004).

Cuerpos ortogneises (metagranitos) de tamaño hectométrico también aparecen localmente incluidos dentro de estos esquistos negros (Nijhuis 1964; Bicker 1966; Nieto, 1996). En el mayor cuerpo conocido (de tamaño kilométrico), que se encuentra en el este de la Sierra de Filabres (Gneis de Lubrín-Bédar), las estructuras magmáticas plutónicas y pegmatoides originales están localmente bien conservadas a pesar de la intensa deformación alpina.

#### 1.2.1.2.2 *Sucesiones litológicas superiores (Unidad de Mulhacén)*

Por encima de los esquistos negros de la sucesión del Mulhacén inferior, una gruesa sucesión de micaesquistos y cuarcitas de color claro constituye los esquistos de Tahal (Nijhuis 1964; Kampschuur 1975; De Jong y Bakker 1991). Cerca de su base, esta sucesión presenta localmente lentes de metaconglomerado lateralmente discontinuos y fuertemente deformados, que según Gómez-Pugnaire et al. 2000 constituyen la base de una sucesión continental, probablemente aluvial, depositada discordadamente sobre su sustrato de esquistos negros. Los afloramientos más

amplios de los Esquistos de Tahal aparecen en la parte central de la Sierra de Filabres (Vissers 1981). Constituyen una gruesa (800-1000 m) secuencia monótona de esquistos moscovíticos de color gris plateado con cuarcitas intercaladas de color gris azulado y blanco de grano gruesa a fina, que son más abundantes en la parte inferior de la sucesión. Las cuarcitas conservan frecuentemente laminación cruzada, estratificación cruzada, ondulaciones y bioturbación (de Jong y Bakker 1991; Gómez-Pugnaire et al. 2000). Las metapelitas de color gris claro plateado, con raras intercalaciones o mármoles (>1 m de espesor), y los calco-esquistos se vuelven predominantes hacia la parte superior, aunque las cuarcitas siempre están presentes. También aparecen en la parte superior algunos cuerpos gneísicos con budines asociados de turmalina y granate y capas de micaesquistos de granate-turmalina, así como diques de metabasitas (Gómez-Pugnaire et al. 2012).

Los esquistos de Tahal cambian hacia techo a una sucesión de mármoles con calcita-dolomita lateralmente discontinua y generalmente fuertemente brechada, localmente con yeso y escapolita (Gómez-Pugnaire et al. 1994; Puga et al. 1996; López-Sánchez Vizcaíno et al. 1997), así como lentes y diques de metabasitas que intruyen diferentes tipos de esquistos de grano fino y calcosquistos. Este complejo conjunto litológico ha recibido muchos nombres locales diferentes (Nijhuis 1964; Voet 1967; Vissers 1981; de Jong y Bakker 1991; Puga et al. 1996; Martínez-Martínez et al. 2002; Puga et al. 2004). Esta sucesión se depositó en ambientes evaporíticos, probablemente costeros. El origen tectónico *versus* sedimentario de esta sucesión y su edad son controvertidos: (i) brechificación tectónica de rocas evaporíticas del Pérmico-Triásico (Leine 1968; Vissers 1981); (ii) brechificación resultante de la disolución parcial de rocas con alto contenido en sales solubles (Duplaix y Fallot 1960; Jabaloy-Sánchez 1993; Gómez-Pugnaire et al. 1994); (iii) orígenes híbridos (Leine 1968; Bourgois 1979; Orozco et al. 1999); o (iv) deposición de una sucesión vulcano-sedimentaria andesítica intraorogénica de edad Paleógena que fue posteriormente brechificada tectónicamente (Puga et al. 1996). Sin embargo, la presencia de minerales de alta presión (pseudomorfos de distena-talco-fengita) formados durante el primer evento metamórfico alpino de alta presión en las metapelitas de grano muy fino no encaja bien con esta última interpretación.

La parte más alta de la sucesión del Mulhacén Superior está dominada por mármoles calcíticos y dolomíticos masivos y puros que recubren una sucesión heterogénea de calcosquistos que alternan con mármoles impuros, micaesquistos con granate —localmente ricos en grafito— micaesquistos cloríticos y anfibólicos, gneises estratificados ricos en turmalina, metabasitas y, ocasionalmente, serpentinitas. Estas litologías presentan rápidos cambios laterales y verticales debidos tanto a causas

estratigráficas como más probablemente tectónicas (Martínez-Martínez et al. 2002). Los mármoles masivos y puros, calcíticos y/o dolomíticos, de color blanco y/o gris bandeado, predominan en la parte más alta de la sucesión (Mármoles de Macael). Los mármoles impuros de capa fina a media que carecen de evaporitas y son ricos en granos de cuarzo detríticos redondeados, son esencialmente calcíticos, generalmente de color oscuro (grisáceo, pardo). Aparecen espacialmente relacionados con las metabasitas y las serpentinitas, y están asociados a diferentes tipos de calcosquistos y micaesquistos amarillentos-verdosos con algunos horizontes de cuarcita. También, localmente, incluyen unas bandas de pocos metros de espesor de esquistos oscuros ricos en grafito y ligeramente calcáreos. En la zona de Cóbdar los mármoles marrones incluyen capas muy finas con epidota, fengita, clorita, anfíbol, granate, titanita y rutilo, y algunos de ellos tienen contenidos de Cr inusualmente altos (López Sanchez-Vizcaíno et al. 1995) probablemente derivados de granos detríticos. En la misma zona, los mármoles y calco-esquistos impuros intercalan bandas de pocos metros de espesor de micaesquistos ricos en grafito, y contienen nódulos y bandas de cuarzo.

### 1.2.2 Edad y procedencia de los sedimentos basadas en circones detríticos

Jabaloy-Sánchez et al. (2018; 2021) han investigado los circones detríticos procedentes de las rocas metamórficas de la Unidad del Veleta (Fm. Aulago) y las rocas meta-ígneas del Arco de Águilas del CNF y establecen una edad máxima de depósito del Pennsylvaniense para los esquistos oscuros, y una edad deposicional del Carbonífero tardío para los esquistos y cuarcitas del Lomo de Bas (Arco de Águilas). Estos estudios confirman la edad post-paleozoica (Triásico y más joven) de al menos parte de las sucesiones superiores del Mulhacén (Jabaloy-Sánchez et al. 2018; 2021). Determinan una edad deposicional máxima del Pérmico-Triásico para la Fm Tahal, y concluyen que no existen un registro de ninguna formación de rocas félsicas importantes y/o evento de exhumación posterior al Permo-Triásico.

Poulaki y Stockli, 2022 han realizado un estudio exhaustivo de los circones detríticos del Complejo Nevado-Filábride de Sierra Nevada, Sierra de los Filábrides y Sierra Alhamilla (Figura 7). Estos autores concluyen que las distribuciones de edad de los circones concuerdan con los encontrados en los estudios previos (Jabaloy-Sánchez et al., 2018; 2021), con la excepción edades del Triásico-Jurásico temprano en rocas metasedimentarios en la formación Tahal. Según estos autores, las distribuciones de edades en los meta-sedimentos del CNF abarcan desde el Devónico hasta el Jurásico Inferior. Los únicos cambios significativos en los espectros son la aparición de modos de edad joven a medida que nuevas fuentes de circón están disponibles. Estas distribuciones poseen máximos de edades en el Jurásico (180-200 Ma), Triásico (200-

251 Ma), Pérmico (251-298 Ma), Carbonífero (298-358 Ma), Paleozoico Temprano (358-541 Ma), Ediacárico (541-635 Ma), Neoproterozoico Temprano (635-1.000 Ma), Mesoproterozoico (1,000-1,600 Ma), Paleoproterozoico (1,600-2,500 Ma), y Arcaico (>2,500 Ma) (Figura 7).

### 1.2.3 *Magmatismo paleozoico félsico*

Además de los metasedimentos, en las sucesiones del Mulhacén aparecen diferentes tipos de rocas magmáticas fuertemente afectadas por el metamorfismo alpino (ortogneises, metabasitas y serpentinitas). Los cuerpos de dimensiones variables de rocas ígneas ácidas metamorfizadas son comunes en toda la sucesión Nevado-Filábride (Nijhuis 1964; Puga et al. 2002; Nieto 1996; Gómez-Pugnaire et al. 2012; Martínez-Martínez et al. 2010) (Figura 6). En la Sucesión del Veleta, Puga et al. (2002) mencionan la presencia local de lentes métricas a decamétricas de ortogneises riolíticos. En las Sucesiones del Bajo y Alto Mulhacén, Gómez Pugnaire et al. (2012) y Ruiz-Cruz et al. (2016) distinguieron gneises con dos composiciones diferentes: (i) gneises leucocráticos peraluminicos, con texturas que iban, en función del diferente grado de deformación y metamorfismo sufrido, desde metagranitos, augen-gneises hasta gneises de grano uniforme. Los mayores afloramientos aparecen en la Sierra de los Filabres, cerca de El Chive y Bédar, donde son frecuentes las evidencias de metamorfismo de contacto y metasomatismo en los metasedimentos de caja, y (ii) gneises fuertemente peraluminosos ricos en biotita.

Nieto et al. (2000) y Puga et al. (2002) distinguieron entre gneises leucocráticos peraluminosos sincolisionales y poscolisionales. Este último tipo consiste en gneises estratificados ricos en turmalina formados por capas leucocráticas alternantes de centímetros a metros de espesor, con feldespato Na y K, y cuarzo, y litotipos melanocráticos con fengita, biotita verde, epidota y turmalina (Díaz de Federico et al. 1990; Nieto 1996; Nieto et al. 2000; Torres-Ruiz et al. 2003; Gómez-Pugnaire et al. 2012). Fueron interpretadas como rocas meta-vulcanoclásticas (Nieto et al. 2000; Puga et al. 2002), y han sido datadas por K-Ar como de edad triásica (Andriessen et al. 1991; Nieto 1996; Nieto et al. 2000). Las mismas rocas, sin embargo, han proporcionado edades magmáticas paleozoicas obtenidas con dataciones radiométricas más robustas mediante U-Pb en circón (Martínez-Martínez et al. 2010; Gómez-Pugnaire et al. 2012). La mayoría de los datos composicionales de los protolitos de los gneises se sitúan en el campo de los granitoides anatéticos (sin- y post-orogénicos), mientras que algunas de las muestras de gneis de biotita y un gneis leucocrático se sitúan en el campo composicional de las metapelitas Nevado-Filábride (Gómez-Pugnaire et al. 2012; Ruiz-Cruz et al. 2016). Todos los datos geoquímicos sugieren una derivación de los gneises por fusión de un protolito

cortical (Gómez-Pugnaire et al. 2012). La alta relación A/CNK, el alto contenido en SiO<sub>2</sub> y LILE, el bajo contenido en CaO, el alto LILE y los patrones de REE, son comparables a otros cuerpos graníticos peraluminosos y poscolisionales del orógeno Varisco europeo.

La datación por Rb/Sr de roca total y la datación U-Pb (SHRIMP) de circones magmáticos de los gneises de las sucesiones del Mulhacén Superior próximos a los mármoles obtienen una edad de 247±11 y 301±7 Ma respectivamente (Gómez-Pugnaire et al. 2000, 2004). Martínez-Martínez et al. (2010) obtienen edades U-Pb (LA-ICP-MS) de 314 ± 7 Ma y 304 ± 23 Ma. Ruiz-Cruz y Sanz de Galdeano et al. (2017) han encontrado de edades ligeramente más jóvenes (286±3 Ma) en rocas equivalentes de Sierra Nevada. La secuencia puede interpretarse en el contexto de la extensión tardía del Varisco que genera actividad magmática entre 295 y 240 Ma (Gómez-Pugnaire et al. 2012; Ruiz-Cruz et al. 2016).

#### **1.2.4 Magmatismo básico de edad Mesozoica**

Las rocas ígneas máficas metamorizadas son abundantes en el Complejo Nevado-Filábride. Aparecen principalmente en la sucesión superior, en la zona de transición entre los esquistos de Tahal y las sucesiones metaevaporíticas y de mármoles y calcoesquitos (Figura 9) (Puga, 1977, Puga et al. 1989, 1995, 1999, 2000; Gómez-Pugnaire y Muñoz 1991; Gómez-Pugnaire et al. 2000b, 2012, 2019). Las rocas ígneas sufrieron deformación compresiva alpina y metamorfismo, fundamentalmente durante el Mioceno temprano (López Sánchez-Vizcaíno et al. 2001; Gómez-Pugnaire et al. 2004, 2012; Platt et al. 2006; Kirchner et al. 2016), dando lugar a la formación de eclogitas y esquistos azules en los cuerpos máficos y conjuntos de alta presión en los metasedimentos. Localmente, la deformación dúctil afectó a algunos cuerpos eclogíticos produciendo esquistos máficos foliados. Por el contrario, la mayoría de las eclogitas de las zonas con deformación poco penetrativa conservan sus texturas ígneas y los contactos intrusivos originales con los metasedimentos del país. Además, algunos cuerpos ígneos escaparon localmente a los efectos del metamorfismo de alta presión, y muestran su textura y mineralogía original.

En los afloramientos de Cóbdar —que visitaremos en esta excursión— la mayoría de las metabasitas consisten en eclogitas no deformadas, con grado variable de anfibolitización y texturas ígneas ofíticas o doleríticas bien conservadas. Las metabasitas aparecen junto a las eclogitas. Las relaciones de campo indican inequívocamente que las rocas máficas metamorizadas son los protolitos de las eclogitas anfibolitizadas. Los rasgos ígneos intrusivos —márgenes enfriados, la

alineación de flujo de los fenocristales y las estructuras de juntas de enfriamiento—muestran que las metabasitas se presentan como diques subparalelos de inyección múltiple que atraviesan metasedimentos marinos poco profundos (Gómez-Pugnaire y Muñoz 1991). Las texturas de los diques van desde el gabro hasta el ofítico-dolerítico con tamaño de grano variable, y desde el porfirítico hasta el afanítico-vesicular con matriz de grano muy fino. Las rocas gabroicas de grano grueso son cúmulos que contienen grandes cristales de olivino y plagioclasa, que aparecen en las partes centrales de los diques más grandes (1–20 m de espesor). Las rocas doleríticas de grano fino a muy fino están formadas principalmente por olivino, y raramente por microfenocristales de plagioclasa, asentados en una matriz ofítica a subofítica. Las rocas ofítico-doleríticas forman los márgenes enfriados de los mayores diques de gabro de grano grueso o forman diques distintos de hasta 1 m de espesor. Las rocas porfíricas de grano muy fino aparecen en los diques más finos (2-50 cm de espesor) que atraviesan el conjunto. Los diferenciales de flujo son comunes en la parte central de los diques más grandes (hasta 20 m de espesor). Se pueden distinguir varias generaciones de intrusiones de diques en los afloramientos; los diques más jóvenes son los afíricos. En estos afloramientos, las rocas ultramáficas no están asociadas espacialmente a las metabasitas y es discutible la aparición de rocas de origen indudablemente volcánico (Puga et al. 1989; Gómez-Pugnaire y Muñoz 1991). Los diques atraviesan metasedimentos clásticos marinos de poca profundidad, metapelitas con escapolita y mármoles de las sucesiones Tahal, metaevaporítica y de mármoles y calco-esquistos (de Jong y Bakker 1991; Gómez-Pugnaire et al. 1994, 2012; López Sánchez-Vizcaíno et al. 1995). El emplazamiento continental de las rocas ígneas se confirma también por la presencia de enclaves ricos en Al en las doleritas no metamorizadas. Los enclaves consisten en grandes porfiroblastos de andalucita parcialmente pseudomorfizados por Al-espinela, plagioclasa, corindón y sillimanita (Gómez-Pugnaire y Muñoz 1991).

Las metabasitas del CNF tienen números de Mg que oscilan entre 0,56-0,80 (Gómez-Pugnaire y Muñoz 1991; Gómez-Pugnaire et al. 2000b). Los contenidos más altos de MgO (17,79-22,60 wt%) son exclusivos de los cumulos con texturas gabroicas de grano grueso y resultan de una acumulación variable de olivino ± Cr-espinela. La pequeña variabilidad del número de Mg en las muestras no acumuladas (0,59-0,70) coincide con la reducida variabilidad composicional de los minerales principales. Las muestras no acumuladas muestran tendencias divergentes con los contenidos de MgO, en torno al 12 % en peso, que también se observan para la mayoría de los elementos principales y traza. Las tendencias divergentes en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y TiO<sub>2</sub> apoyan la ocurrencia de dos tipos de magma distintos, con alto y bajo P (y Ti), respectivamente. Estas diferencias pueden explicarse si los basaltos de alto-P se

originaron a partir de la fusión por lotes de una fuente más incompatible y enriquecida en elementos (tipo OIB) que la de los basaltos de bajo-P (tipo E-MORB) (Gómez-Pugnaire et al. 2000b). La relación intrusiva original entre las metabasitas y los metasedimentos está generalmente bien expuesta.

El origen y la importancia geotectónica de las rocas metabasitas del CNF han sido objeto de cierto debate, y a pesar de las interpretaciones discrepantes, existe un acuerdo en ciertos aspectos: (i) las rocas ígneas básicas sólo constituyen un porcentaje muy pequeño de la sucesión del CNF que en su mayoría suelen aparecer como cuerpos discontinuos y fuertemente deformados; (ii) las metabasitas, al igual que los metasedimentos del país, sufrieron una sobreimpresión metamórfica de alta presión y una intensa deformación asociada; (iii) la afinidad geoquímica del magmatismo es ambigua, ya que puede corresponder tanto en entornos oceánicos como continentales.

Los orígenes propuestos para las rocas básicas del CNF pueden agruparse esencialmente en dos hipótesis principales: (i) se formaron en un ambiente oceánico y representan una asociación ofiolítica desmembrada durante la deformación y metamorfismo alpinos; y (2) se formaron durante una etapa de rifting continental asociada a un adelgazamiento de la corteza. Puga et al. (1989) consideraron las metabasitas del CNF, y en particular las de los afloramientos de Cóbдар, como parte de una unidad tectónica que representaría una asociación ofiolítica desmembrada. Tal y como se definió en la zona de Cóbдар (Puga et al. 1989), esta napa ofiolítica estaría constituida por: (i) rocas ultramáficas atravesadas por pequeños cuerpos de gabro acumulado y diques básicos, (ii) una secuencia plutónica estratificada formada por troctolitas y gabros intruidos por diques de dolerita, (iii) rocas volcánicas con estructuras almohadilladas, y (iv) metasedimentos interpretados como depositados en un ambiente oceánico sobre las rocas ígneas mencionadas. Este modelo esquemático, sin embargo, es cuestionado por varias líneas de evidencia (Gómez-Pugnaire et al. 2019, y referencias citadas en este trabajo): (i) no hay rocas ultramáficas asociadas directamente a las metabasitas ni en el área de Cóbдар, ni en la gran mayoría de los afloramientos de metabasitas del CNF; (ii) no hay observaciones de campo que indiquen un origen plutónico en corteza oceánica de los gabbros troctolíticos acumulado. La geometría de los afloramientos indica, en cambio, que este gabro forma diques de unos 40 m de espesor, en los que la dolerita de grano fino se presenta en el margen y las rocas gabroicas acumuladas de grano medio a grueso aparecen en las porciones internas; y (iii), quizás la más concluyente, sea la existencia de enclave corticales en las rocas gabroicas de Cóbдар (Gómez-Pugnaire y Muñoz 1991), muestra que tuvieron que atravesar un basamento cortical.

Estas dos interpretaciones se basan en conceptos obsoletos de la variabilidad de los márgenes continentales y la corteza oceánica asociada. En detalle, es probable que ambas hipótesis no sean exclusivas y estas rocas, junto a las rocas ultramáficas, representen una transición continente-océano en un margen pasivo agmamágico adelgazado donde las diferentes litologías del margen adelgazado han sido yuxtapuestas durante la subducción (Dilissen et al., 2018; Menzel et al., 2019; Laborda-López et al., 2020).

### **1.2.5 Metamorfismo del Complejo Nevado-Filábride**

Las rocas metamórficas del Complejo Nevado-Filábride (CNF) han sido objeto de numerosos estudios y se han determinado una amplia gama de trayectorias metamórficas de P-T obtenidos con métodos termo-barométricos diversos para calcular la evolución alpina de estas rocas (Figura 10; Tabla 1). La siguiente descripción del metamorfismo de este complejo está basada en la reciente revisión de López Sánchez-Vizcaíno y Gómez-Pugnaire (2019).

#### **1.2.5.1 Unidad del Veleta**

Se han propuesto dos interpretaciones diferentes para la edad y evolución de la unidad del Veleta (Puga et al. 2004; López Sánchez-Vizcaíno y Gómez-Pugnaire, 2019; y referencias citadas). Puga y Díaz de Federico (1976), Puga et al. (2002), y de Jong (1991) interpretaron que la asociación mineral más común de los micaesquistos ricos en grafito de esta unidad (cuarzo + mica blanca + albita + granate ± cloritoide) cristalizó durante la orogenia alpina en el rango de 7,5-8,5 kbar y 500–550 °C. Jabaloy (1993) determinó las condiciones pico de P–T en el rango de 10–12 kbar y 400–550 °C basándose en el contenido de Si<sup>4+</sup> de la fengita en asociaciones de fengita + biotita + cuarzo en metareniscas del Río Bodurria (Sierra de Baza). Según este autor, este evento fue seguido de descompresión a  $354 \pm 19$  °C y  $3,9 \pm 0,8$  kbar con el crecimiento de fengita + cuarzo + granate ± albita ± cloritoide ± clorita ± epidota que constituye la foliación penetrativa de esta unidad (Jabaloy 1993; Tabla 1; Figura 10, trayectoria 1). Booth-Rea et al. (2003) basándose en cálculos de multiequilibrio obtuvieron condiciones de alta-P similares para los esquistos del Veleta en Sierra Nevada (Tabla 1; Figura 10, trayectoria 3). Una trayectoria retrógrada final para las rocas del Veleta en condiciones de P–T inferiores a 4 kbar y 450 °C fue determinado por González-Casado et al. (1995) a partir de un estudio de inclusiones fluidas. Alternativamente, Gómez-Pugnaire y Franz (1988) propusieron que los micaesquistos del Veleta no registraron condiciones de alta presión y sufrieron un único evento metamórfico similar al registrado por los micaesquistos ricos en grafito de la Unidad Mulhacén

suprayacente (esquistos de Montenegro), atribuyendo a este evento una edad prealpina.

Augier et al. (2005b), usando espectroscopia Raman en grafito y termobarometría de multiequilibrio, determinaron unas condiciones de alta-P de 1,0–1,3 GPa y 396–499 °C para las asociaciones de la foliación S1, y 0,84–0,3 GPa y 486–526 °C para las asociaciones que definen la asociación penetrativa principal, S2. Según estos autores, ambas definirían una trayectoria metamórfica con un pico de alta-P seguido de una fuerte descompresión acompañada de calentamiento (Tabla 1; Figura 10, trayectoria 4). Esta trayectoria ha sido criticada por Platt et al. (2013) y López Sánchez-Vizcaíno y Gómez-Pugnaire (2019) porque establece unas condiciones de esquistos azules que no han sido observados en esta unidad, y por asumir asociaciones en equilibrio —en particular, pares fengita-clorita— que estarían en desequilibrio textural y no serían cogenéticos según los estudios minuciosos previos de Gómez-Pugnaire y Franz (1988).

El cálculo de las pseudosecciones y la termobarometría de las isoplejas de granate realizado por Aerden et al. (2013) les llevó a proponer que el crecimiento de los granates que coexisten con clorita, cloritoide y zoisita en los micaesquistos de la unidad del Veleta tuvo lugar a 500 °C con una presión creciente de 7 a 11,5 kbar (Tabla 1; Figura 10, trayectoria 5), posiblemente reflejando, según estos autores, el cabalgamiento del Complejo Mulhacén sobre el Complejo Veleta. Sin embargo, el hecho de que las condiciones de mayor presión correspondan con los bordes de granate y oligoclasa indica que estos bordes podrían haber crecido también durante la orogenia alpina, sobre núcleos conservados pre-alpinos (López Sánchez-Vizcaíno y Gómez-Pugnaire, 2019).

### 1.2.5.2 Unidad de Mulhacén

#### 1.2.5.2.1 Secuencia inferior (Esquistos de Montenegro)

Existe un amplio consenso (Puga et al. 2004) sobre el carácter polimetamórfico de los micaesquistos ricos en grafito de esta unidad que se encuentran en algunos afloramientos de Sierra Nevada (Puga y Díaz de Federico 1976, 1978) y Sierra de Baza (Gómez-Pugnaire y Sassi 1983; Gómez-Pugnaire y Franz 1988). Presentan un conjunto metamórfico pre-alpino (andalucita + granate rico en almandino + cloritoide rico en Fe + biotita rica en Fe + estaurolita + mica blanca) formado en condiciones de baja P y T intermedia (Puga et al. 2004). Esta asociación está obliterada por una paragénesis alpina de alta presión formado por fengita + cianita + cloritoide rico en Mg + granate rico en piropo que es pervasiva en la mayoría de los afloramientos de micaesquistos de esta unidad. La descompresión posterior después del pico de

presión alpino dio lugar a cianita + plagioclasa + estaurolita rica en Mg + granate, y el enfriamiento final produjo un amplio crecimiento de albita y clorita.

Soto (1991) propuso una trayectoria P–T en la que la estaurolita + granate + cianita + cloritoide de los micaesquistos establecían las condiciones de alta presión (11 kbar y 525 °C) seguidas de una descompresión y calentamiento (5,3 kbar, 570 °C), que explicarían el crecimiento de la estaurolita, y una trayectoria de enfriamiento final con la formación de una última generación de granate a 455 °C. Augier et al. (2005b), combinando determinaciones de temperatura máximas basadas en la cristalinidad de grafito espectroscopia Raman y termobarometría de multiequilibrio, concluyeron que las rocas de esta unidad no alcanzaron condiciones de alta-P durante el pico metamórfico (Tabla 1; Figura 10, trayectoria 6) que estuvo seguido de un enfriamiento brusco; sin embargo, a pesar de que esta trayectoria pasa por el campo de estabilidad de la andalucita, no hay evidencia de andalucita alpina en estas rocas (López Sánchez-Vizcaíno y Gómez-Pugnaire, 2019). Por el contrario, Behr y Platt (2012) y Smye et al. 2010 dedujeron un en las metapelitas de Castro en Sierra Alhamilla un pico metamórfico de alta-P a 12 kbar y 540 °C seguido de una fuerte descompresión, y en la Formación Montenegro de Sierra Cabrera condiciones pico de 20,8 kbar y 580 °C (Tabla 1; Figura 10, trayectoria 7). Sin embargo, estos datos son claramente atípicos cuando se comparan con otras determinaciones de P–T para la formación Montenegro (Tabla 1; Figura 10) (López Sánchez-Vizcaíno y Gómez-Pugnaire, 2019). Aerden et al. (2013) argumentaron que la gran discrepancia existente entre el  $X_{Fe}$  del granate entre el predicho en la modelización y el medido (0,6–0,7 frente a a 0,85–0,93; Smye et al. 2010) plantea dudas sobre la validez de estas trayectorias.

Usando termobarometría de multiequilibrio en esquistos de Montenegro, Booth-Rea et al. (2015) propusieron una trayectoria para esta unidad (Tabla 1; Figura 10, trayectoria 9) en la que las asociaciones que definen la foliación principal S1 (clorita + mica blanca + granate + cloritoide + cuarzo) creció en condiciones de alta-P seguida de una trayectoria de descompresión (16–9 kbar) y calentamiento (480–560 °C). Según estos autores, la foliación milonítica (Sm), definida por la asociación clorita + mica blanca + cuarzo, registra una fuerte descompresión (8–4 kbar) y calentamiento (380–500 °C) antes de que se produjera el enfriamiento final. López Sánchez-Vizcaíno y Gómez-Pugnaire, 2019) critican esta trayectoria por basarse en termobarometría en multiequilibrio y argumentan que la trayectoria en zigzag y la amplísima gama de condiciones P-T de condiciones podrían reflejar el uso de asociaciones en desequilibrio, particularmente la estabilidad de la clorita en

condiciones pico, que en la mayoría de los estudios previos de esta unidad se ha considerado en bases texturales y químicas como retrógrada.

#### 1.2.5.2.2 Sucesiones litológicas superiores (Unidad de Mulhacén)

La mayoría de los estudios metamórficos clásicos sobre el CNF se han realizado en las litologías que constituyen la parte superior de su secuencia litológica; mica-esquistos claros (no grafiticos) de Tahal, metabasitas (eclogitas y anfibolitas), metagranitos, metaserpentinatas y, en menor medida, mármoles y calco-esquistos. Algunas de las trayectorias P-T publicadas se basan en determinaciones termobarométricas independientes en diferentes tipos de rocas (por ejemplo, Bakker et al. 1989) bajo el supuesto de que todas estas rocas sufrieron una evolución tectono-metamórfica común, lo que no siempre podría ser el caso (Jabaloy et al. 2015).

Todas las rocas de la sucesión superior del CNF sufrieron metamorfismo alpino que, según los estudios clásicos, puede caracterizarse por una serie de eventos: un evento temprano de alta presión que suele oscilar entre 10 y 15 kbar y 550-600 °C. Estas condiciones P-T se determinaron principalmente en la formación Tahal de la Sierra central y oriental de los Filabres (Tabla 1; Vissers 1981, Figura 10, trayectoria 10; Soto 1991, Figura 10, trayectoria 12), en las metabasitas de la Sierra de Baza y del este de la Sierra de los Filabres (Gómez-Pugnaire y Fernández Soler 1987, Figura 10, trayectoria 20; Soto 1991), en metagranitos de Sierra Nevada (Nieto 1996), y en mármoles y calco-esquistos de la Sierra de los Filabres oriental (López Sánchez-Vizcaíno et al. 1997), así como en las P-T obtenidas en esquistos de Tahal, metagranitos y metabasitas de la Sierra de los Filabres central y oriental (Bakker et al. 1989; Figura 10, trayectoria 11). Presiones más altas y temperaturas (18-24 kbar y 650-700 °C) se han determinado localmente en metabasitas y esquistos de Tahal de Sierra Nevada (Puga et al. 2000, 2002; Figura 10, trayectoria 22), pero también en metagranitos de la Sierra de los Filabres (Nieto 1996); y en metapelitas de origen evaporítico que sobreyacen a los esquistos de Tahal en la Sierra de los Filabres (Gómez-Pugnaire et al. 1994; Figura 10, trayectoria 13).

El evento progrado anterior a las presiones pico ha sido investigado por pocos autores y oscila entre el calentamiento isobárico (10,5 kbar) deducido en metabasitas y metagranitos de la Sierra de los Filabres oriental (Bakker et al. 1989) a un fuerte calentamiento y compresión deducidos tanto en metabasitas de la Sierra de Baza (400-500 °C y 8-13 kbar; Gómez-Pugnaire y Fernández Soler 1987) y pelitas metaevaporíticas de la Sierra de los Filabres oriental (450-620 °C y 9-18 kbar; Gómez-Pugnaire et al. 1994). Tras las condiciones de presión máxima, la posterior exhumación produjo una trayectoria de descompresión que no está bien constreñida

(Figura 10). Para la mayoría de los autores, la descompresión se produjo con condiciones iniciales de calentamiento seguido de un ligero enfriamiento en las facies de anfibolita (Bakker et al. 1989; Soto 1991; Gómez-Pugnaire et al. 1994). Gómez-Pugnaire y Fernández Soler (1987) propusieron un ligero calentamiento durante la descompresión antes del enfriamiento final. Vissers (1981) describió una trayectoria similar para presiones altas e intermedias y un evento de recalentamiento tardío a bajas presiones (2 kbar), análogo al de Bakker et al. (1989) y de Jong (1991). Puga et al. (2000, 2002) son los únicos autores que definen dos eventos metamórficos alpinos consecutivos alpinos (Eo-Alpino y Meso-Alpino), ambos caracterizados por un fuerte calentamiento y compresión inicial, alcanzando 740 °C y 24 kbar, y 650 °C y 8 kbar, respectivamente, seguidos de un rápido enfriamiento, descompresión y exhumación (Figura 10, trayectoria 21 y 22). Estos dos eventos de subducción consecutivos de las rocas del CNF durante la orogenia alpina no han sido apoyados por ningún otro autor.

Estudios más recientes sobre estos tipos de rocas contribuyen con nuevos datos al intento de establecer las condiciones de los principales eventos metamórficos del CNF (Figura 10; Tabla 1). La comparación entre las trayectorias P-T publicadas para los esquistos de Tahal y otros metasedimentos con las correspondientes metabasitas y metaserpentinitas (Figura 10; Tabla 1) revela que las condiciones de P-T más altas (normalmente por encima de 15 kbar) están registradas por estas rocas (Augier et al. 2005a y Platt et al. 2006 para las metabasitas, y López Sánchez- Vizcaíno et al. 2009 y Padrón-Navarta et al. 2010 para metaserpentinitas). Existe, sin embargo, un gran rango de posibles condiciones de P-T registradas por los conjuntos de eclogitas de diferentes cuerpos de metabasitas que aparecen a lo largo del CNF. Platt et al. (2006) dedujeron condiciones desde 12 kbar y 480±60 °C en la Sierra de los Filabres oriental (Figura 10; trayectoria 24a) a 19 kbar y 640±32 °C en el oeste de Sierra Nevada (Figura 10, trayectoria 24d). Augier et al. (2005a) también obtuvieron condiciones de presión superiores a 20 kbar en metabasitas de la Sierra Oriental de los Filabres (20,1±2,4 kbar y 647±61 °C; Figura 10, trayectoria 23). Las condiciones pico de presión y temperatura de las metaserpentinitas del complejo ultramáfico del Cerro del Almirez están muy bien limitadas a un máximo de 16–19 kbar y 715 °C (Figura 10, trayectoria 25). Las nuevas determinaciones termobarométricas en metabasitas y rocas ultramáficas están en el rango de las establecidas en trabajos previos (por ejemplo, Gómez-Pugnaire y Fernández Soler 1987; Puga et al. 2000, 2002; Figura 10, Trayectorias 20 y 22). Sin embargo, ninguna de las contribuciones recientes restringe la descompresión y exhumación. Los valores de las pseudosecciones PT obtenidos por Aerden et al. (2013) (Tabla 1; Figura 10, trayectoria 17) en el Esquisto de Tahal del oeste de la Sierra

de los Filabres son mucho más bajas que las obtenidas en cualquier otro estudio y, muy probablemente, no corresponden a las condiciones metamórficas máximas.

Las trayectorias de exhumación propuestas para las rocas de la unidad del Tahal también difieren mucho entre sí (Figura 10; Tabla 1). Augier et al. (2005a) registran un evento de descompresión fuerte y casi isotérmico para las unidades de Calar Alto y Bédar-Macael que entran en el campo de estabilidad de la sillimanita ((Figura 10, trayectorias 15 y 14). El fuerte enfriamiento posterior ( $561\pm 7 - 361\pm 9$  °C) se determinó con termobarometría de multiequilibrio para conjuntos de clorita + fengita a presiones en el rango de  $2,9 \pm 0,4 - 1,5 \pm 0,8$  kbar; esto es, en el campo de estabilidad de la andalucita (Figura 10; trayectorias 15 y 14). Sin embargo, ni la sillimanita ni la andalucita han sido reportadas en estas rocas. Booth-Rea et al. (2015) definieron una trayectoria en zigzag para los esquistos de Tahal de la unidad Calar-Alto (Figura 10, trayectoria 19), muy similar a la de la subyacente formación Montenegro (Figura 10, trayectoria 9) pero en condiciones de menor temperatura. En cuanto a las metapelitas encajantes de las rocas ultramáficas del Cerro del Almirez, las condiciones de presión máxima fueron seguidas por descompresión isotérmica (575 °C) alcanzando 13,5 kbar y luego por un intenso enfriamiento y descompresión simultáneos (Jabaloy et al. 2015) (Figura 10).

### 1.2.6 Edad del metamorfismo

Se han publicado dos interpretaciones opuestas sobre la edad de la subducción en el CNF, basadas en datos geocronológicos diferentes o interpretados de forma distinta. Una interpretación se basa en los datos geocronológicos del Paleógeno derivados de las unidades continentales del CNF en términos de edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíboles (Monié et al. 1991) y micas blancas (Augier et al. 2005a,b; de Jong et al. 1992; Porkoláb et al. 2022), y edades U-Th-Pb en monacitas (Li & Massonne, 2018), interpretadas como metamorfismo de alta presión y baja temperatura en el rango de ~48-30 Ma. Existen dudas de que el estudio de U-Th-Pb en monacitas de Li y Massonne, (2018) se realizaran realmente en rocas del CNF y no al del Alpujárride suprayacente. Esta interpretación asume una subducción en el Paleógeno, mientras que otras edades geocronológicas del Mioceno se interpretan como una etapa de exhumación lenta (por ejemplo, Augier et al. 2005a,b; Li & Massonne, 2018), lo que resulta en una correlación del CNF con la misma unidad paleogeográfica continental que el complejo Alpujárride y Maláguide. Esta interpretación es difícil de reconciliar con la limitada cantidad de convergencia del Eoceno inferida por las reconstrucciones paleogeográficas (<100 km, por ejemplo, van Hinsbergen et al., 2020), que parece ser insuficiente para el enterramiento de todo el dominio oceánico a continental del CNF.

Sin embargo, estos estudios no consideran fiables los datos geocronológicos del Paleógeno  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y, por tanto, descartan la interpretación de la subducción del CNF durante el Paleógeno (Behr y Platt, 2012; Platt et al., 2006; López Sánchez-Vizcaíno y Pugnaire, 2019). La datación U-Pb en circón en piroxenitas del Cerro del Almirez (López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001), la datación con granate Lu-Hf de rocas oceánicas y continentales (Platt et al., 2006), y la datación multimineral  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  de una eclogita máfica y dos muestras de metapelitas (Kirchner et al., 2016), proporcionan edades del Mioceno (~20-12 Ma). En el macizo del Cerro del Almirez, los circones con inclusiones de antigorita en una capa de metapiroxenita constriñen de forma inequívoca la edad del Mioceno medio ( $15 \pm 0,6$  Ma) y la correlacionan con la reacción de deshidratación de la Atg-serpentinita a la Chl-harzburgita (López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001). Estas edades se interpretan como un reflejo del metamorfismo progrado de subducción durante el Mioceno.

### 1.2.7 Macizos de rocas meta-ultramáficas

Se han identificado más de veinte localidades de serpentinita en el Complejo Nevado-Filábride (Figura 9) siguiendo, aproximadamente, los niveles tectónicos más altos de su estructura de los complejos (Martínez-Martínez et al. 2002) (Figura 4). La mayoría de los afloramientos de serpentinita están espacialmente asociados a una variedad de litologías como anfibolitas, metacarbonatos, metaevaporita y/o gneises que caracterizan la Secuencia Superior del Complejo Nevado-Filábride (Gómez-Pugnaire et al. 2012, y referencias citadas en este trabajo). Estas litologías fueron descritas desde los primeros estudios del CNF y agrupada bajo el término colectivo *Mischungszone* por Brouwer (1926). La posición estructural exacta de la serpentinita en el CNF es difícil de juzgar porque todavía no hay consenso en la distribución espacial de las unidades litológicas y estructurales, ni en la naturaleza del contacto entre ellas (véase Vera 2004, para una discusión). Según Martínez-Martínez et al. (2002), las serpentinitas se sitúan en la zona de cizalla la parte superior de su unidad Bédar-Macael y en la Fm Tahal su a unidad Calar Alto. Las serpentinitas no han sido encontradas hasta el momento en las unidades más profundas del CNF, ni en la continuación oriental del CNF (Sierra Almagrera, Sierra Almenara, Lomo de Bas y Mazarrón) (Figura 9). Una excepción sería la serpentinita de la localidad de Barranco de San Juan en Sierra Nevada (Brouwer 1926) que aparece en los esquistos oscuros de las unidades del Veleta (Figura 9).

Los cuerpos de serpentinita son generalmente alargados con un tamaño típico de 250 m × 70 m de longitud. Excepciones notables son los afloramientos de Cerro del Almirez (1,8 km × 1,2 km) y El Marchal (2,3 km × 0,8 km). El macizo ultramáfico del Almirez (Trommsdorff et al., 1998; Padrón-Navarta et al., 2010b) es el mayor (c. 2,3

km<sup>2</sup>) de varios cuerpos de metaserpentinitas y metabasitas que aparecen en zonas de cizalla en las dos unidades superiores del CNF en Sierra Nevada (Figura 4) y que visitaremos en esta excursión.

### 1.2.8 Modelo de evolución tectónica de las rocas ultramáficas del CNF

Un modelo tentativo de la evolución tectónica de las rocas del Cerro de Almirez se presenta en la Figura 11 (Dilissen et al. 2018). Las composiciones isotópicas y los elementos trazas en las metaserpentinitas del Cerro del Almirez, junto con los budines de metarrodingitas que preservan las paragénesis de minerales metamórficos del fondo marino y meta-oficarbonatos, atestiguan una etapa de serpentización del fondo marino (Puga et al., 1999, Puga et al., 2011; Marchesi et al., 2013; Alt et al., 2012; Laborda-López et al., 2018, 2020; Menzel et al. 2019). Las edades SHRIMP U-Pb de circones ígneos en metabasitas y metarrodingitas en metaserpentinitas proporcionan edades de cristalización de  $c. 185 \pm 3$  Ma (Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Puga et al., 1999; Puga et al., 2011). Estas edades marcan la ruptura de Pangea y la apertura más temprana de la rama occidental del Océano Tethys Alpino (Puga et al., 2011). No se sabe con certeza si las metabasitas y metaserpentinitas del CNF fueron porciones de una dorsal de expansión oceánica lenta o una transición océano-continente con una estrecha cuenca oceánica, lo cual es objeto de debate (Gómez-Pugnaire et al., 2000; Gómez-Pugnaire et al., 2012; Puga et al., 1999; Puga et al., 2011). La procedencia ibérica de las litologías continentales, la presencia de enclaves corticales en las rocas gabroicas, y las características geoquímicas de E-MORB de las metabasitas (Gómez-Pugnaire y Muñoz, 1989; Gómez-Pugnaire et al., 2004; Gómez-Pugnaire et al., 2012) indican que estas rocas probablemente constituyeron el margen continental hiperextendido del S-SE de Iberia con porciones de manto exhumado del Jurásico (Booth-Rea et al., 2015; Jabaloy-Sánchez et al., 2015) Figura 3. Una estrecha cuenca oceánica probablemente separó el margen continental hiperextendido del S-SE de Iberia de los terrenos meso-mediterráneos orientales del dominio de Alborán, que actualmente están expuestos en los complejos Alpujarride y Maláguide de las Béticas (Booth-Rea et al., 2007, y sus referencias citadas en este trabajo).

Como hemos visto las rocas del CNF registran un metamorfismo de alta P con condiciones de P-T máximas en el rango de  $1,5 \pm 0,4$  GPa y 550-650 °C. Las estructuras y conjuntos minerales de las metaserpentinitas, metarrodingitas y meta-carbonatos preservan un registro único de la etapa de subducción progradada (Jabaloy-Sánchez et al., 2015; Dilissen et al. 2018, 2020; Laborda-López et al. 2018; Menzel et al. 2019; Jabaloy-Sánchez et al. 2022), que en las rocas metasedimentarias de CNF fue, en gran parte, completamente obliterada durante las etapas de exhumación. En el

macizo del Cerro del Almirez, las condiciones metamórficas de subducción progradada alcanzaron c. 1.6-1.9 GPa y 680-710 °C (Figura 11), lo que condujo a la deshidratación de la Atg-serpentina en las metaperidotitas progradadas (López Sánchez-Vizcaíno et al., 2005; Padrón-Navarta et al., 2010a; Trommsdorff et al., 1998). Las edades SHRIMP U-Pb de sobrecrecimientos de circón muestra que la deshidratación ocurrió en el Mioceno medio temprano (15–18 Ma) (López Sánchez-Vizcaíno et al., 2001) coincidiendo con el metamorfismo de alta P de otras litologías del CNF (Gómez-Pugnaire et al., 2012; Kirchner et al., 2016; Platt et al., 2006).

Existen numerosas evidencias geocronológicas de que el metamorfismo de alta P del CNF registra la subducción de mediados del Mioceno del margen ibérico SE bajo el dominio extendido de Alborán, durante el retroceso hacia el oeste de la losa alpina del Tethys dirigida hacia el este (Figura 3; Figura 11, Etapa 1) (Behr y Platt, 2012, Behr y Platt, 2013; Booth-Rea et al., 2005, Booth-Rea et al., 2007, Booth-Rea et al., 2015; Gómez-Pugnaire et al., 2012). Las evidencias petrológicas y geoquímicas de la alteración del fondo marino oceánico de las metabasitas y rodingitas del Jurásico, y su firma geoquímica E-MORB, indican inequívocamente la procedencia de la placa inferior de las metaserpentinitas y metabasitas del CNF de la transición océano-continente subducida. Aunque algunos tienden a equiparar las meta-serpentinitas del CNF con rocas del manto continentales que aparecen en la placa superior de los Alpujárries —expuestas ahora en las peridotitas de Ronda en las unidades Alpujárrides occidentales de las Béticas—, éstas muestran una evolución pre-Miocena tectónica radicalmente diferente( por ejemplo, Garrido et al., 2011; Hidas et al., 2013, Hidas et al., 2015; Précigout et al., 2013), con evidencias de una procedencia del manto subcontinental de ultra alta presión (Varas-Reus et al. 2018) durante el Jurásico, mientras que las metaserpentinitas y metaperidotitas del CNF muestran evidencia de exhumación en el fondo marino en este periodo.

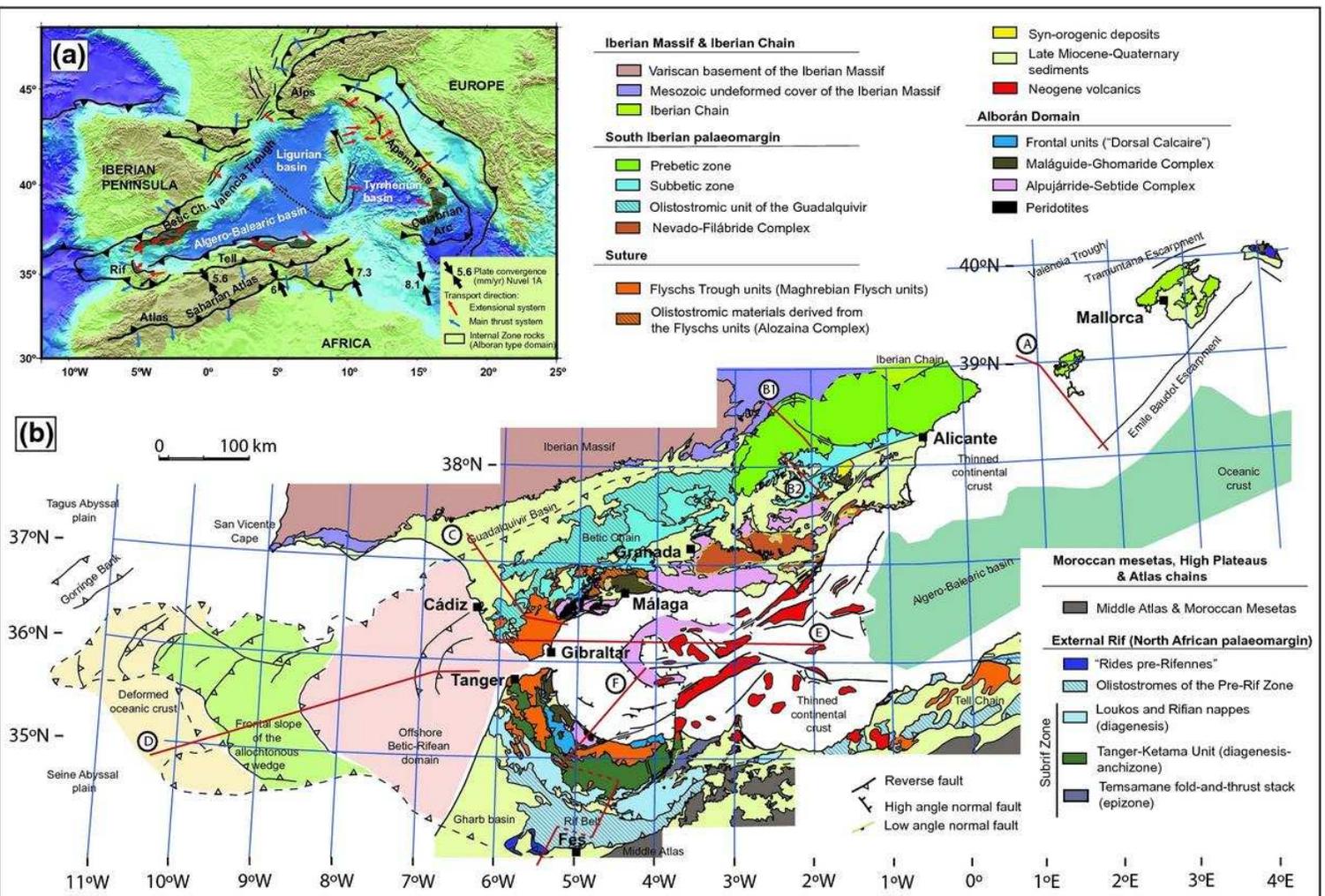
La exhumación del Complejo Nevado-Filábride fue sinorogénica y se produjo desde mediados del Mioceno hasta el Plioceno. Las unidades de la placa inferior del CNF se exhuman a lo largo de los *core-complexes* a lo largo de domos E-O que están separados por fallas de despegue del Complejo Alpujárride de la placa superior (Figura 5; Figura 11) (Booth-Rea 2005, 2015; Martínez-Martínez et al., 2002, Martínez-Martínez et al., 2006; y referencias citadas en estos trabajos). Para explicar el rápido enfriamiento y la exhumación derivados de las trazas de fisión del circón, Behr y Platt (2013) propusieron un proceso de exhumación en dos etapas para la CNF (Etapas 2 y 3; Figura 11): (i) una primera etapa (Etapa 2; Figura 11) de exhumación rápida desde las condiciones máximas de subducción hasta los niveles medios de la corteza que ocurrió a lo largo de un canal de subducción situado en la parte superior

de la losa de subducción del CNF: (ii) seguido de una etapa (Etapa 3; Figura 11) de exhumación y enfriamiento más lento tuvo lugar a lo largo de fallas bajo ángulo — enraizadas en la transición frágil-dúctil— que formaron los core complexes que exponen el CNF (Figura 5) (Martínez-Martínez et al. 2002; Martínez -Martínez, 2006; Behr y Platt, 2013; Platt et al., 2015).



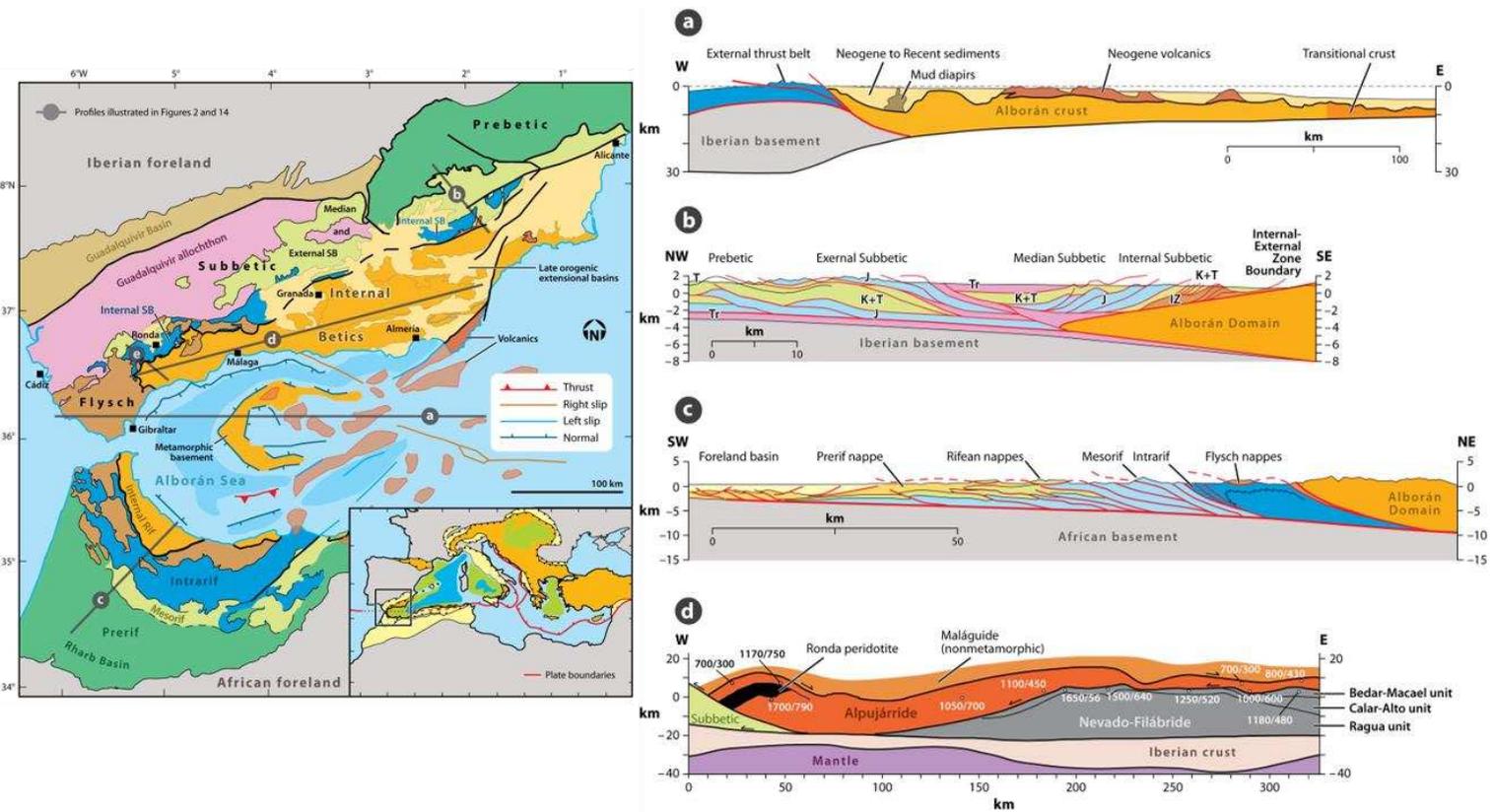
## **1.3 Figuras (Parte I)**

---



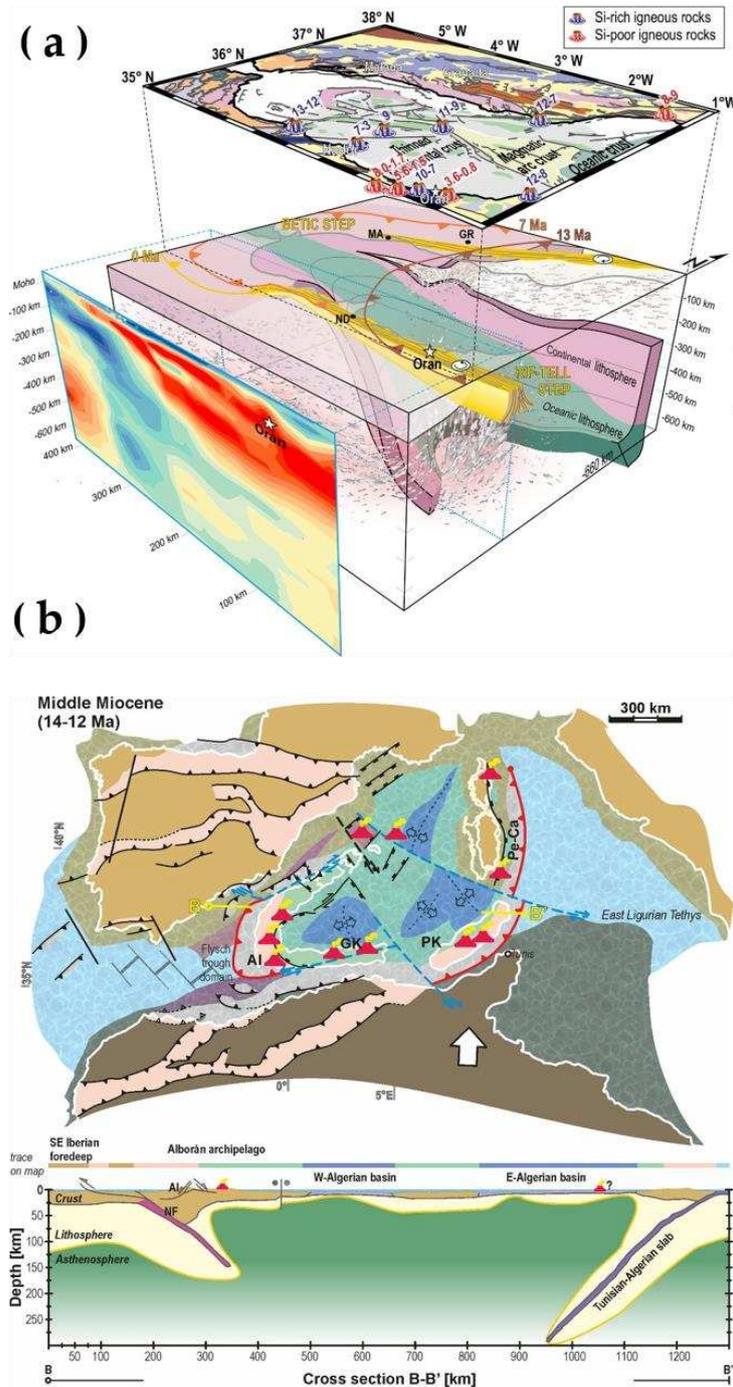
**Figura 1: Mapa geológico del Mediterráneo Occidental**

Mapa geológico del Mar Mediterráneo Occidental (modificado de Jabaloy et al. 2015); b mapa del sistema orogénico Bético-Rifeño. La geología de la Península Ibérica y Baleares según Rodríguez-Fernández et al. (2015), la geología del Rif y del Mar de Alborán según Jabaloy et al. (2015), y la geología del Golfo de Cádiz según Medialdea et al. (2004). Figura de Jabaloy-Sánchez et al. (2109).



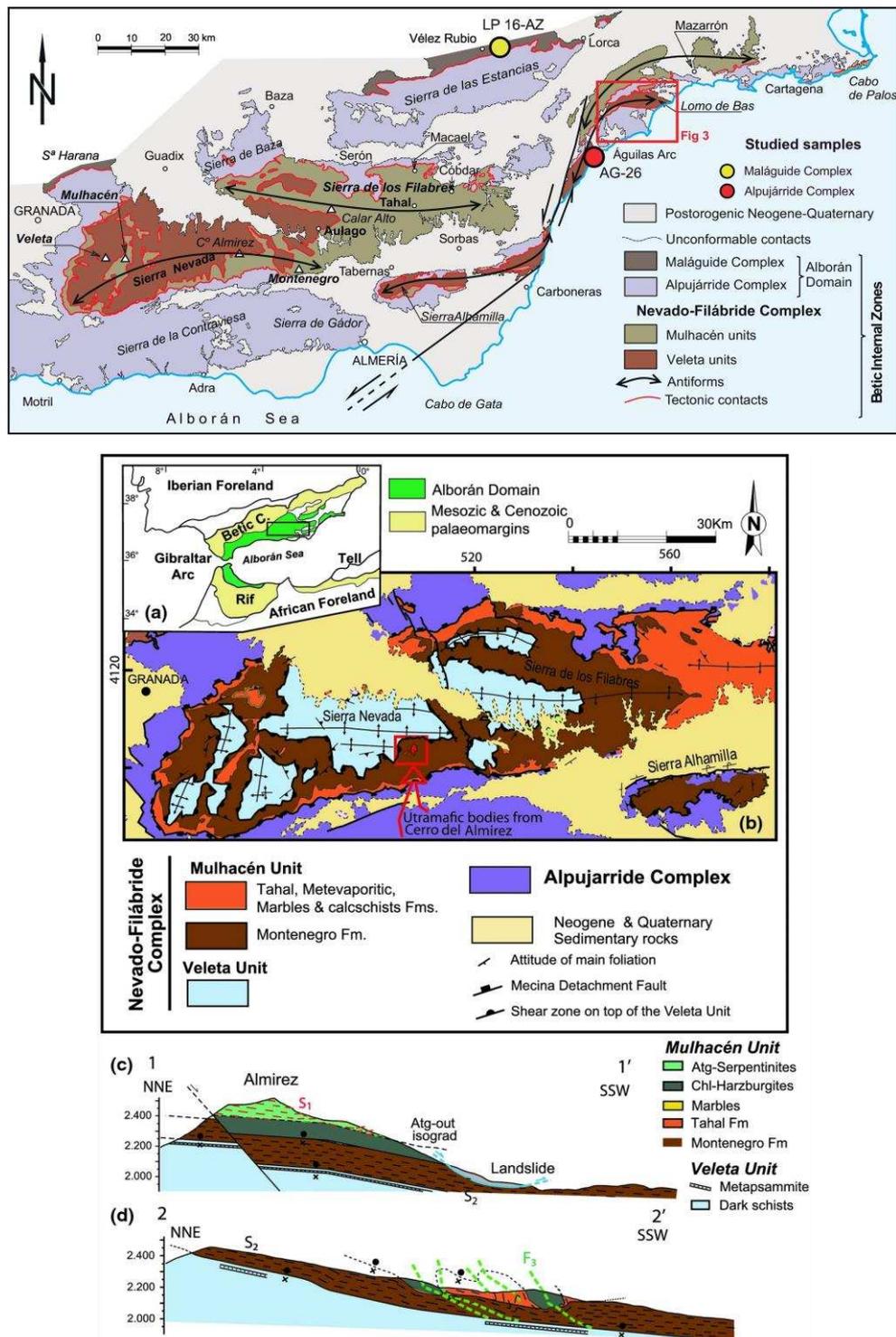
**Figura 2: Cortes estructurales del orógeno Bético-Rifeño**

**Derecha:** Cortes estructurales mostrando la estructura tectónica actual en diferentes zonas del orógeno Bético-Rifeño. **Izquierda:** Mapa geológico simplificado de la Cordillera Bético-Rifeña — en el contexto de la orogena alpina del Mediterráneo (recuadro inferior) — indicando las posiciones de los cortes a—d mostrados en la figura de la izda. Figuras de Platt et al. (2013).



**Figura 3: Estructura profundo y modelo geodinámico de evolución**

(a) Esquema de la estructura profunda de la cordillera Bético-Rifeña mostrando las imágenes tomográficas, estructura de la losa y flujo del manto astenosférico visualizada por los estudios sísmicos, distribución del volcanismo Neógeno y geología de la cordillera. Figura de Hidas et al. (2019) (b) Evolución geodinámica en el Mioceno Medio de las zonas de subducción en colisión sobre los paleo-márgenes extendidos ibéricos subducido (correspondiente a CNF) y africano (violeta) y los terrenos alóctonos de Alborán (verdes y azul oscuro), Kabilia (PK-GK) y Peloritani-Calabria (Pe-Ca), y la distribución del vulcanismo. Figura de Moragues et al. (2021).



**Figura 4: Mapas geológicos de las Béticas centrales**

Mapas geológicos de las Béticas centrales y orientales los domos extensionales E-W que exponen el Complejo Nevado-Filábride en Sierra Nevada, Sierra de los Filábrides, Sierra Alhamilla y Tejada, y el arco de Águilas. Se muestran también las secciones geológicas del área del Cerro del Almirez en Sierra Nevada. Figuras de Jabaloy-Sánchez et al. (2019) y (2021).

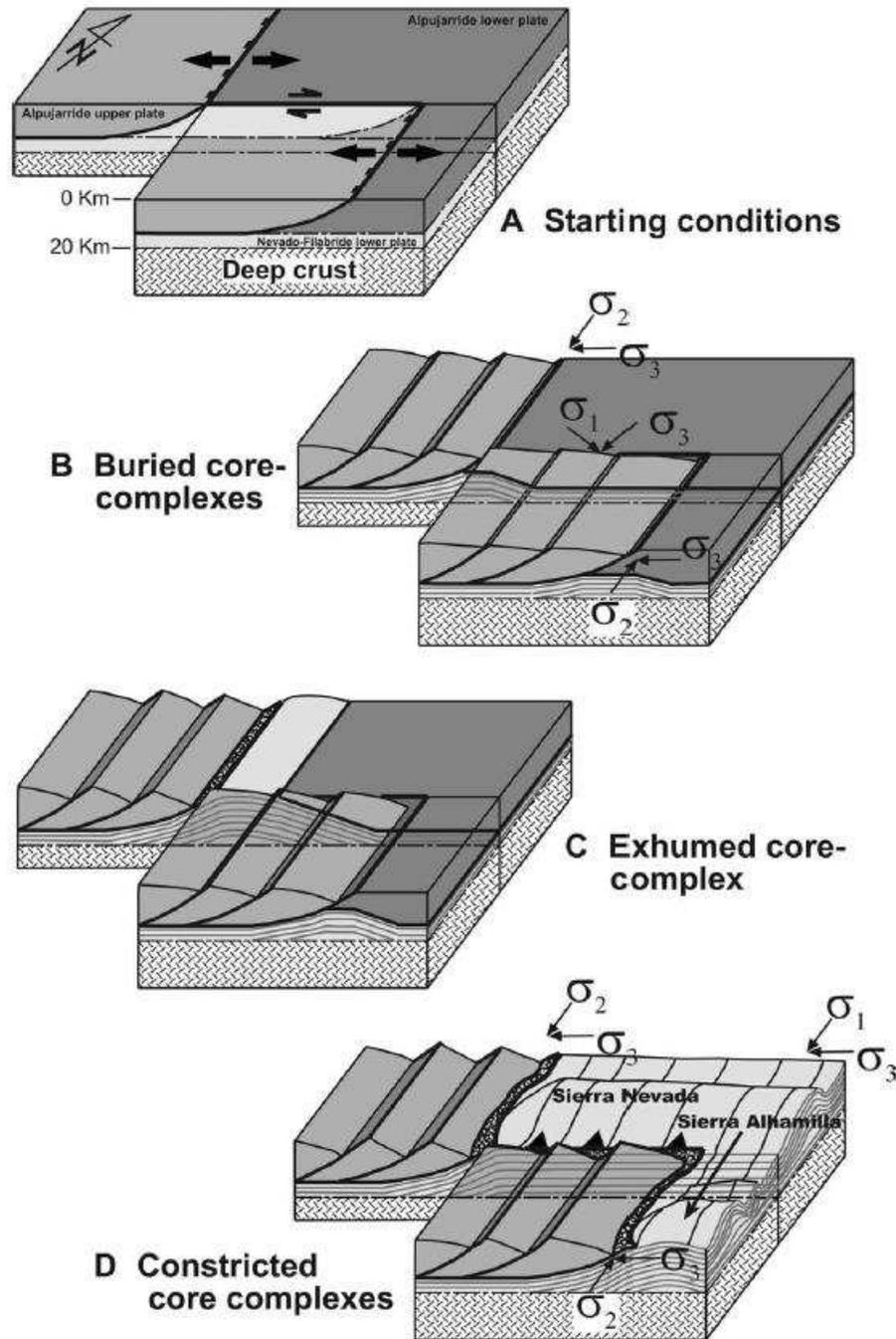
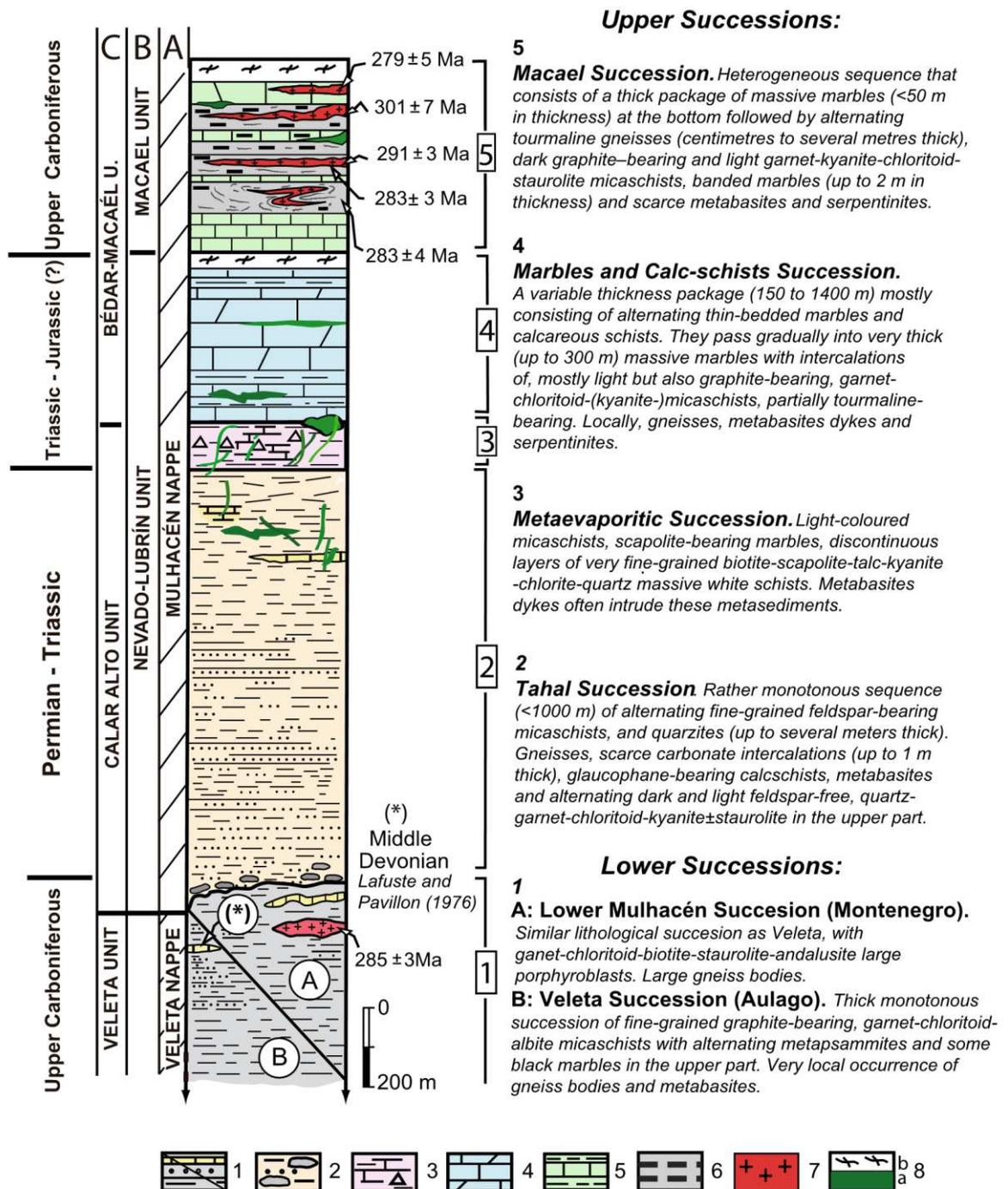
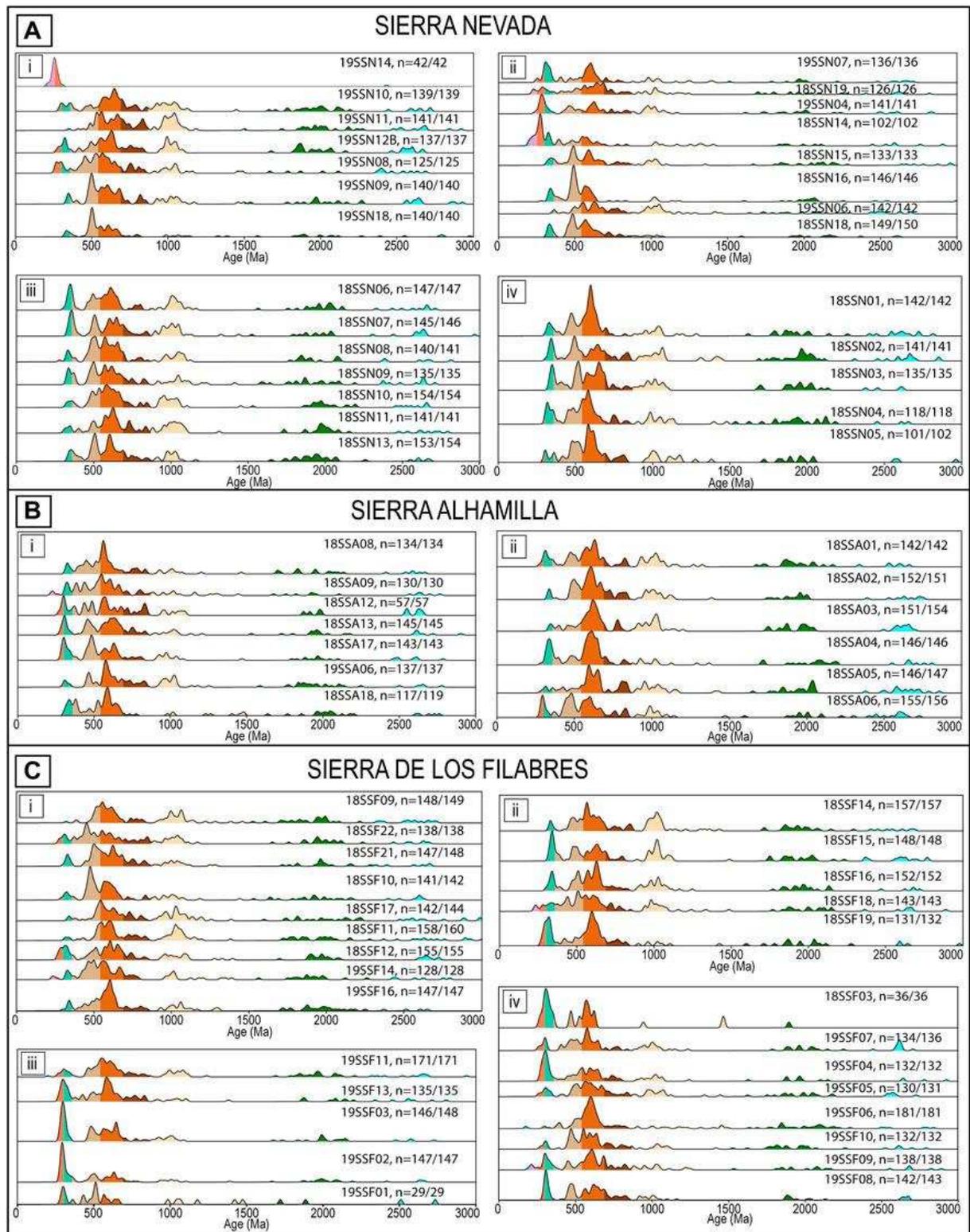


Figura 5: Modelo de Martínez-Martínez (2006) de la exhumación Miocena en los “core-complexes” que exponen mediante fallas normales el CNF por debajo de las unidades de la placa superior (Alpujarride y Maláguide). Figura de Martínez-Martínez (2006).



**Figura 6: Secuencia litológica del Complejo Nevado-Filábride**

Sucesiones litológicas del Complejo Nevado-Filábride. 1: Mica-esquistos y cuarcitas con grafito. 2: Mica-esquistos, cuarcitas y metaconglomerados. 3: Mármoles y micaesquistos de grano fino con material evaporítico. 4: mármoles con calcita y dolomita. 5: Mica-esquistos, y mármoles bandeados con grafito. 6: Turmalinitas. 7: Gneises. 8: a) Metabasitas; b) Rocas meta-ultramáficas. Tomado de Gómez-Pugnaire et al. (2019).



**Figura 7: Distribuciones de edades U-Pb en circones detríticos del CNF**

Gráficos la distribución (KDE) de edades concordantes de U-Pb de circones detríticos en muestras del CNF en Sierra Nevada, Sierra de Los Filabres, y Sierra Alhamilla. Los colores muestran los diferentes máximos de edad (Poulaki y Stockli, 2022). Figura de Poulaki y Stockli (2022).

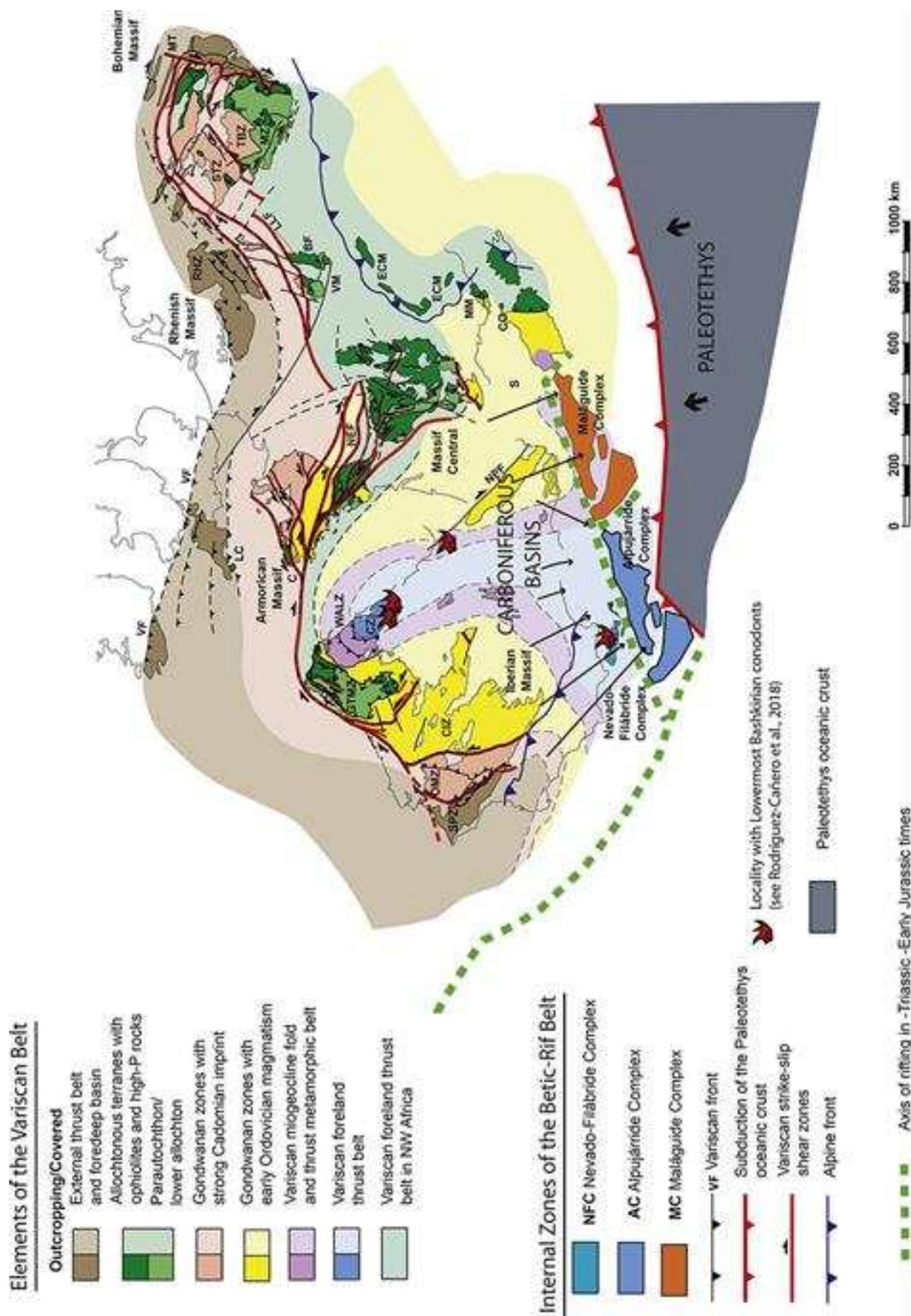
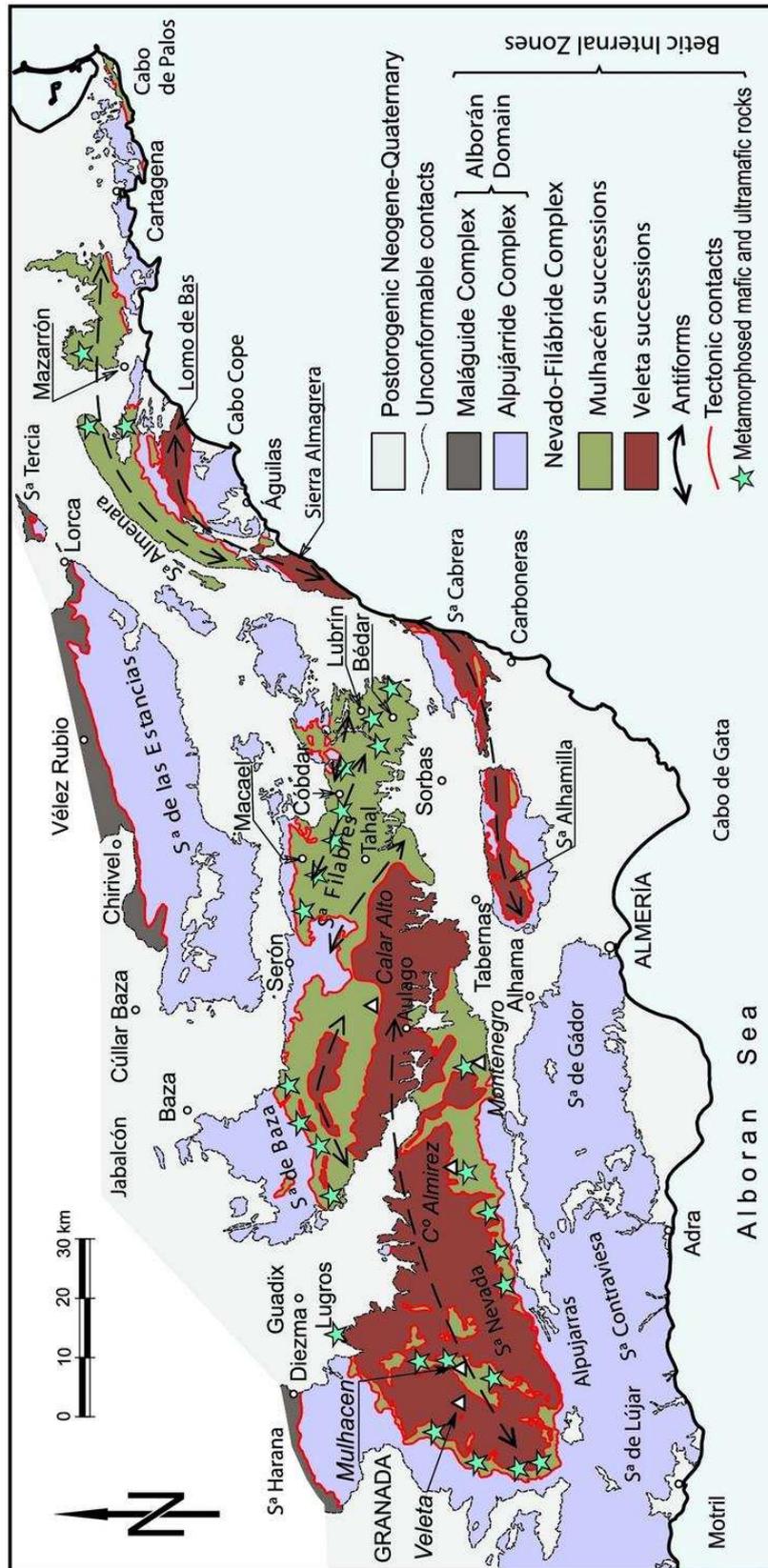


Figura 8: Reconstrucción paleogeográfica del cinturón Varisco oriental en época Bashkiriana temprana con la ubicación propuesta por Jabaloy et al. (2021) de los de los complejos de la zonas internas de las cordilleras béticas con respecto a otros terrenos Variscos de Europa Occidental.

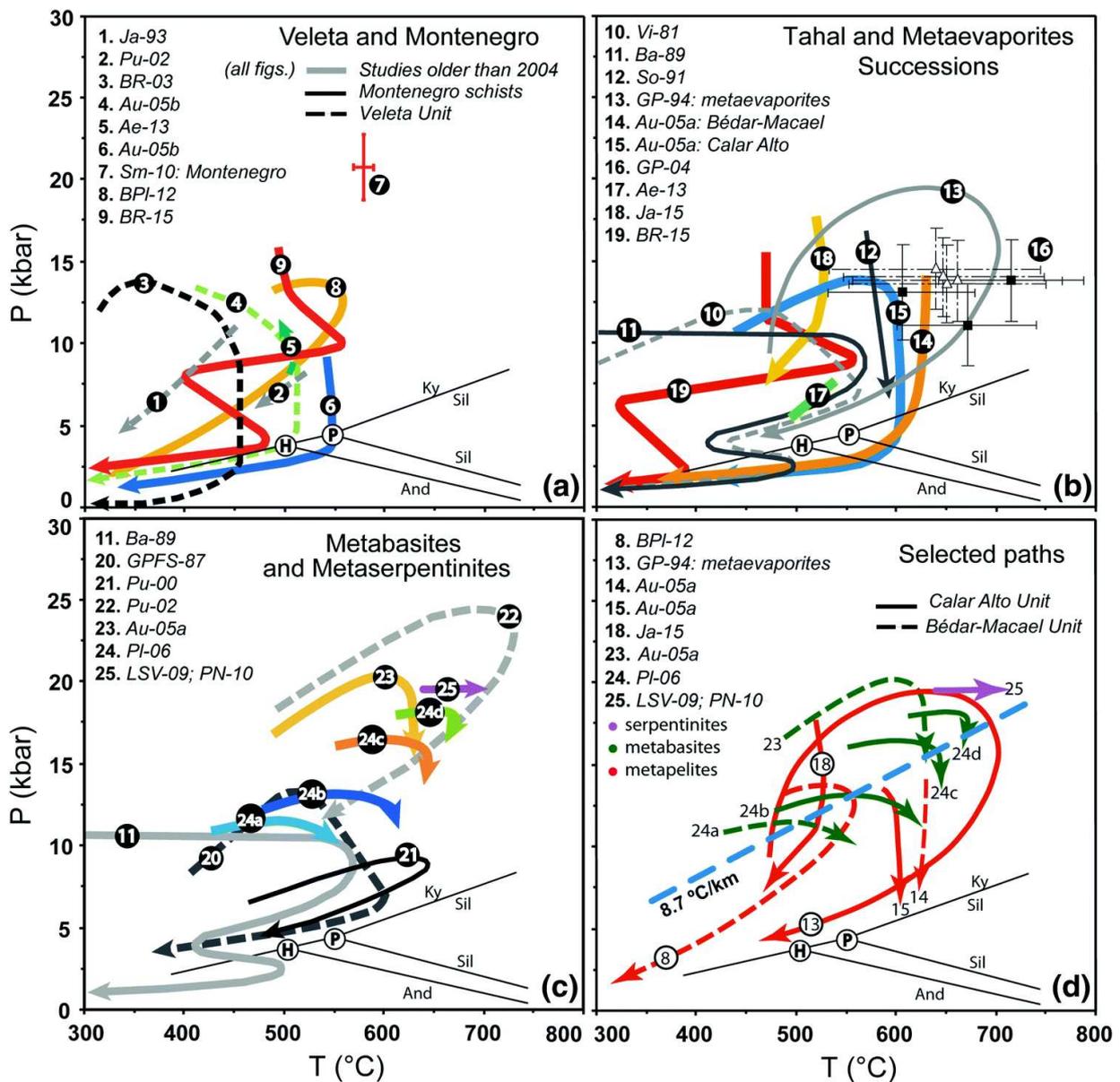
NFC: Complejo Nevado-Filábride; AC: Complejo Alpujarride; MC: Complejo; CI:Zona Cantábrica Central; CZ: Zona Cantábrica GTMZ, Galicia-Trás-os-Montes; MGCZ, Macizo Cristalino Germánico; MZ: Moldanubiano; OMZ: Ossa-Morena; RHZ: Rheno-Hercínico; SPZ, Zona Subportuguesa; STZ, Saxo-Thuringia; WALZ: Zona Astur-leonesa occidental. Figura de Jabaloy et al. (2021) (y referencias citadas en este trabajo).



**Figura 9: Distribución espacial de de metabasitas y meta-ultramáficas en el el Complejo Nevado-Filábride.**

Distribución espacial de de metabasitas y meta-ultramáficas en el el Complejo Nevado-Filábride (estrellas verdes). Figura de Gómez-Pugnaire et al. (2019).





**Figura 10: Compilación de trayectorias P-T-t propuestas para la evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride.**

a. Trayectorias de la Unidad del Veleta y los esquistos oscuros de Montenegro (Mulhacén). b. Trayectorias de los esquistos de Tahal (Mulhacén), así como de las rocas metaevaporíticas subyacentes (trayectoria 13). Las determinaciones de P-T numeradas con el 16 corresponden a los esquistos de Tahal y a las rocas skarn en contacto con el gneis. c. Trayectorias de las metabasitas y metaserpentinitas (Mulhacén). d. Trayectorias seleccionadas que ilustran las diferencias entre las metabasitas y las metapelitas y entre las rocas situadas en las distintas unidades. La localización de los puntos triples de  $Al_2SiO_5$  se muestran en cada diagrama. Las referencias correspondientes a las abreviaturas de cada trayectoria son las siguientes: Ae-13 (Aerden et al. 2013), Au-05a: (Augier et al. 2005a), Au-05b (Augier et al. 2005b), Ba-89 (Bakker et al. 1989), BPI-12 (Behr y Platt 2012), BR-03 (Booth-Rea et al. 2003), BR-15 (Booth-Rea et al. 2015), GP-94 (Gómez-Pugnaire et al. 1994), GP-04 (Gómez-Pugnaire et al. 2004), GPF5-87 (Gómez-Pugnaire y Fernández Soler 1987), Ja-93 (Jabaloy 1993), Ja15 (Jabaloy et al., 2015), LSV-09 (López Sánchez-Vizcaíno et al. 2009), PN-10 (Padrón Navarta et al. 2010a), PI-06 (Platt et al. 2006), Pu-00 (Puga et al. 2000), Pu-02 (Puga et al. 2002), Sm-10 (Smye et al. 2010), So-91 (Soto, 1991), Vi-81 (Vissers 1981).

**Tabla 1: Condiciones P-T propuestas por diferentes autores, asociaciones minerales en rocas de diferentes unidades del CNF. Tabla de López-Sánchez Vizcaíno y Gómez-Pugnaire (2019)**

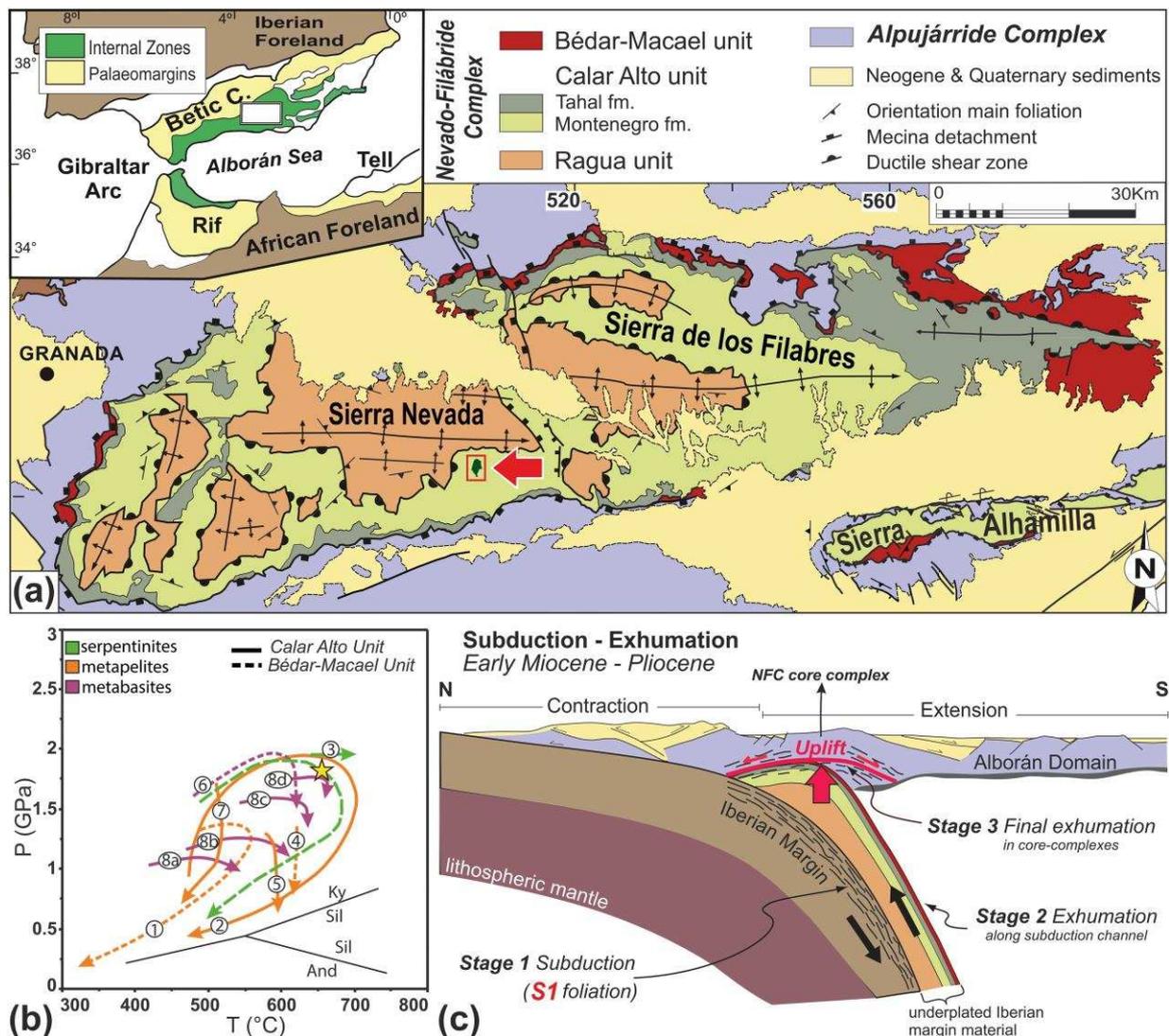
Reference	Rock unit or formation <sup>a</sup> /location <sup>b</sup>	Rock type and mineral assemblage <sup>c</sup>	P-T conditions	Thermobarometric method <sup>d</sup>
1. Augier et al. (2005b)	VU/E-SN, C-SF	Graphitic micaschist <b>S<sub>1</sub></b> : Chl + Ph + Qz ± Cld; <b>S<sub>2</sub></b> : Grt + Ph + Chl + Qz	<b>S<sub>1</sub></b> : 10.0 ± 0.4–13.2 ± 0.4 kbar/396 ± 18–499 ± 15 °C <b>S<sub>2</sub></b> : 3.0 ± 1.1–8.4 ± 1.2 kbar/486 ± 19–526 ± 16 °C	MEq RaG
2. Behr and Platt (2012)	VU/SA	Graphitic micaschist/Ph + Chl + Bt ± Grt	<b>Average</b> : 493 ± 8 °C; <b>Top of sequence</b> : 532 ± 20 °C	RaG
3. Aerden et al. (2013)	VU/E-SN	Graphitic micaschist Grt + Qz + Ph + Chl + Cld + Bt + Pl + Ep	<b>Grt core</b> : 7.1 ± 0.2–7.6 ± 0.3 kbar/508 ± 7–510 ± 5 °C <b>Grt rim</b> : 9.2 ± 0.3–11.4 ± 0.6 kbar/495 ± 6–510 ± 5 °C	Ps-Th
4. Augier et al. (2005b)	CAU; MoS/C-SF	Graphitic micaschist/ <b>S<sub>2</sub></b> : Ph + Chl ± Grt	<b>S<sub>2</sub></b> : 3.1 ± 0.3–10.0 ± 0.7 kbar/501 ± 18–581 ± 19 °C	MEq; RaG
5. Smye et al. (2010)	CAU; MoS/SC	Graphitic micaschist/Grt + Qz + Ph + Cld + Ky + St	20.8 ± 2.0 kbar/580 ± 10 °C	AvPT
6. Behr and Platt (2012)	BMU; MoS/SA	Graphitic micaschist <b>S<sub>2</sub></b> : Grt + St + Ky + Ph + Bt + Qz; <b>Retrogr</b> : Ph + Chl + Qz + Fd	<b>S<sub>2</sub></b> : 12.0 ± 0.9 kbar/556 ± 18 °C <b>Retrogr</b> : 2.5 ± 2.3–4.9 ± 1.2 kbar/360 ± 50–425 ± 20 °C	RaG; AvPT; Ti-Qz; CQ
7. Booth-Rea et al. (2015)	CAU; MoS/C-SN, W- SF	Graphitic micaschist <b>S<sub>1</sub></b> : Chl + Ph + Grt + Cld + Qz; <b>S<sub>m</sub></b> : Chl + Ph + Qz	<b>S<sub>1</sub></b> : 16 ± 1.4–9.0 ± 0.8 kbar/490 ± 40–560 ± 15 °C <b>S<sub>m</sub></b> : 8.0 ± 0.7–4.0 ± 0.5 kbar/375 ± 20–500 ± 40 °C	MEq
8. Gómez-Pugnaire et al. (2004)	BMU; TaS/W-SN	Micaschist (1): Grt + Ph + Ep + Bt + Qz Skarn (2): Grt + Ph + Amp + Ep + Qz	(1): 13.8 ± 2.5–14.5 ± 2.5 kbar/640 ± 106–662 ± 106 °C (2): 13.0 ± 2.9–13.7 ± 2.5 kbar/605 ± 74–715 ± 72 °C	AvPT
9. Augier et al. (2005a)	BMU; TaS/SA CAU; TaS/C-SF	Micaschist <b>S<sub>1</sub></b> : Grt + Cld + Ph1 + Chl + Ky; <b>S<sub>2</sub></b> : Grt + Cld + Ph2 + Chl + Ky; <b>C<sub>3</sub></b> : Chl + Ph ± Ab	<b>S<sub>1</sub></b> : 13.0 ± 2.5 kbar/557 ± 12 °C <b>S<sub>2</sub></b> : 10.6 ± 2.9–5.1 ± 2.2 kbar/565 ± 13–560 ± 18 °C <b>C<sub>3</sub></b> : 2.9 ± 0.4–1.5 ± 0.8 kbar/561 ± 7–361 ± 9 °C	AvPT ( <b>S<sub>1</sub></b> , <b>S<sub>2</sub></b> ) MEq ( <b>C<sub>3</sub></b> )
10. Aerden et al. (2013)	CAU; TaS/W-SN	Micaschist/Grt + Pl + Chl + Bt	5.4 ± 0.2–7.6 ± 0.4 kbar/495 ± 5–545 ± 10 °C	Ps-Th
11. Jabaloy et al. (2015)	CAU; TaS/E-SN	Micaschist/Grt + Ph + Pg + Cld + Qz	<b>Peak P</b> : 18.5 ± 0.5 kbar/560 ± 10 °C <b>Peak T</b> : 14.0 ± 0.8 kbar/575 ± 15 °C	Ps-Pe
12. Booth-Rea et al. (2015)	CAU; TaS/E-SF	Micaschist <b>S<sub>1</sub></b> : Cld + Ky + Chl + Qz, Grt + Cld + Chl + Ph <b>S<sub>2</sub></b> : Chl + Ph + Qz, Chl + Ph + Ky + Qz, Chl + Ph + Pg + Ab	<b>S<sub>1</sub></b> : 15.0 ± 0.5–0.85 ± 0.5 kbar/450 ± 15–550 ± 30 °C <b>S<sub>2</sub></b> : 6.5 ± 1.0–2.0 ± 0.5 kbar/300 ± 15–400 ± 20 °C	MEq
13. Augier et al. (2005a)	BMU; Eclogite/E-SF	Eclogite/ <b>S<sub>1</sub></b> : Grt + Omp + Ph + Rt	<b>S<sub>1</sub></b> : 20.1 ± 2.4 kbar/647 ± 61 °C	AvPT
14. Platt et al. (2006)	BMU; Eclogite/E-SF CAU; Eclogite/W-E-SN	Chive (1): Grt + Omp + Amp + Sph Catifas (2), Soportujar (3), Montenegro (4): Grt + Omp + Amp + Zo + Qz	(1): min 11.9 kbar/481 ± 58 °C; (2): min 13.3 kbar/563.3 ± 28 °C; (3): min 14.97 kbar/640.4 ± 32 °C; (4): min 12.5 kbar/519.9 ± 40 °C	GC; AvPT
15. López Sánchez-Vizcaíno et al. (2009), Padrón-Navarta et al. (2010)	CAU; Metaserpentine/Eastern SN	Atg-serpentine: Atg + Ol + Cpx + Tr + Mg Chl-harzburgite: Ol + Opx + Chl + Tr + Mg	Atg-serp breakdown: 16–19 kbar/650 °C Peak T: 16–19 kbar/715 °C	Ex; Ps-Pe

<sup>a</sup>VU: Veleta Unit; CAU: Calar Alto Unit; BMU: Bédar-Macael Unit; MoS: Montenegro Schists; TaS: Tahal Sucession. The employed names are the ones used in this review

<sup>b</sup>SN: Sierra Nevada; SF: Sierra de los Filabres; SA: Sierra Alhambilla; SC: Sierra Cabrera. E-: Eastern; W-: Western; C-: Central

<sup>c</sup>Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010)

<sup>d</sup>Thermobarometric methods: **PGr**: Petrogenetic grid; **Si-Ph**: Si-content in phengite; **MEq**: Multiequilibrium thermobarometry (TWEEQU); **RaG**: Raman spectroscopy in graphite; **Ps-Th**: Pseudosections (Thermocalc); **Ps-Pe**: Pseudosections (Perple\_X); **AvPT**: Thermocalc Average P-T; **Ti-Qz**: Ti content in quartz; **CQ**: Chl-Qz thermometry; **GC**: Grt-Cpx thermometry; **Ex**: Experimental determinations



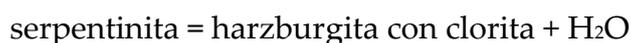
**Figura 11: Contexto geológico y evolución tectono-metamórfica de subducción y exhumación de las roca ultramáficas. Figura de Dilissen et al. (2018)**

(a) Mapa geológico de los domos E-O del Complejo Nevado-Filábride (Sierra Nevada, Sierra de los Filabres y Sierra Alhamilla) en las Béticas centrales (modificado según Martínez-Martínez et al., 2002) con la localización del macizo del Almirez (flecha). Recuadro superior izquierdo: principales dominios tectónicos del sistema orogénico peri-Alborán; el cuadrado blanco indica la localización del mapa del CNF mostrado en (a); (b) Recopilación de trayectorias metamórficas P-T representativas de diferentes litologías en el CNF agrupadas por unidades (modificado de López Sánchez-Vizcaíno y Gómez-Pugnaire, en prensa): (1) Behr y Platt, 2012, Behr y Platt, 2013; (2) Gómez-Pugnaire et al. (1994); (3) López Sánchez-Vizcaíno et al. (2009) y Padrón-Navarta et al., 2010a; (4-6) Augier et al., 2005a; (7) Jabaloy-Sánchez et al. (2015); (8 a-d) trayectorias P-T-t de cuatro eclogitas de Platt et al. (2006). También se muestra la trayectoria P-T-t del macizo del Almirez (línea verde discontinua) y las condiciones metamórficas máximas (estrella amarilla) de la deshidratación de la Atg-serpentinita en este macizo (según Jabaloy-Sánchez et al., 2015). (c) Modelo tectónico para la evolución alpina del CNF (según Behr y Platt, 2012 y Dilissen et al, 2018).

## 2 PARTE II: EXCURSIÓN AL MACIZO ULTRAMÁFICO DEL CERRO DEL ALMIREZ

### 2.1 Introducción

En las paradas correspondientes al primer día visitaremos uno de los afloramientos más estudiados en las últimas dos décadas en relación a los procesos de desvolatilización y reciclaje de elementos en contextos de alta presión asociados a zonas de subducción. La particularidad de esta localidad es la preservación, única a nivel mundial, de un frente de reacción asociado a la deshidratación a alta presión de serpentinitas, litología de gran importancia en los contextos de subducción dada su potencial de transporte profundo de agua. La singularidad de esta localidad fue identificada a raíz del trabajo experimental de [Ulmer y Trommsdorff \(1995\)](#) que tuvo un gran impacto en la amplia comunidad científica que trabajaba en las zonas de subducción, ya que proporcionaba una identificación clara de la fuente de agua a alta presión necesaria para generar el volcanismo de arco. En dicho trabajo se identificó que la reacción clave era la desestabilización de la antigorita (la variedad de serpentina estable en estas condiciones), a través de la reacción simplificada en el sistema MASH:



reacción que no había sido observada en la naturaleza hasta que el contacto entre serpentinitas y harzburgitas con clorita del Cerro del Almirez no fue reinterpretado como tal por [Trommsdorff et al. \(1998\)](#), generando así una considerable atención internacional como “laboratorio” natural para el estudio del comportamiento mecánico y reciclaje geoquímico asociado a volátiles en zonas de subducción.

Las rocas ultramáficas del Almirez forman tres cuerpos, siendo el principal de ellos el situado en el propio Cerro del Almirez que alcanza una altura de 2.514 m (segundo pico más alto de la Sierra Nevada almeriense después del cercano pico del Chullo, con 2.612 m). Estos afloramientos (junto con los de Cerro Blanco y Montenegro) son altamente singulares por el grado de preservación y exposición de las texturas metamórficas. En particular el afloramiento principal del Cerro del Almirez, objeto de nuestra visita, posee una diversidad litológica y texturales importante, permitiendo la discusión de aspectos que van desde la hidratación del

manto litosférico en contextos de oceánicos o de OCT (“ocean continent transition”), relaciones de fase, procesos de deformación en la laja de subducción en condiciones de ante-arco, cinética de reacción mineral y mecanismos de extracción de fluidos, así como los ciclos geoquímicos involucrados en estos procesos. Durante este día, tendremos la ocasión de ver gran parte de la diversidad litológica del Cerro del Almirez, resumida esquemáticamente en la columna de la [Lámina P0](#), y que iremos cortando desde su parte superior a la inferior.

## 2.2 Descripción de las paradas

Las paradas de este itinerario que se proporcionan en la figura de más abajo, han sido escogidas para mostrar, en un solo día y con un accesible recorrido a pie fuera de sendero, los principales tipos de rocas del Cerro del Almirez e ilustrar y discutir los procesos geológicos más importantes a las que han estado sometidas. Quedarán sin visitar otros afloramientos de interés, pero que habrían requerido desplazamientos mucho más largos y más de un día de excursión. Las paradas previstas en el cuerpo principal permitirán, sin embargo, una apreciación global lo suficientemente detallada como para discutir gran parte de la gran cantidad de cuestiones abordadas en los trabajos publicados en esta localidad (ver tabla 8.1 en [Jabaloy et al. 2019](#) para una compilación hasta ese año).



### 2.3 Parada 0. Visión general de la secuencia (Lámina P-0)

Antes de comenzar el recorrido a pie se hace una introducción al macizo ultramáfico del Cerro del Almirez y a las observaciones que se harán a lo largo del itinerario. Se presentará de manera sucinta la variedad litológica en relación con el corte esquemático de la [Lámina P-0](#).

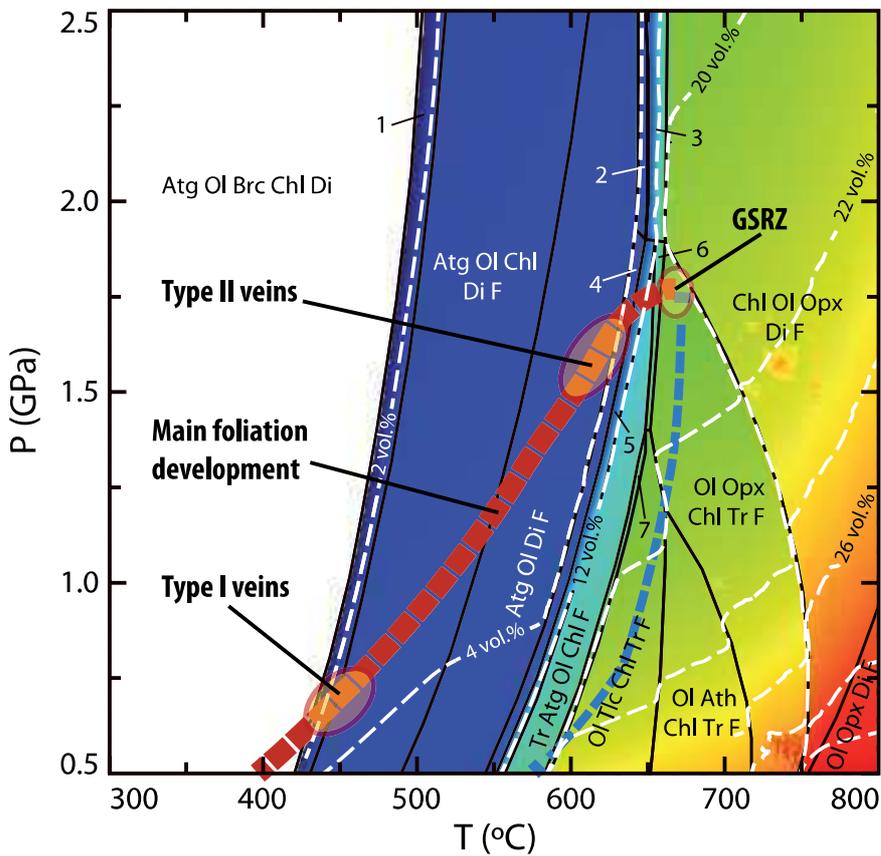
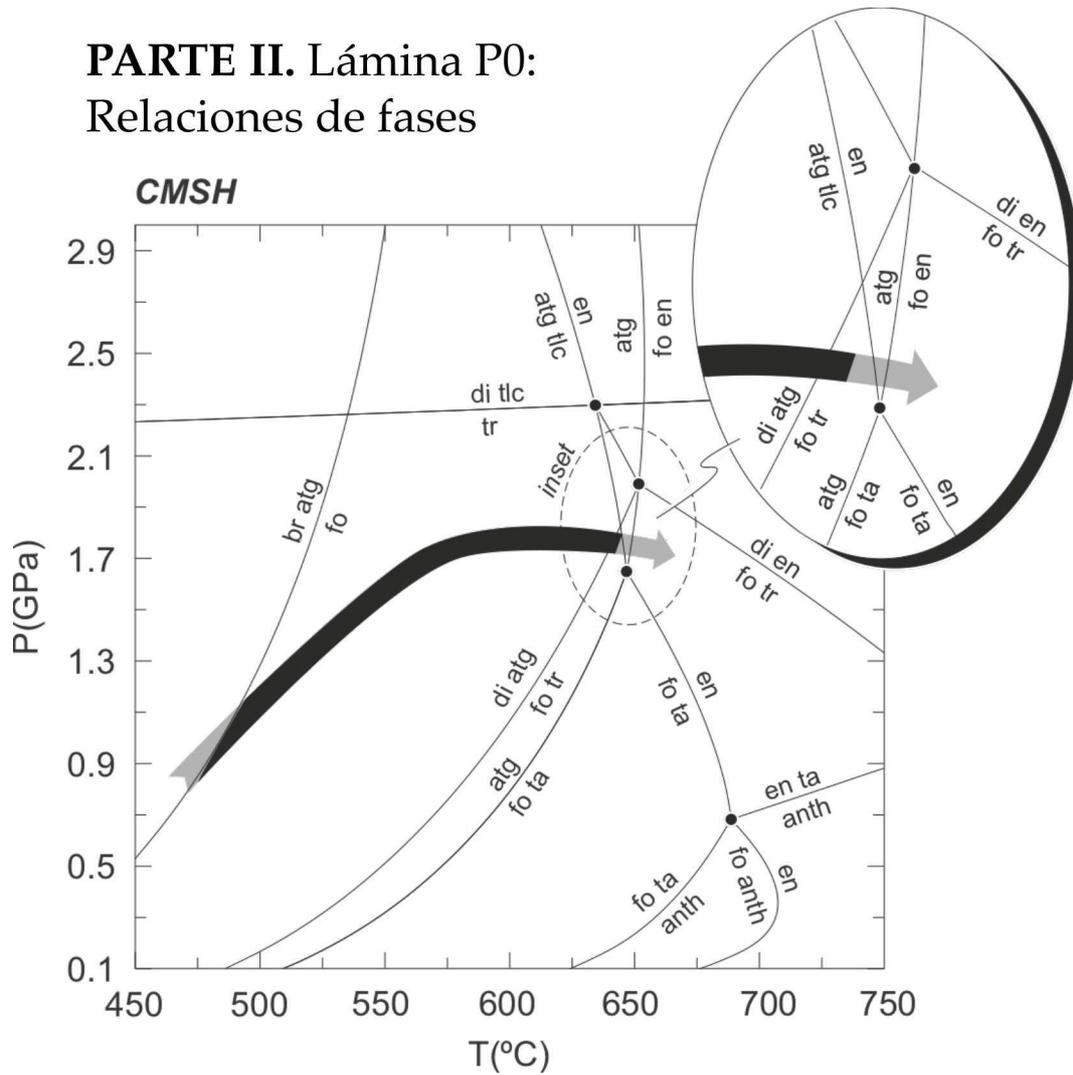
### 2.4 Parada 1. Brechas carbonatadas carniolares (Lámina P-1)

Tras un ascenso de unos diez minutos por la cara este del cuerpo se llega a un afloramiento de brechas carbonatadas de aspecto carniolar que se encuentra en la posición estratigráfica que corresponde a los mármoles dentro de la secuencia litológica local y por encima de los esquistos claros equivalentes a la Formación Tahal. Por encima de las brechas, pero sin que aflore el contacto, se encuentran harzburgitas con clorita muy recristalizadas que no observaremos en este afloramiento. La brecha está constituida por cantos angulosos, de dimensiones de centimétricas a decimétricas, de mármol calcítico, cuarzo, esquistos claros y serpentinitas englobados por una matriz carbonatada de grano fino y cortada por multitud de venillas de carbonato de espesor milimétrico ([Lámina-P1, Figura P1a](#)). El origen de esta brecha es incierto; aunque parece ser tardío no ha sido estudiado en detalle y no le prestaremos mayor atención en nuestro itinerario.

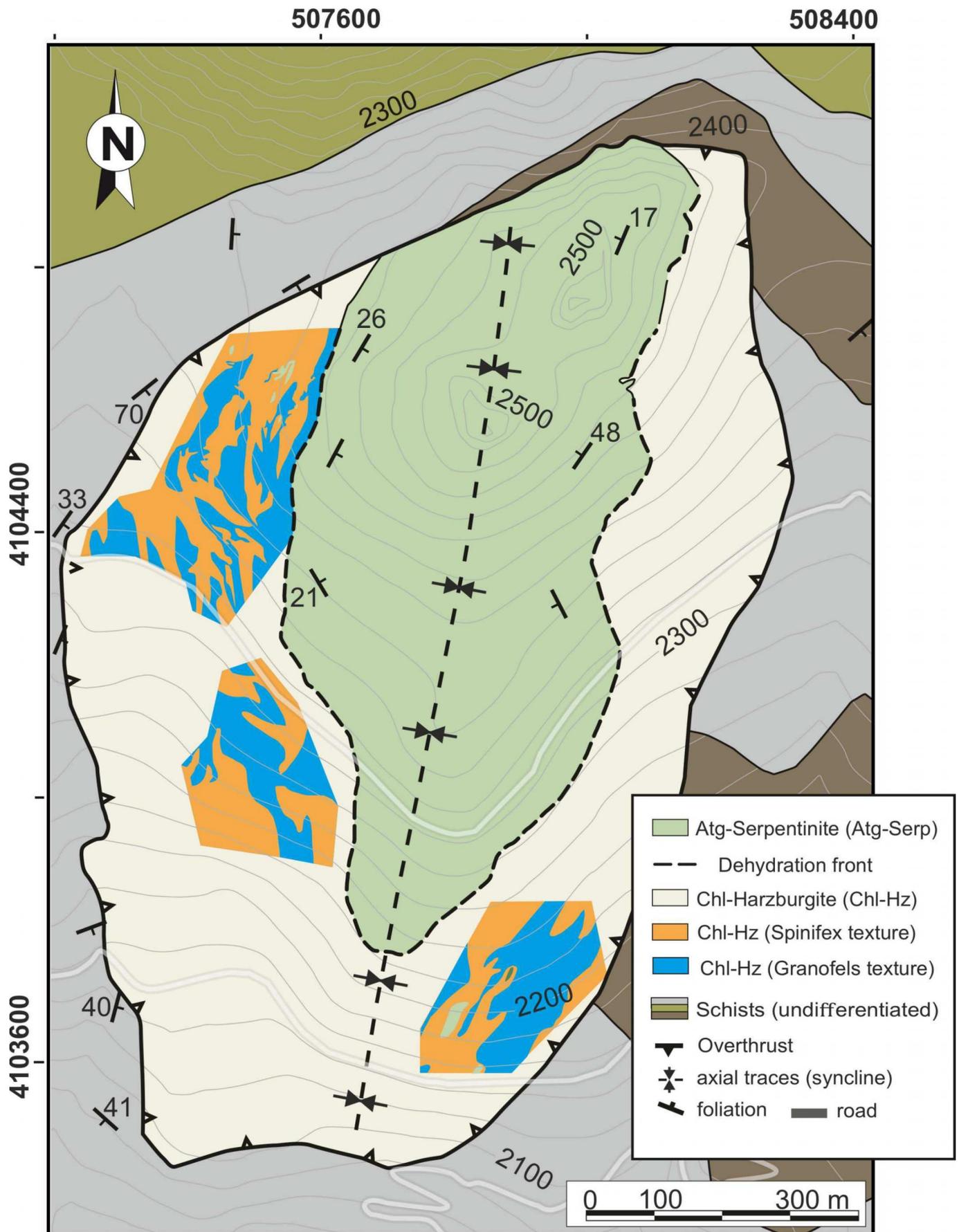
En el recorrido planificado no tendremos la oportunidad de visitar los interesantes cuerpos de oficarbonatos englobados por harzburgitas con clorita que afloran en el cercano cuerpo de Pradomocho Bajo y que fueron estudiados por [Menzel et al. \(2019\)](#) ([Lámina P-1; Figura P1b](#)). En ellos se han podido determinar las condiciones de estabilidad de la asociación olivino, Ti-clinohumita, diópsido, clorita, dolomita, calcita, magnetita, pentlandita y aragonito (1.7-1.9 GPa y 680 °C) ([Lámina P-1; Figs. P1c,d](#)), que coinciden con las del pico del metamorfismo determinado de forma independiente para las rocas ultramáficas. También se ha estudiado el papel jugado por los fluidos debidos a la deshidratación de las serpentinitas en la estabilidad de los carbonatos en las zonas de subducción, demostrando que el carbono puede ser preservado y transportado hacia el manto profundo.



## PARTE II. Lámina P0: Relaciones de fases

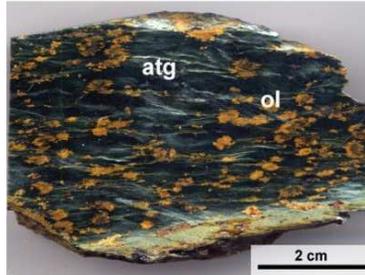


# PARTE II. Lámina P0: Mapa del cuerpo principal



# PARTE II. Lámina P0: Esquema general

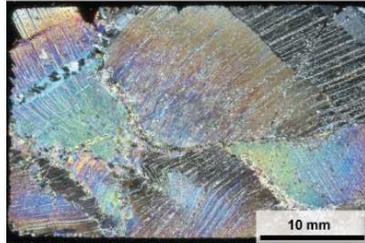
Antigorite-serpentinite



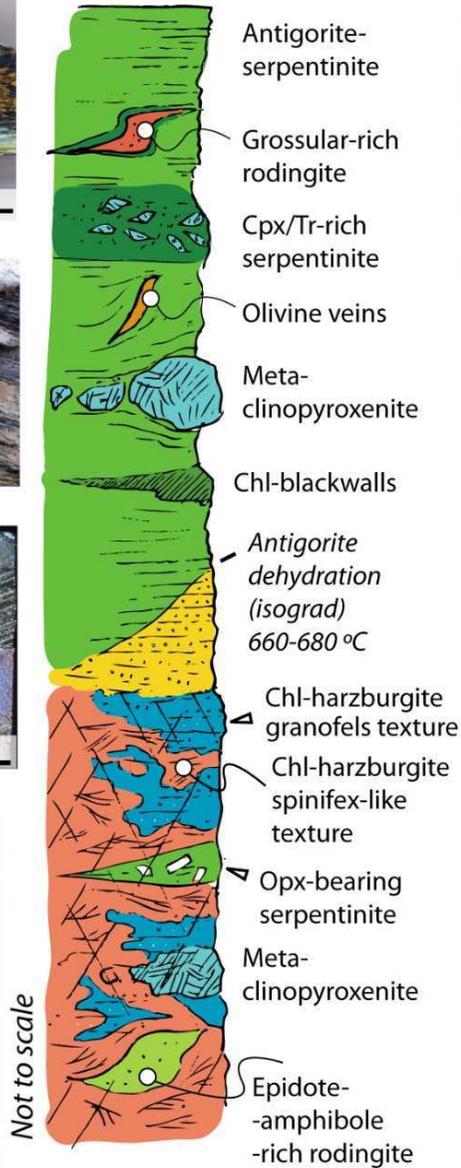
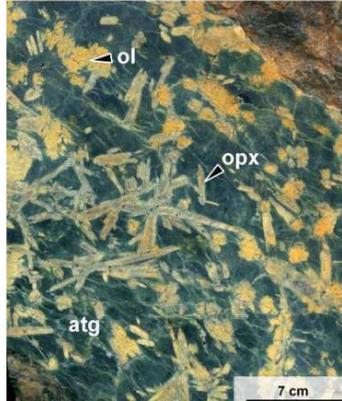
Cpx/Tr-rich serpentinite



Metaclinopyroxenite



Opx-bearing serpentinite



Grossular-rich rodingite



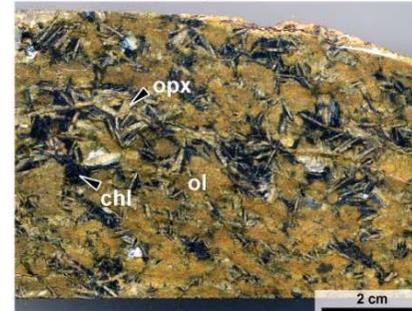
Olivine-Diopside-Ti-clinohumite veins



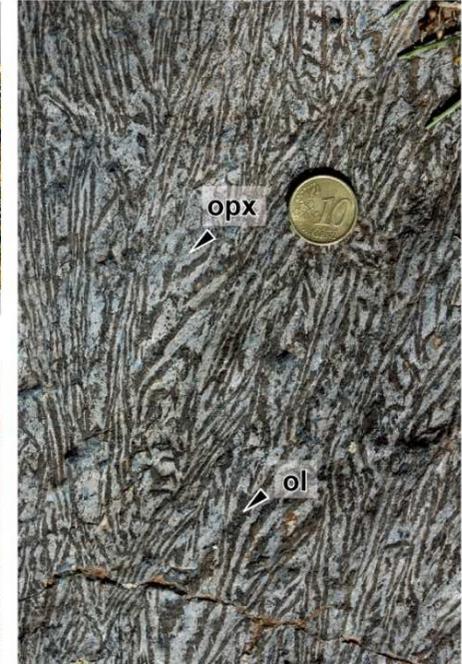
Transitional lithology



Chl-harzburgite (granofels texture)



Chl-harzburgite (spinifex-like texture)



Recrystallized Chl-harzburgite



## PARTE II. Lámina P1: Brechas carbonatadas

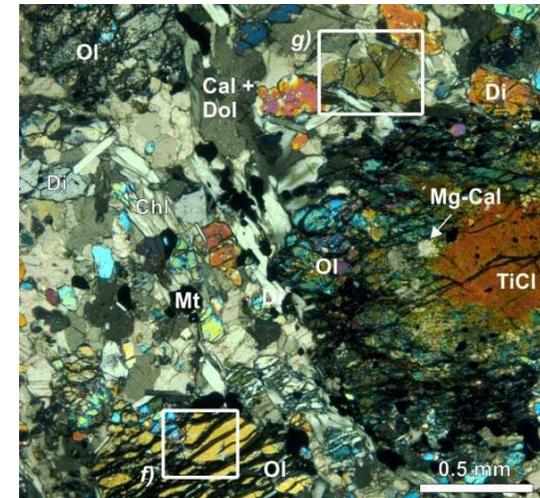
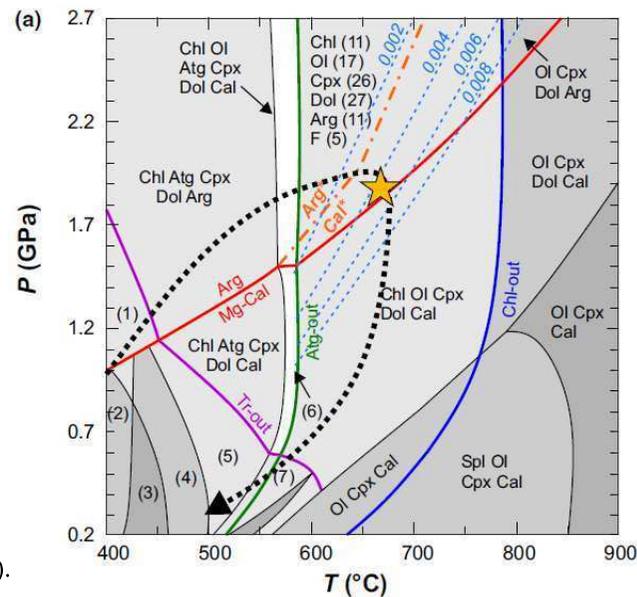


**Fig. P1b.** Resumen de los distintos tipos de rocas carbonatadas del Cerro del Almirez y afloramientos cercanos (Menzel et al., 2019).



**Fig. P1a.** Aspecto en el campo de las brechas carbonatadas carniolares visitadas.

**Fig. P1d.** Condiciones P-T-XCO<sub>2</sub> correspondientes al pico metamórfico de los oficarbonatos del Almirez (Menzel et al., 2019).



**Fig. P1c.** Aspecto al microscopio de la asociación del pico metamórfico de los oficarbonatos del Almirez (Menzel et al., 2019).

**TABLE 1** Overview of the lithologies discussed in this study and their mineral assemblages

Lithology	Mineral assemblage	Retrograde phases	Key features/trace phases
<i>Almirez</i>			
Meta-ophicarbonate <sup>b</sup> (granofelsic)	Di+Dol+Cal+OI+Chl+TiCl+Mag ±TiChn±Pn±Arg	Cal, Srp (Lz)	Granofelsic, with coarse OI-porphyroblasts with Arg, Dol, Chl and Mag inclusions
Meta-ophicarbonate <sup>b</sup> (gneissic)	Di+Dol+Chl+TiCl+Mag±TiChn	±Srp, Tr, Qtz-Cal-veins	Gneissic banding, with coarse TiCl-porphyroblasts /±Pn as inclusions in TiCl
Tr-Di-Dol rock <sup>b</sup> (SN-143)	Tr+Dol+Di+Chl±Mgs±Ilm/Chr	Cal; Tr-Dol (?)	Raft within carbonate breccia lens; Di as inclusions in Tr
Tlc-Mgs rock	Mgs+Tlc+Chl+Dol+Cal±Ilm	Cal; Tlc-Chl?	Penetrative foliation of Tlc-Chl aggregates parallel to gneissic meta-ophicarbonate; late replacement of Mgs by Cal. /±Rt, Ap
Mgs-Tr rocks/veins	Mgs+Tr+Chl+Mag±TiCl±Dol, Cal	±Cal	Very coarse-grained, euhedral Mgs and Tr
Dol-marble	Dol+Phl+Qtz±Cal±Phg±Tlc±Drv ±Plag±Tr±Zoi±Als		Different Dol-marble assemblages constitute the majority of clasts in breccia /±Rt, Ttn, Ap
Carbonate breccia (matrix assemblage)	Cal+Tr+Dol+Chl+Chl+Phl±Tlc±Drv±Qtz	(?)	Mineral fragments in Cal-matrix
Carbonate breccia (rock fragments, clasts)	Dol-marble; Tr-Di-Dol rock; Chl-Tr-rock; chloritite; Tr-OI-Atg-Chl rock; Chl-harzburgite; coarse dolomite		Angular to rounded, metre-sized rafts to millimetre-scale clasts; matrix-supported

## 2.5 Parada 2a. Serpentinitas de alto grado (Lámina P-2a)

En esta parada podemos observar buenos afloramientos de serpentinitas de alto grado. Con este término nos referimos a peridotitas completamente serpentinizadas y con texturas en equilibrio de los principales minerales que las constituyen (antigorita + magnetita, pequeñas cantidades de olivino metamórfico, diópsido y/o tremolita metamórficos y sulfuros, principalmente pentlandita). Estas serpentinitas se caracterizan por una fuerte foliación causada por la orientación preferente de la antigorita y definida por los planos cristalográficos (001) de la misma (Lámina P-2a). En contraposición, podemos definir peridotitas parcial o totalmente serpentinizadas no foliadas que preservan texturas pseudomórficas de los minerales reemplazados (texturas en malla y bastitas, en antiguos olivinos y piroxenos respectivamente). Hasta la fecha, esta última variedad no se ha encontrado en el Almirez ni en ningún otro afloramiento del CNF.

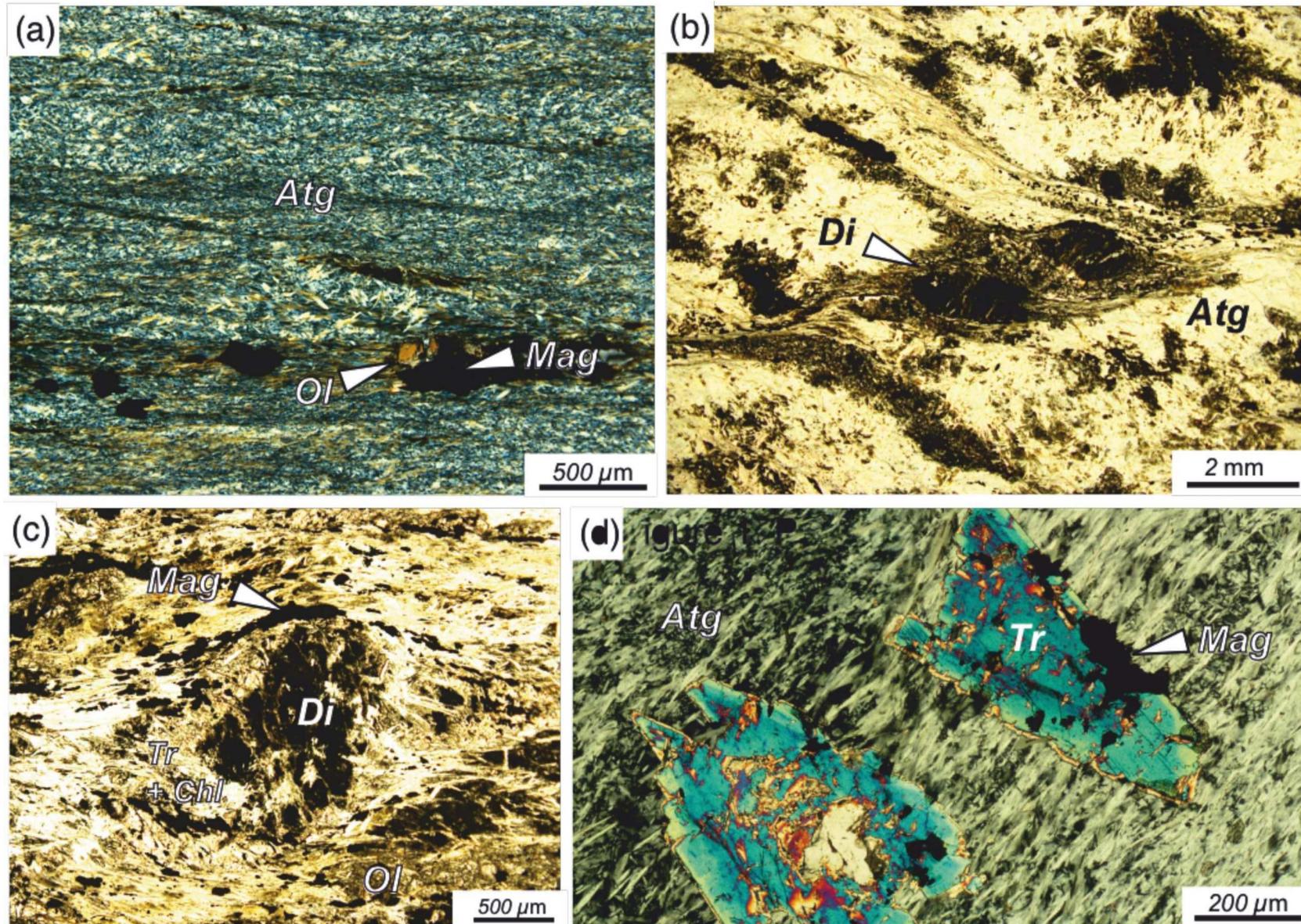
Composicionalmente, estas serpentinitas presentan contenidos relativamente altos y poco variables de aluminio ( $2.55 \pm 0.47 \text{ Al}_2\text{O}_3$ ,  $n=42$ ), lo que sugiere un protolito harzburgítico relativamente fértil. Una característica común de éstas y otras serpentinitas de alto grado alpinas es la distribución bimodal de calcio, permitiendo diferenciar dos tipos composicionales, serpentinitas muy pobres en calcio y con calcio. El contenido alto en aluminio, pero muy pobre el calcio, se interpreta tradicionalmente como consecuencia del metasomatismo asociado a la rodingitización de diques máficos (ver descripción en parada 2b), mientras que los altos valores de calcio en la otra variedad de serpentinitas pueden reflejar la composición original del protolito, mezcla mecánica con metapiroxenitas, o diferentes condiciones de serpentización que permitieron la preservación del clinopiroxeno mantélico, ahora representado por diópsido metamórfico con abundantes inclusiones de magnetita e ilmenita, con una textura particular denominada en la literatura “dusty clinopyroxene” (ver Lámina P-2a; y la columna en Lámina P-0).

La presencia de tremolita, generalmente en texturas sin-cinemáticas de sobrecrecimiento sobre el diópsido metamórfico (Lámina P-2a; Figura P2-c) o como porfiroblastos sobrecrecimiento la foliación de la antigorita (Lámina P-2a; Figura P2-d), numerosas venas de olivino y rodingitas deformadas, abudinadas y transpuestas en la foliación permiten establecer una importante deformación finita en las serpentinitas y una deformación macroscópica globalmente dúctil a la escala del macizo. Estas serpentinitas foliadas de alto grado representan por tanto un registro importante para entender el comportamiento reológico de la interfase de la laja de

subducción, pero también de la parte serpentinizada de la cuña de manto por encima de la laja.

El crecimiento post-cinemático de la tremolita permite igualmente deducir que las serpentinitas alcanzaron durante la subducción unas condiciones de temperatura de en torno los 650 °C y que la deformación cesó o se localizó de manera más discontinua en zonas de cizalla en condiciones de presión de ante-arco.

## PARTE II. Lámina P2a: Serpentinitas de alto grado



**Fig. P2a** – a- Serpentinitas puras con cristales de antigoritas formando una foliación con estructuras tipo SC poco desarrolladas. b. Estructuras tipo SC en serpentinitas ricas en calcio formando porfiroclastos. c. Remplazamiento de diópsido por tremolita y clorita en las sombras de presión d. porfiroblastos de tremolita creciendo sobre la foliación de la serpentinita (Padrón-Navarta et al. 2012)

## 2.6 Parada 2b. Boudines zonados de metarrodingitas (Lámina P-2b)

A pocos metros de la parada 2a y dentro de la misma secuencia de serpentinitas con antigorita que allí ha sido descrita se encuentran algunos afloramientos y bloques caídos de metarrodingitas que permiten hacer en ellos diversas observaciones (Lámina P-2b, Figura P2b-a). Una descripción detallada del metamorfismo y geoquímica de las metarrodingitas puede encontrarse en [Laborda-López et al. \(2018, 2020\)](#).

Las rodingitas son, mayoritariamente, rocas básicas (fundamentalmente gabros y basaltos) que han experimentado un proceso de transformación metasomática (rodingitización) por medio del cual se han enriquecido en CaO y se han empobrecido en SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O. La rodingitización es un proceso acoplado y simultáneo con el metasomatismo en fondos oceánicos de rocas ultramáficas para dar lugar a las serpentinitas: la serpentinitización. Por consiguiente, serpentinitas y rodingitas suelen aparecer asociadas en los terrenos metamórficos y es posible estudiar su evolución metamórfica, geoquímica y tectónica simultánea, así como la interacción entre ambos tipos de rocas durante estos procesos ([Laborda-López et al., 2018 y referencias incluidas](#)).

En el macizo del Cerro del Almirez aparecen numerosos cuerpos de metarrodingitas asociados tanto a las serpentinitas con antigorita como a las harzburgitas con clorita. En estos cuerpos se han diferenciado tres tipos principales de metarrodingitas, cada uno de ellos caracterizado por una asociación mineral, una textura y una composición química bien diferenciada (Lámina P-2b, Figuras P2b-b,c,d). Existen, asimismo, transiciones entre un tipo y otro indicando que son el resultado de un proceso de transformación que tuvo lugar durante el metamorfismo progrado de las rocas ligado a la subducción y como consecuencia también de la interacción con las rocas ultramáficas encajantes y los fluidos derivados de éstas. Las metarrodingitas y sus mecanismos de formación han sido descritos y estudiados en [Laborda-López et al. \(2018, 2020\)](#).

En los afloramientos visitados se pueden observar con detalle algunas de las principales características de los cuerpos de metarrodingitas que aparecen en las serpentinitas con antigorita del Cerro del Almirez (Lámina P-2b, Figura P2b-c):

- i. Su disposición como niveles discontinuos, frecuentemente paralelos o subparalelos a la foliación principal, con morfología de “boudin” y espesor variable (en este caso, menor de un metro).

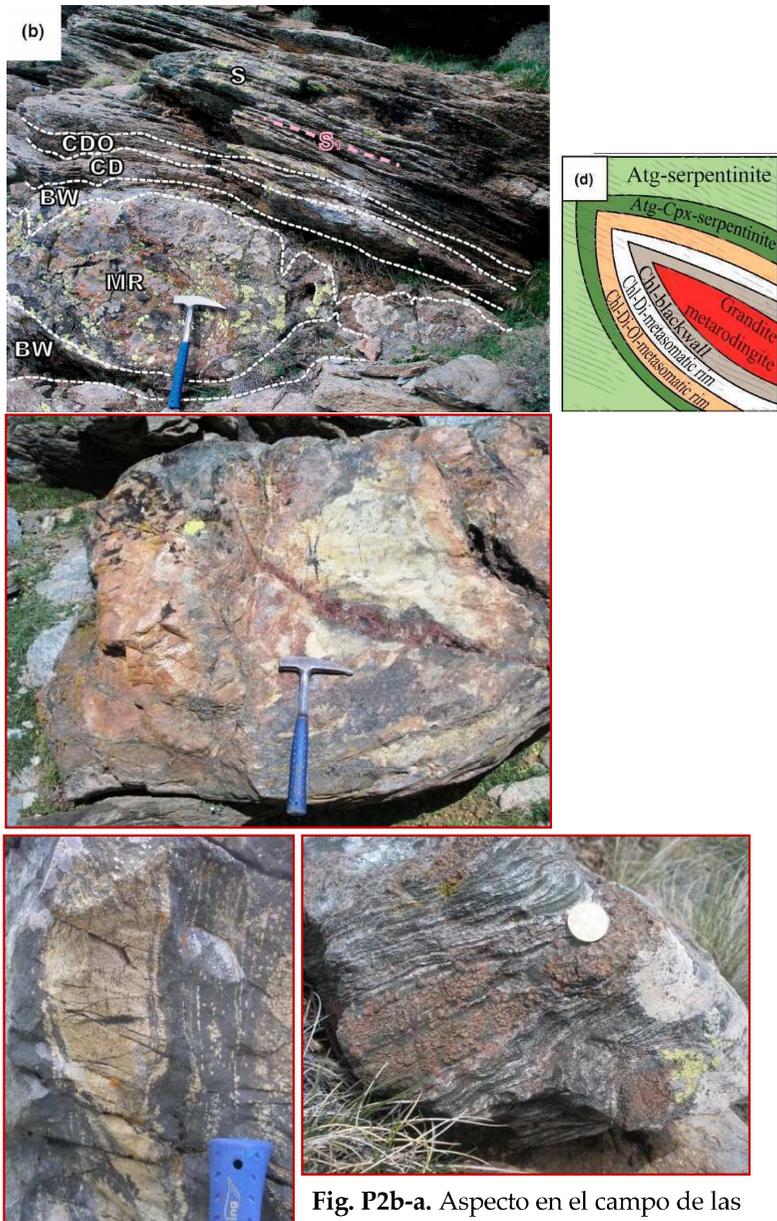
- ii. El desarrollo de hasta tres niveles de interacción metasomática con las serpentinitas encajantes, caracterizado cada uno de ellos por distintas asociaciones minerales y texturas. El más conspicuo de estos niveles es el “Chl-blackwall” que aparece directamente en contacto con la rodingita y que está formado mayoritariamente por clorita y diópsido.
- iii. Su mineralogía y textura, que son fundamentalmente en estos afloramientos las propias de las metarrodingitas de Tipo 1 (metarrodingitas de grandita). Éstas se caracterizan por una matriz de grano fino y color rosado constituida mayoritariamente por granate (Grt-1) de composición grosularia-andradita (“grandita”), junto con clorita, titanita y diópsido. La roca puede preservar las texturas porfídicas, doleríticas o fluidales ígneas originales en las que los minerales magmáticos han sido pseudomorfizados por asociaciones metamórficas. La matriz aparece cortada por dos generaciones de venas de granate (Grt-2 y Grt-3, respectivamente) que presentan espesores, asociaciones minerales y composiciones químicas distintas. Especialmente llamativas son las venas de espesor centimétrico de grandes cristales de color granate de Grt-3 y clorita. La formación de las dos generaciones de venas y la composición del granate reflejan, por un lado, cambios en las condiciones del metamorfismo progrado y, por otro, la entrada de fluidos oxidantes procedentes de la serpentinita encajante.
- iv. La transformación parcial de las metarrodingitas de grandita al Tipo 2 (metarrodingitas de epidota), caracterizadas por la abundancia de epidota y diópsido y el intenso color amarillo que la epidota le confiere a la roca. Las metarrodingitas de Tipo 2 son las más abundantes en los afloramientos de harzburgitas con clorita y su formación se debió al flujo de fluidos liberados durante la deshidratación de las serpentinitas. En el caso del afloramiento observado, el significativo grado de transformación del Tipo 1 al Tipo 2 puede ser atribuido a su cercanía al frente de deshidratación.
- v. La presencia de abundantes agregados de anfíbol muy oscuro, tamaño de grano centimétrico y composición pargasítica. Aparece como agregados y bandas irregulares monominerálicas, como juegos conjugados de venas de espesor milimétrico o en las venas reabiertas de Grt-3. Este anfíbol corresponde a un proceso de anfibolitización tardío, posterior al pico del metamorfismo, que afectó a todos los tipos de metarrodingitas, pero especialmente a las englobadas por las harzburgitas con clorita.

En el itinerario propuesto no tendremos la oportunidad de observar metarrodíngitas que aparecen asociadas a las harzburgitas con clorita. Éstas incluirían las de Tipo 2, plenamente transformadas ya a la asociación con epidota, y las de Tipo 3 (metarrodíngitas de pirlaspita), caracterizadas por el crecimiento de una nueva generación de granate de composición comprendida dentro de los componentes piropo-almándino-espesartina (“pirlaspita”).

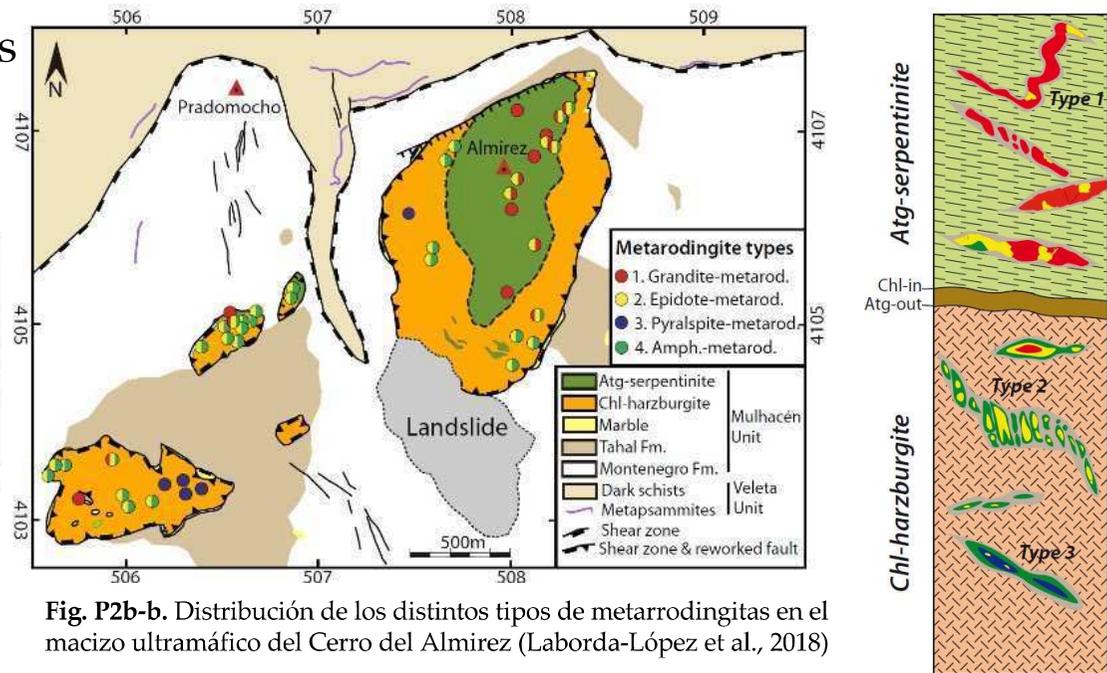
El pormenorizado estudio de campo, petrográfico, de la composición de roca total y de los minerales (se han diferenciado hasta cinco generaciones de granate; Lámina P-2b, Figura P2b-e) y la modelización termodinámica (Lámina P-2b, Figura P2b-f) de las asociaciones en equilibrio de cada uno de los tipos de metarrodíngitas han permitido establecer la trayectoria P-T de estas rocas (Lámina P-2b, Figura P2b-h) y, por consiguiente, de las rocas ultramáficas encajantes, desde las condiciones de rodingitización en el fondo oceánico para las rodingitas de Tipo 1 (< 2 kbar, ~150–325 °C) hasta el pico del metamorfismo registrado por las de Tipo 3 (16–19 kbar, 660–684 °C). Durante esta evolución las variaciones de los potenciales químicos de SiO<sub>2</sub>, CaO y MgO (Lámina P-2b, Figura P2b-g) jugaron un papel fundamental en las transformaciones observadas, así como los cambios en la fugacidad de oxígeno, vinculados a la entrada de fluidos procedentes de las rocas ultramáficas y que dieron lugar a contrastes significativos en las razones Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>Total</sup> de los distintos tipos de rocas. Esto puede tener implicaciones para la transferencia de material oxidado hacia el manto profundo en las zonas de subducción.



## PARTE II. Lámina P2b Metarodingitas



**Fig. P2b-a.** Aspecto en el campo de las rodingitas de esta parada. Las dos fotografías inferiores muestran las rodingitas de Tipo 2 y 3, no visitadas.



**Fig. P2b-b.** Distribución de los distintos tipos de metarodingitas en el macizo ultramáfico del Cerro del Almirante (Laborda-López et al., 2018)

**TABLE 1** Summary of the Cerro del Almirante metarodingite types and associated metasomatic reaction rims

Host rock	Lithologies	Key macroscopic and textural features	Minerals and modal percentage (vol.%)	Mineral assemblages in equilibrium
Atg-Serp	Granodite-metarodingite Type 1	Reddish brown, fine-grained rocks with relict igneous texture (porphyritic). With several veins generations	Grt-1+Grt-2+Grt-3) 66%+Chl 23%+Di 6.5%+Ttn 3%+Mag 2.7%+Ap 1%+Ilm+Aln+Zrn	Grt-1+Chl+Di+Mag+Ilm Grt-2a+Chl+Di+Mag+Ilm Grt-2b+Chl+Ttn±Di Grt-3+Chl+Ttn
Atg-Serp & Chl-Harzb	Epidote-metarodingite Type 2	Yellowish, fine-grained rocks with granoblastic texture and relict garnet	Ep 55%+Di 35%+Ttn 5%+(Grt-3 or Grt-4) 3.5%±Chl+Ap 1%±Mag±Rt+Ilm+Zrn	Ep+Di+Ttn±Grt-3±Chl Ep+Di+Ttn±Grt-4±Chl
Chl-Harzb	Pyrralspite-metarodingite Type 3	Blackish green and greenish yellow rocks with granoblastic or nematoblastic texture	Amp 50%+Ep/Zo 35%+Grt-5 10%±Chl 0-4%±Di 1%±Rt 2%±Ap 1%±Ttn±Ilm+Zrn	Grt-5+Ep/Zo+Amp-1±Chl+Di+Ttn Grt-5+Ep/Zo+Amp-1±Chl+Rt
Atg-Serp & Chl-Harzb	Chl-Blackwall	Silverish grey, strongly foliated rock	Chl 70%+Di 22%±Ttn 2%±Mag 2.7%±Ilm 2.7-4%±Rt 0-2%±Ap 0.6%±Amp+Zrn	Ch+Di+Ttn+Mag Chl+Di+Ilm Chl+Amp-1+Rt
Atg-Serp & Chl-Harzb	Chl-Di-metasomatic rim	Bluish white, foliated rock	Di 60%+Chl 35%+Mag 4%+Ilm	Di+Chl+Mag+Ilm
Atg-Serp & Chl-Harzb	Chl-Di-Ol-metasomatic rim	Foliated rock with orangisch brown Ol porphyroblasts, and Ti-Chu	Di 36%+Ol 36%+Chl 21%+Mag 5%±Ti-Chu±Atg	Ol+Di+Chl+Mag+Ti-Chu

**Fig. P2b-c.** Resumen de las características de las metarodingitas en el macizo ultramáfico del Cerro del Almirante (Laborda-López et al., 2018)

# PARTE II. Lámina P2b: Metarrodingitas

Fig. P2b-d. Petrografía de las metarrodingitas



Fig. P2b-e. Variación textural y composicional del granate en las metarrodingitas (Laborda-López et al., 2018)

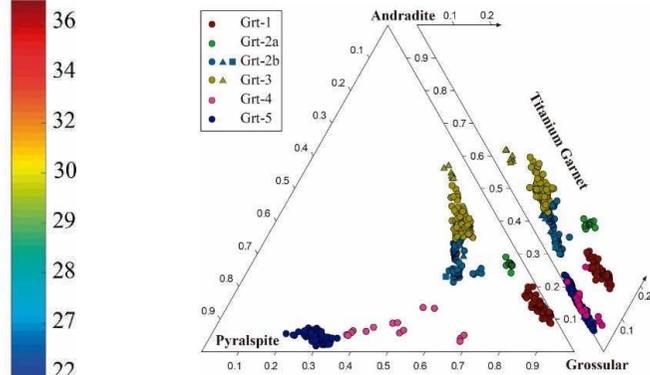
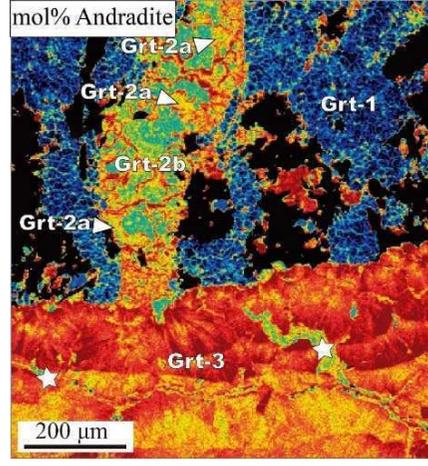
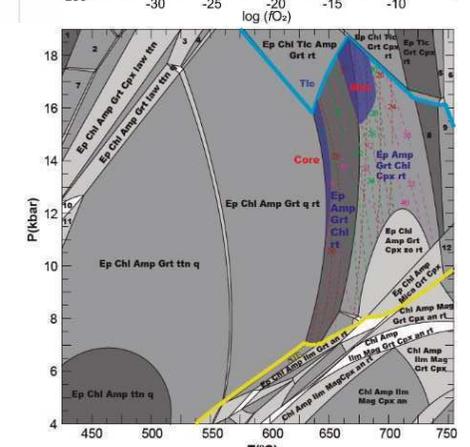
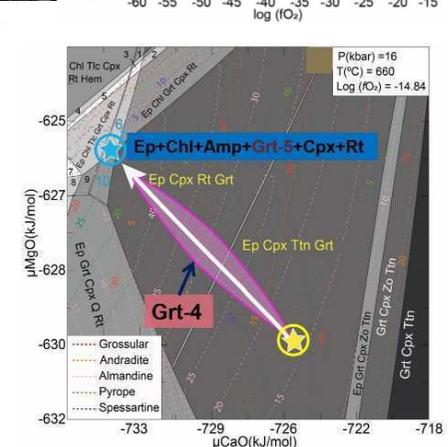
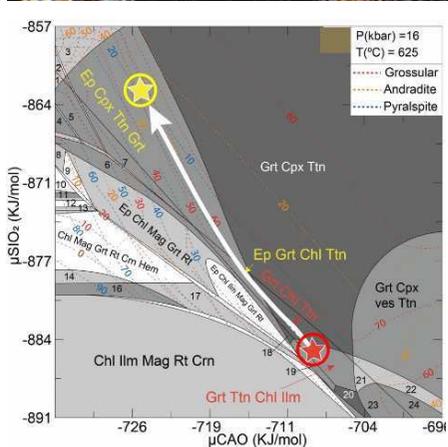
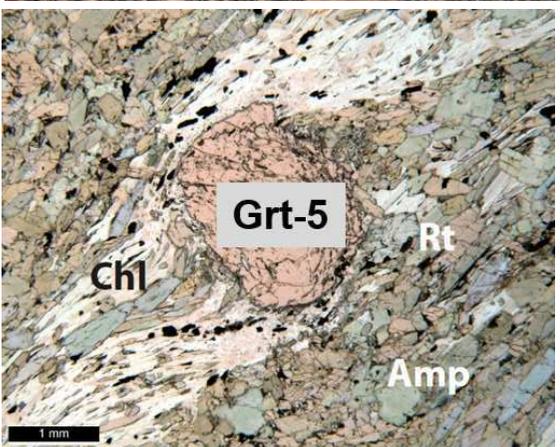
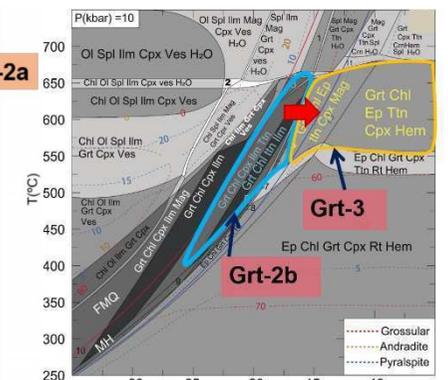
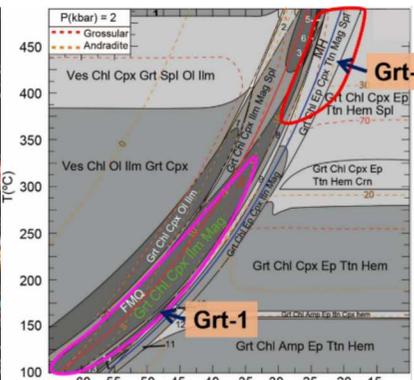
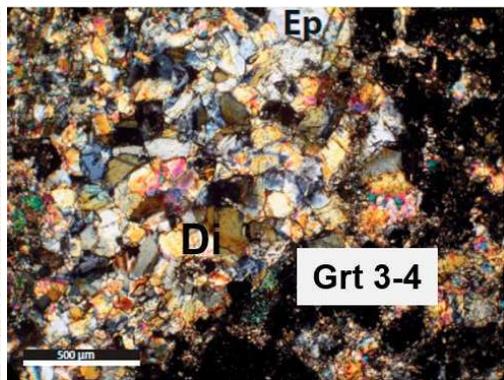
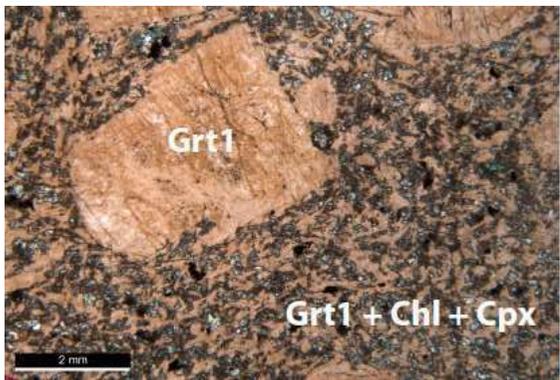


Fig. P2b-f. Modelos termodinámicos para la evolución metamórfica de las metarrodingitas (Laborda-López et al., 2018)



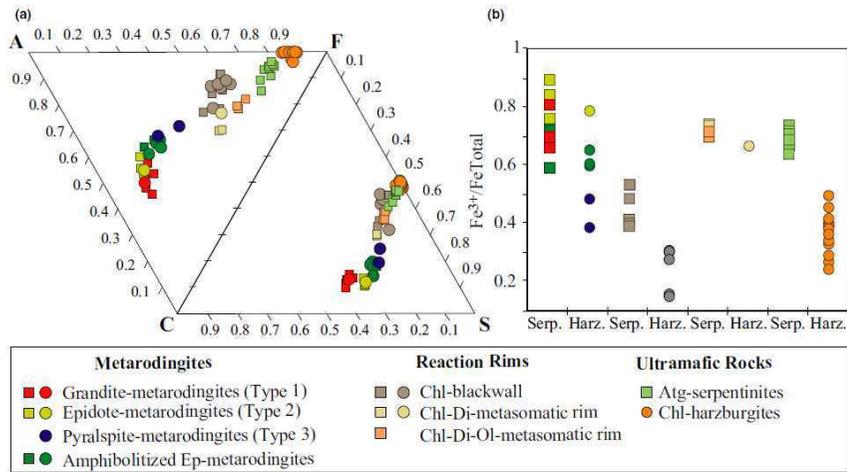
## 2.7 Parada 3. Nivel discordante plegado de metarrodingita (Lámina P-3)

Caminamos dentro del dominio de las serpentinitas con antigorita hacia la parte alta del cuerpo donde en un corte bastante vertical podemos observar las relaciones estructurales entre serpentinitas y un nivel plegado de rodingitas (Lámina P-3, Figura P3-a).

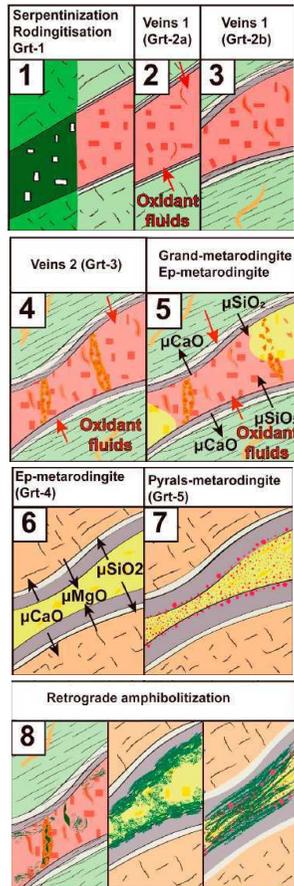
Los principales rasgos estructurales de las serpentinitas con antigorita y venas asociadas han sido descritos en [Padrón-Navarta et al. \(2008, 2011, 2012\)](#) y [Jabaloy et al. \(2015, 2022\)](#). Se remite a ellos para los detalles. En algunos afloramientos se puede observar el bandeo composicional original definido por la presencia de niveles de clinopiroxenas de espesor variable (centimétrico a decimétrico). Las serpentinitas se caracterizan por una fábrica planar (S1) o plano-lineal (S1/L1) marcada por una foliación S1 muy penetrativa y poco buzante, definida por la orientación preferente de la antigorita. En la superficie se pueden observar agregados de magnetita + clorita que, en ocasiones, tienen formas alargadas y definen una lineación de estiramiento (L1). Atendiendo a las observaciones de campo y microscopio se puede establecer que la fábrica S1/L1 se formó durante el metamorfismo progrado ligado a la subducción previo al pico metamórfico, que queda registrado en las harzburgitas con clorita.

A través de toda la secuencia se pueden observar pequeñas zonas de cizalla que definen estructuras S-C que indican un sentido de cizalla del techo hacia el oeste. Los diques de metarrodingita se encuentran también cizallados como se ha podido observar en la Parada 2 y también en la presente Parada 3. Aquí se puede ver un nivel de metarrodingita de Tipo 1 con unos 15 m de longitud y 0.75 m de espesor máximo con una dirección E-O y un buzamiento que pasa de subvertical en la parte derecha a subhorizontal en la parte izquierda. Este plegamiento obedece a una disposición original oblicua con respecto a la foliación principal de la serpentinita y al acomodamiento de la deformación por acortamiento y plegamiento a lo largo del eje Z del elipsoide de esfuerzos. Los cuerpos de metarrodingitas con una disposición paralela a la foliación aparecen como trenes de budines similares a los ya observados ([Clément et al., 2018](#)).

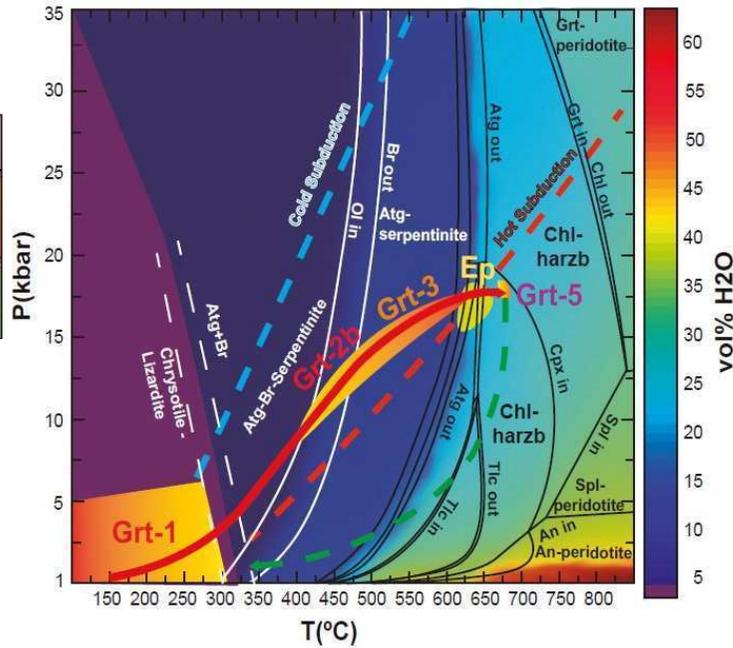




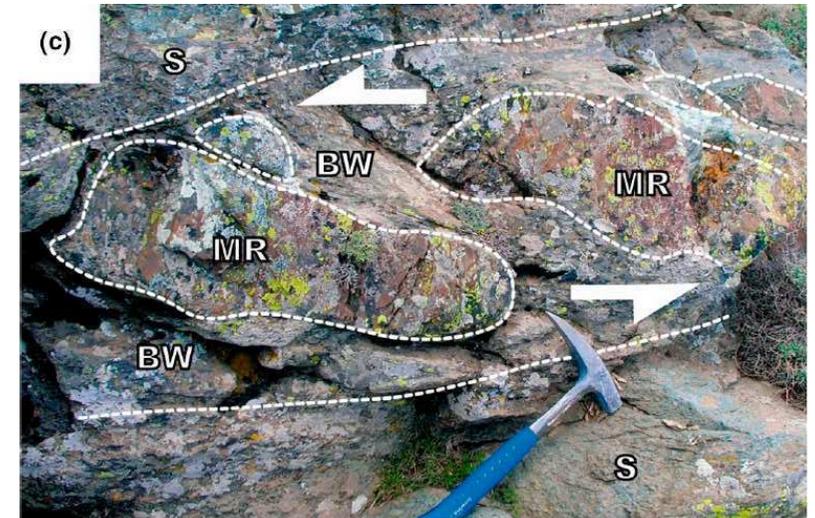
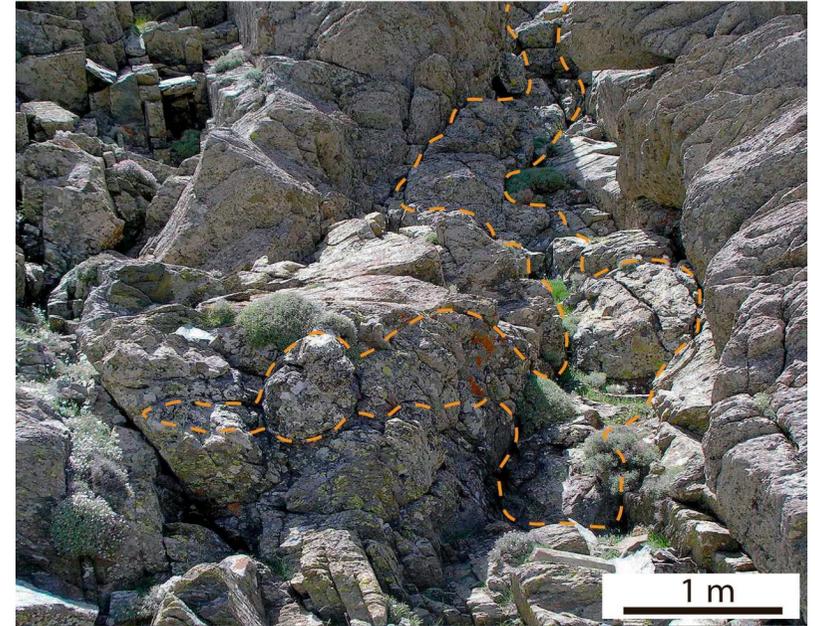
**Fig. P2b-g.** Variación composicional de las metaroddingitas en un diagrama ACFS y variación de  $Fe^{3+}/Fe_{Total}$  (Laborda-López et al., 2018)



**Fig. P2b-h.** Trayectoria PT y modelo de evolución global de las metaroddingitas del Cerro del Almirez (Laborda-López et al., 2018)



## PARTE II. Lámina P3: Metarrodngita plegada



**Fig. P3a.** Ejemplos de niveles de metarrodngita plegados y desmembrados de las serpentinitas del Cerro del Almirez (Laborda-López et al., 2018)

## 2.8 Parada 4. Vena de clinohumita titanífera y olivino (Lámina P-4)

En esta parada continuamos dentro del dominio de las serpentinitas con antigorita. Para evitar un desplazamiento más largo hasta un afloramiento “in situ” paramos junto a un bloque caído en uno de los numerosos canchales de esta ladera. Sobre una superficie plana observamos un agregado de cristales centimétricos de clinohumita titanífera (Ti-Chu), de color granate, y olivino, alterado a tonalidades pardas.

La Ti-Chu  $[4(\text{Mg}_2\text{SiO}_4)\text{Mg}_{1-x}\text{Ti}_x(\text{OH},\text{F})_{2-2x}\text{O}_{2x}]$ , donde  $(0 < x < 0.5)$ , es un mineral accesorio común en distintas litologías, entre ellas las serpentinitas. En concreto, en el Cerro del Almirez aparece, con dos composiciones diferentes, tanto en las serpentinitas con antigorita (Ti-Chu rica en OH) como en las harzburgitas con clorita (Ti-Chu rica en F; estable a mayores temperaturas) (López Sánchez-Vizcaíno et al. 2005, 2009), aunque no tendremos la oportunidad de ver estas últimas.

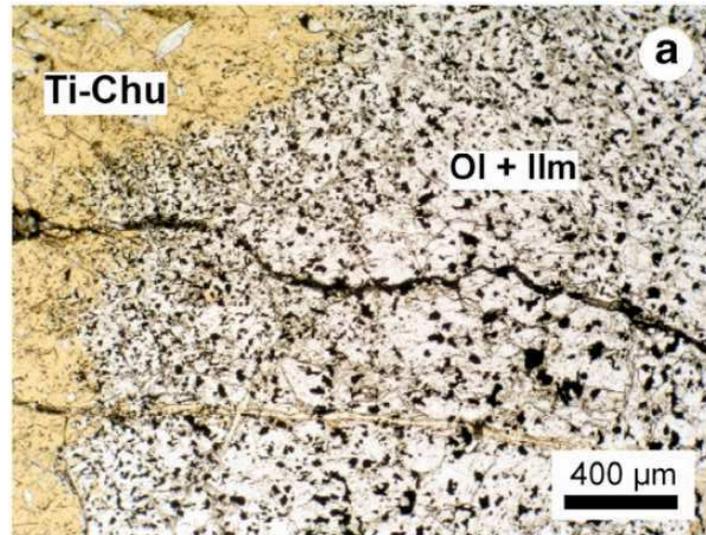
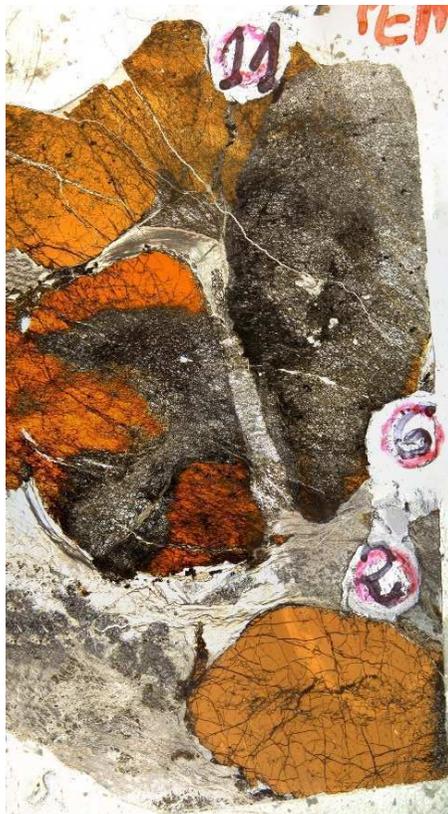
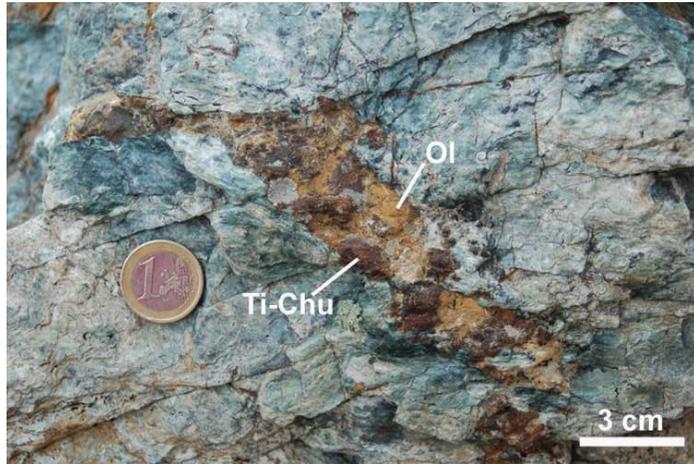
En las serpentinitas la asociación de OH-TiChu y olivino aparece tanto en forma de granos diseminados dentro de la matriz como dando lugar a venas, con olivino mayoritario, de espesor milimétrico o centimétrico (Lámina P-4, Figura P4a). La Ti-Chu se formó como consecuencia de las reacciones de desestabilización simultáneas de clinopiroxeno mantélico (rico en Ti) y de brucita en la serpentinita en presencia de H<sub>2</sub>O (6% en volumen) en condiciones de P-T máximas de 1.3 GPa y 475 °C. Su aparición marca, por tanto, un límite inferior, de temperatura en la trayectoria metamórfica progradada de las serpentinitas (Lámina P-4, Figura P4c).

La OH-Ti-Chu aparece total o parcialmente desestabilizada a un agregado de olivino e ilmenita (color negro y brillo metálico visibles con lupa). Esta reacción tiene lugar a temperaturas ligeramente inferiores a la de la desestabilización de la antigorita (en torno a 650 °C) para presiones por debajo de los 2.1 GPa (Figs. P4a,c)

Tras la deshidratación de la serpentinita con antigorita y su transformación a harzburgita con clorita (ver Parada 6) se produjo la desaparición de toda la OH-Ti-Chu presente en el primer tipo de roca y la formación de una nueva generación de Ti-Chu en el segundo caracterizada por un enriquecimiento considerable en F en su composición que permite su estabilidad a mayor temperatura (Lámina P-4, Figura P4b). La nueva F-OH-Ti-Chu no aparece únicamente como un mineral accesorio de la Chl-harzburgita sino en forma de lamelas microscópicas y submicroscópicas intercrecidas con el olivino de nueva formación y que explican el fuerte enriquecimiento de estas rocas en elementos de alto potencial iónico (“HFSE”), con el consiguiente empobrecimiento de los fluidos liberados durante la deshidratación de

las serpentinitas y las implicaciones que esto tiene para explicar los bajos contenidos de “HFSE” en el magmatismo de subducción (Garrido et al. 2005).

## PARTE II. Lámina P4: Vena de Ti-clinohumita

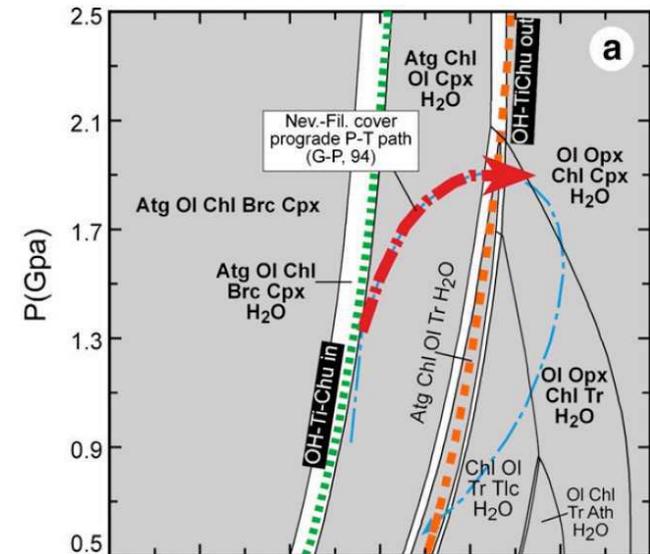


**Fig. P4a.** Forma de aflorar, aspecto al microscopio y reacción de desestabilización de la Ti-clinohumita en las serpentinitas del Cerro del Almiraz.

**Table 1** Summary of petrographic and chemical features of titanian clinohumite (TiCl) from the Cerro del Almiraz ultramafic massif. *P-T* conditions deduced from Fig. 9. Mineral abbreviations after Kretz (1983), except for TiCl (Evans and Trommsdorff 1983)

Rock type	TiCl type Mineral assemblage	TiCl textures	Breakdown products	Chemical variations		<i>P-T</i> conditions (TiCl + Ol + Ilm)
				TiCl	Olivine	
Atg-serpentinite	TiCl in serpentinite atg + ol + di (+ tr + chl)	Granoblastic; lamellae intergrown with olivine	Absent or very incipient	$X_{Mg} = 0.89-0.92$ $X_F = 0-0.01$ $X_{Ti} = 0.42-0.47$	Percentage of Fo = 90-93 Ni = 0.003-0.006 Mn = 0.005-0.007	<i>P</i> = 1.7-2.5 Gpa <i>T</i> = 620-635°C
	TiCl veins close to clinopyroxenite ol + di + chl + mgt	mm- to cm-sized knobs of TiCl and olivine	Partial or complete breakdown to olivine choked with ilmenite and magnetite inclusions	$X_{Mg} = 0.89-0.92$ $X_F = 0-0.02$ $X_{Ti} = 0.42-0.47$	Percentage of Fo = 89-92 Ni = 0.003-0.006 Mn = 0.005-0.008	
	TiCl in exsolution lamellae of dusty clinopyroxene di + chl + mgt	Strings of TiCl grains, with diopside and chlorite	Partial breakdown in the rim to ilmenite and olivine	$X_{Mg} = 0.90-0.92$ $X_F = 0-0.006$ $X_{Ti} = 0.43-0.46$	Not present	
Chl-harzburgite	TiCl in harzburgite ol + en + chl + mgt	Granoblastic to idiomorphic; in equilibrium with "brown" olivine and enstatite. (Fig.2a)	Partial or complete; rims with wormy ilmenite and olivine; oriented ilmenite rods. (Fig.2b)	$X_{Mg} = 0.89-0.92$ $X_F = 0.07-0.11$ $X_{Ti} = 0.33-0.43$	Percentage of Fo = 89-90 Ni = 0.005-0.010 Mn = 0.001-0.003	<i>P</i> = 1.7-2.07 Gpa <i>T</i> = 640-695°C
	TiCl intergrowths with "brown" olivine	Oriented lamellae or granoblastic grains intergrown with olivine (Fig.2c-f)	Partial or complete; ghost lamellae (Fig.2c-f); concentric yellow and orange zones (Fig.2f)	$X_{Mg} = 0.91-0.92$ $X_F = 0.08-0.15$ $X_{Ti} = 0.29-0.38$	Percentage of Fo = 90-91 Ni = 0.009-0.010 Mn = 0.001-0.002	
	TiCl in enstatite-rich synmetamorphic veins en + ol + chl + mgt	Xenomorphic mm-sized grains in chlorite and magnetite rich zones	Partial breakdown in the rim to ilmenite and olivine	$X_{Mg} = 0.89-0.92$ $X_F = 0.02-0.2$ $X_{Ti} = 0.26-0.38$	Percentage of Fo = 90Ni = 0.003-0.006 Mn = 0.001-0.004	

**Fig. P4b.** Resumen de las principales características de la Ti-clinohumita en las rocas del Cerro del Almiraz (López Sánchez-Vizcaíno et al., 2005)



**Fig. P4c.** Condiciones de formación y desestabilización de la Ti-clinohumita en las serpentinitas del Cerro del Almiraz (López Sánchez-Vizcaíno et al., 2009)

## 2.9 Parada 5. Cristalinidad de la antigorita y recristalización estática (Lámina P-5)

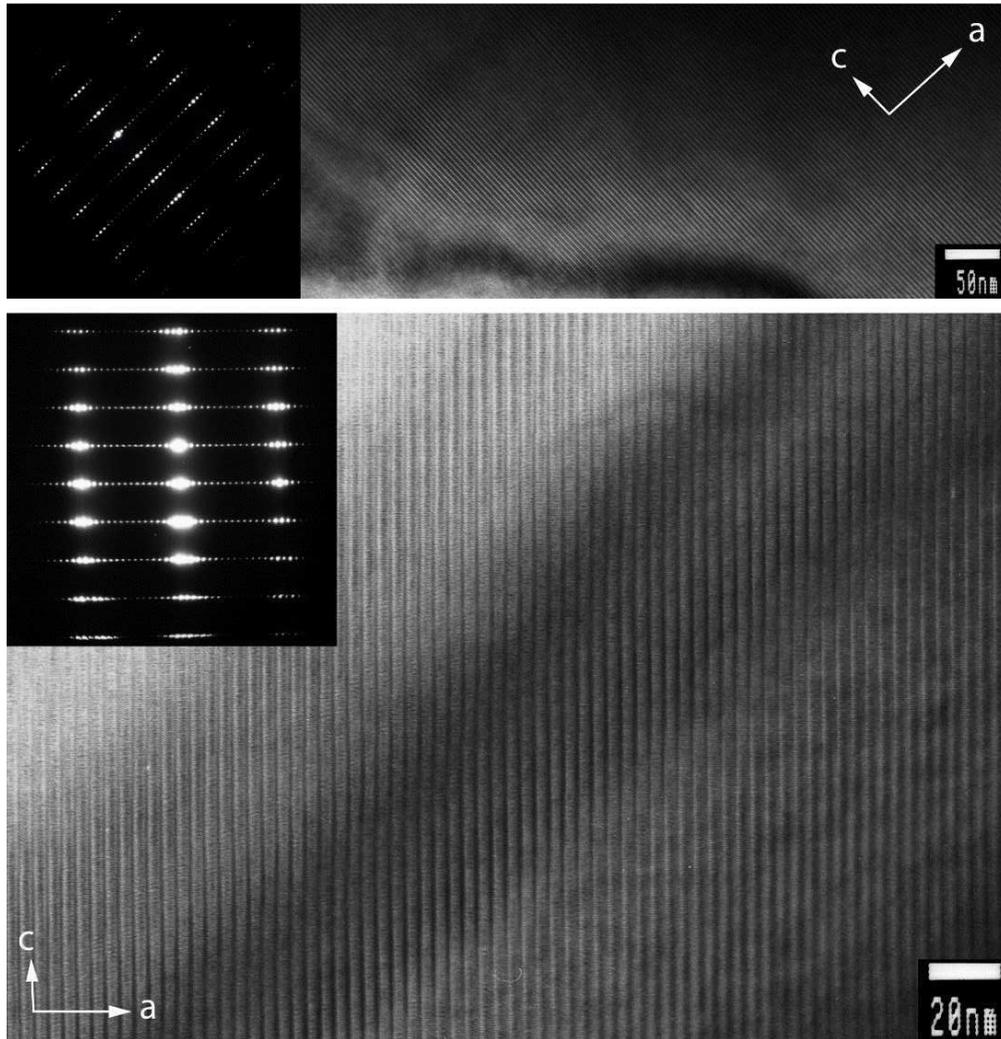
Nos encontramos en la parte más alta de la secuencia (situada en la Cima o collado del Almirez) donde se pueden observar suaves cambios del buzamiento de las serpentinitas —que globalmente es casi horizontal—, asociados a un anticlinal con dirección aproximadamente N-S y a pequeños pliegues con dirección perpendicular al anticlinal principal. Una descripción detallada de la microestructuras, texturas y composición de las serpentinitas puede encontrarse en Padrón-Navarta et al. (2008, 2012, 2013, 2015), Nestola et al. (2010) y Dilissen et al. (2018).

Una particularidad importante de las antigoritas que forman estas serpentinitas en su parte alta es el alto grado de cristalinidad de las mismas. En particular, la estructura de la antigorita se caracteriza por una inversión de la orientación de las capas tetrahédricas con una periodicidad definida dando lugar a capas con una corrugación en las capas (001). Esta corrugación define la longitud del eje cristalográfico *a* y está asociada a un pequeño cambio composicional (pérdida de una “unidad” de brucita  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ) lo que hace variable la composición de la antigorita con respecto a la variedad plana de la lizardita ( $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) que no es estable en condiciones de alto grado y convirtiendo la estructural de la antigorita en una serie polisomática (formadas por “unidades” equivalentes de brucita y lizardita discontinuas,  $\text{Mg}_{3m-3}\text{Si}_{2m}\text{O}_{5m}(\text{OH})_{4m-6}$ , y por tanto caracterizada por el parámetro *m*, o polisoma). Generalmente las serpentinitas de alto grado presentan valores de *m* variables de entre 13 a 20 entre diferentes cristales o incluso a la escala del propio cristal. Las serpentinas de la cumbre del Cerro del Almirez, sin embargo, están caracterizadas por un valor *m* excepcionalmente homogéneo de entre 17 a 16 (o 16 a 15), probablemente relacionado al prologado tiempo de “annealing” o recristalización estática referido en la para 2a.



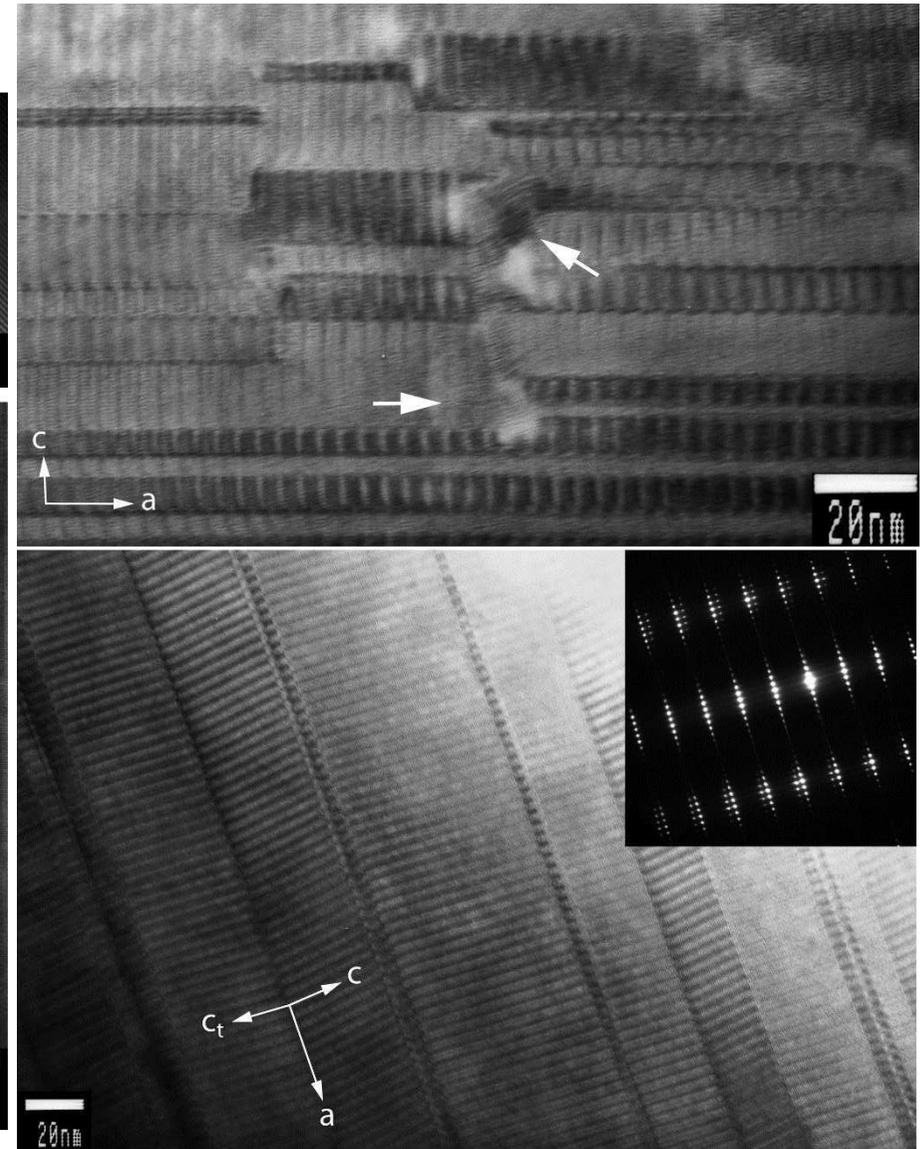
## PARTE II. Lámina P5: Cristalinidad de la antigorita y recristalización estática

Alta cristalinidad ( $m = 17$ )



**Fig. P5a** Imágenes HRTEM y SAED (“selected area electron difracción”) de antigoritas altamente cristalizadas procedentes del collado del Cerro del Almirez

Polisoma variable y maclas (cerca del contacto)



**Fig. P5a** Cerca del contacto, la antigorita muestra abundantes maclas, politipos (superestructura paralela a  $c$ ) y transiciones entre diferentes polisomas

## 2.10 Parada 6. El frente de reacción (Lámina P-6)

Nos encontramos en uno de los afloramientos clave para entender la secuencia metamórfica del Cerro del Almirez, así como las relaciones texturales de reemplazamiento y migración de fluidos. Este frente reaccional se describe texturalmente y mineralógicamente en Padrón-Navarta et al. (2010, 2015) y Debret et al. (2015), y geoquímicamente en Garrido et al. (2005), Marchesi et al. (2011), Alt et al. (2012), Harvey et al. (2014) y Debret et al. (2021).

En este afloramiento se puede observar como la foliación de las serpentinitas que buza ligeramente hacia el E es cortada a bajo ángulo por una zona reaccional caracterizada por un aumento significativo del tamaño de grano (de clorita, antigorita y olivino que se puede observar a simple vista) y una coloración más rojiza (consecuencia de la oxidación superficial del olivino). Estas relaciones sugieren (al igual que en el caso de la tremolita), que las condiciones de deshidratación de la antigorita para dar lugar primero a una asociación de antigorita-clorita-olivino y muy poco después (no observable en el campo) a antigorita-clorita-olivino-enstatita tienen lugar en condiciones estáticas o cuasi-estáticas. Ambas litologías se engloban bajo el término descriptivo “zona de transición”. A unos 60 cm por debajo del frente de reacción, la antigorita desaparece por completo dando lugar a la asociación que define las rocas progradadas del Cerro del Almirez (harzburgitas con clorita) formada por olivino, enstatita, clorita, magnetita y cantidades muy menores de tremolita y sulfuros. La ausencia de dióxido, limita la máxima temperatura alcanzada por las harzburgitas con clorita a 700 – 710°C a 1.6 – 1.9 GPa.

A medida que nos alejamos de las rocas transicionales (hacia la parte baja de la secuencia), las harzburgitas con clorita muestran una textura granoblástica con foliación cada menos marcada como consecuencia de aumento general del tamaño de grano. Nos referiremos a esta variedad textural de harzburgita con clorita, sin foliación aparente a la escala del afloramiento, como “granofels”. En esta misma parada podemos ver, por debajo de las granofels, otra variedad textural de harzburgita con clorita muy llamativa formada por cristales alargados (en forma de vaina) de color oscuro en muestra de mano de olivino metamórfico rodeado de cristales de color blanco en superficie alterada de enstatita (el reemplazamiento de la enstatita por talco es común). A esta particular variedad textural se le ha denominado “pseudo-spinifex” por su parecido a la textura ígnea “spinifex” características de komatiitas producidas por sobre-enfriamiento. En este caso, la presencia de clorita y tremolita primaria en equilibrio textural con el olivino y la enstatita permiten asignar sin ambigüedad el origen metamórfico de la variedad “pseudo-spinifex”.

Composicionalmente, ambas variedades de harzburgitas con clorita tienen una composición en términos de elementos mayores muy similar, ambas comparables a la de las serpentinitas pobres en calcio (con excepción a la proporción de hierro férrico frente a al total de hierro). No se han encontrado hasta la fecha, el equivalente progrado de las serpentinitas ricas en calcio (i.e. metaperidotitas ricas en calcio).

Existen variaciones importantes del tamaño de grano a la escala métrica de manera no sistemática en ambas variedades texturales. En detalle el análisis de la orientación preferente del olivino y la enstatita mediante técnicas de difracción de electrones retrodispersados (EBSD) pone de manifiesto que ambas fases poseen una orientación preferente que es muy marcada en el caso de la textura pseudo-spinifex y más débil en el caso la variedad granofels. Estudios detallados de EBSD han permitido igualmente confirmar la presencia de pequeñas lamelas de clinoenstatitas en la variedad textural granofels, lo que junto al muy bajo contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (ca. 0.10 wt.%), sugieren temperaturas de en torno 680-700°C. La presencia de lamelas de clinoenstatita en cristales de enstatita con evidencias de deformación plástica indica igualmente la coexistencia de mecanismos de deformación por dislocación (“dislocation creep”) y por inversión estructural (inversión a clinoenstatita de baja temperatura).

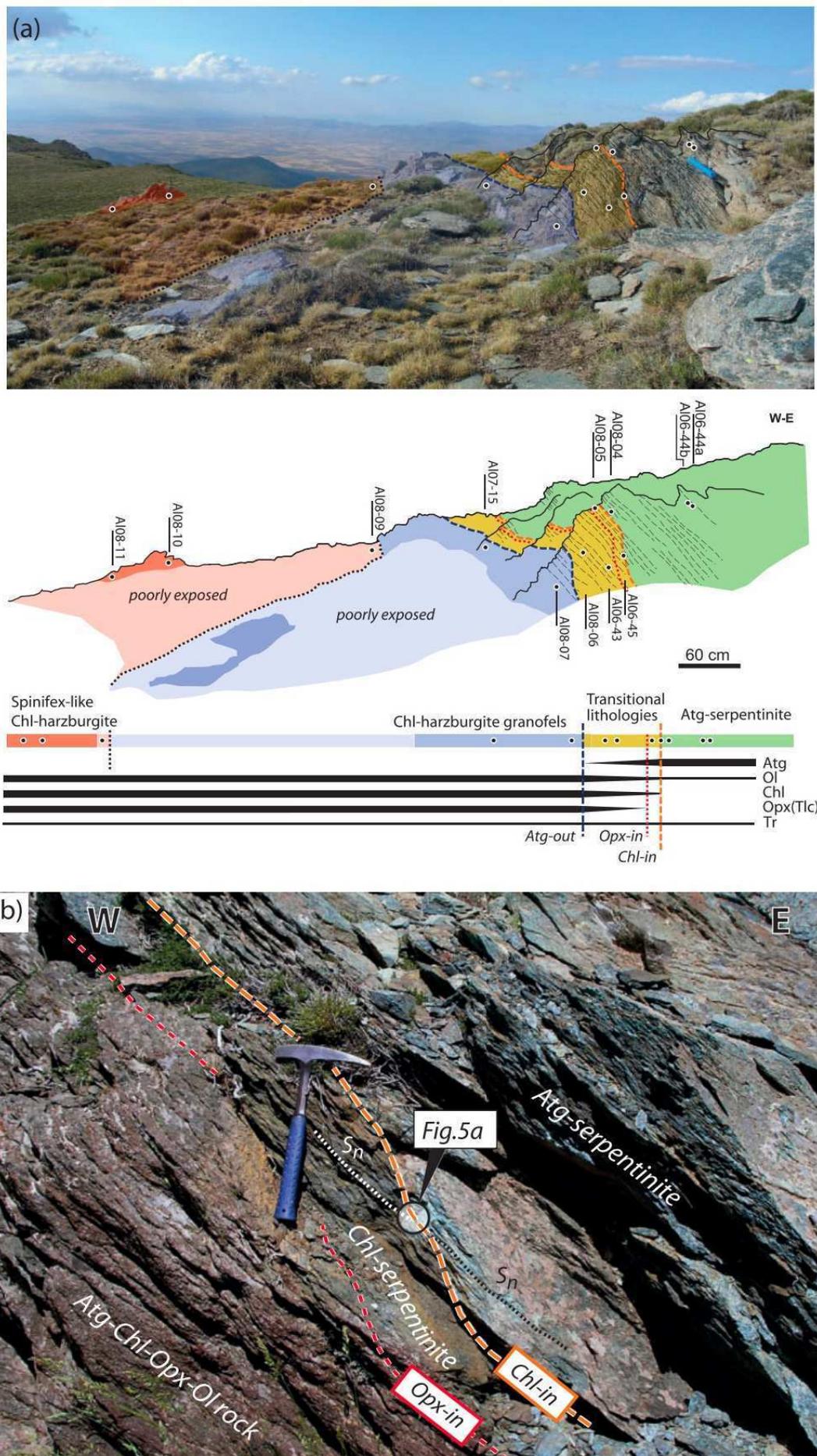


Fig. P6a. Vista general de la zona de reacción y aparición y desaparición de fases. b. Detalle de la aparición de clorita y ortopiroxeno (enstatita)

## 2.11 Parada 7. Serpentinitas con enstatita (Lámina P-7)

En esta parada podemos ver una lente de una variedad de serpentinitas muy escasa en el Cerro del Almirez (pero que aparece también y de manera abundante en los otros dos afloramientos del CNF, Cerro Blanco y Montenegro donde también existen afloran harzburgitas con clorita). Una descripción y estudio experimental en estas serpentinitas puede encontrarse en [Padrón-Navarta et al. \(2010a\)](#).

Esta variedad de serpentinita se caracteriza por la presencia de abundantes porfiroblastos de tamaños que pueden alcanzar un cm de color blanquecino correspondientes a cristales de enstatita parcial o totalmente reemplazados por talco (dando lugar a texturas coroníticas observables a simple vista). Composicionalmente estas serpentinitas están enriquecidas en sílice con respecto a las dos variedades composicionales descritas en las paradas anteriores (45 wt.% frente a 40 wt.% SiO<sub>2</sub> respectivamente). Igualmente son muy frecuentes las venas de olivino con llamativos crecimientos de enstatita en la serpentinita de caja y con direcciones de crecimiento de sus ejes cristalográficos *c* perpendiculares a la traza de la vena. Desde el punto de vista de las relaciones de fase en sistema simplificado MSH, la aparición de enstatita en equilibrio con la antigorita puede describirse a través de la reacción entre talco pre-existente y antigorita para dar lugar a enstatita y que el protolito se trataba de una serpentinita con talco. No queda registro del talco pre-existente, sólo del talco retrógrado que forma las coronas alrededor de las enstatitas. Estudios experimentales y la propia orientación de las reacciones univariantes que emanan del punto invariante en el sistema MSH establecen una temperatura para esta reacción inferior a la de la desestabilización total de la antigorita. Sin embargo, las serpentinitas ricas en sílice, cartografiadas hasta ahora, se encuentran como lentes incluidas en las harzburgitas con clorita. Esperaremos hasta la última de las paradas para proponer un escenario que pudiese explicar esta observación.



## PARTE II. Lámina P7: Serpentinitas con enstatita

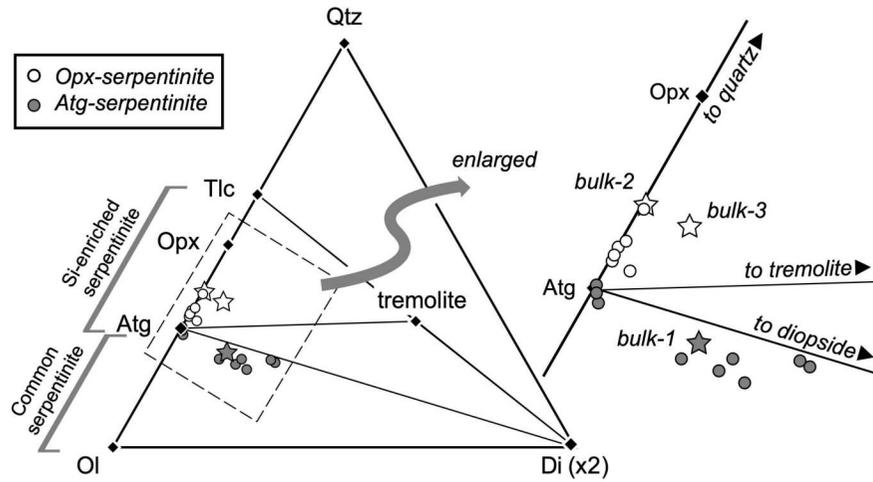


Fig. P7. Diferencia entre las serpentinitas comunes y las ricas en sílice en el diagrama olivino-cuarzo-diopsido, proyectado desde clorita y H<sub>2</sub>O.

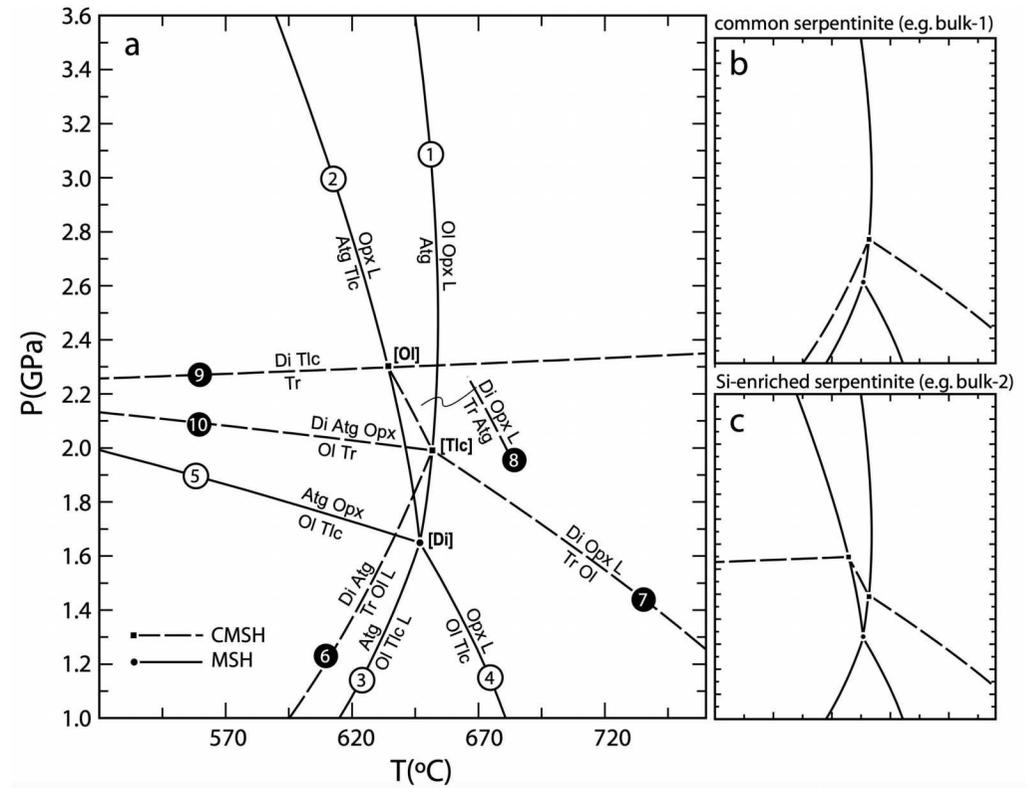


Fig. P7 arriba. a. Sistema CSMH, b y c, reacciones aplicables para el sistema común y rico en sílice respectivamente

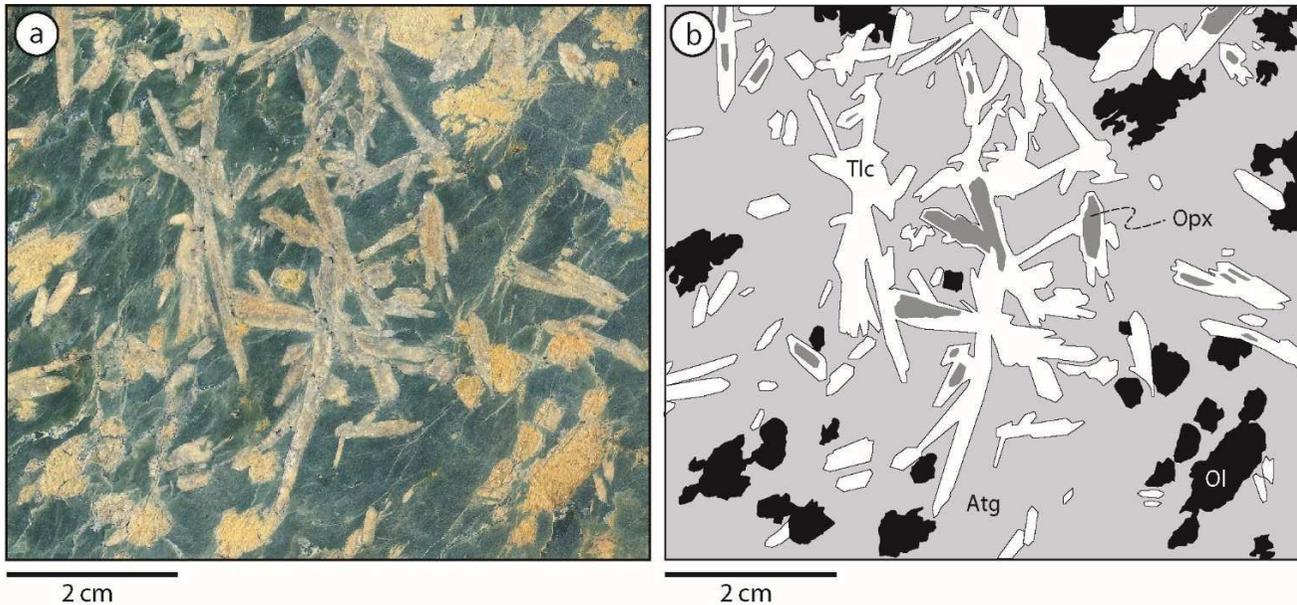


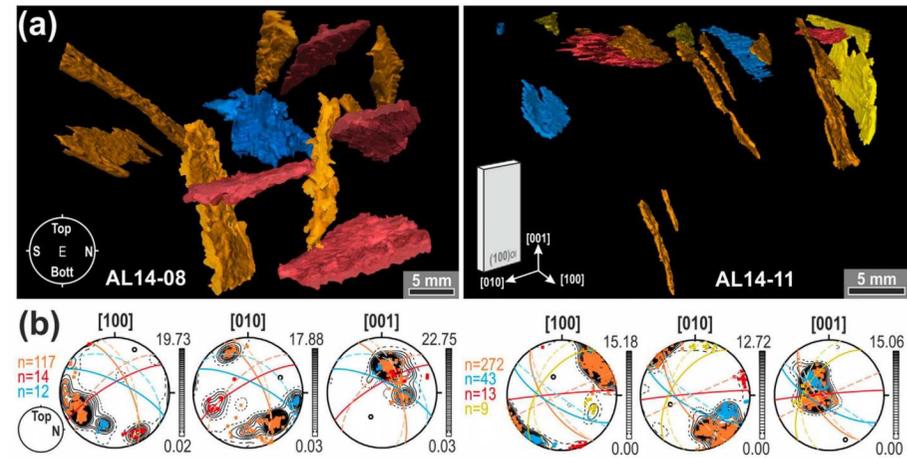
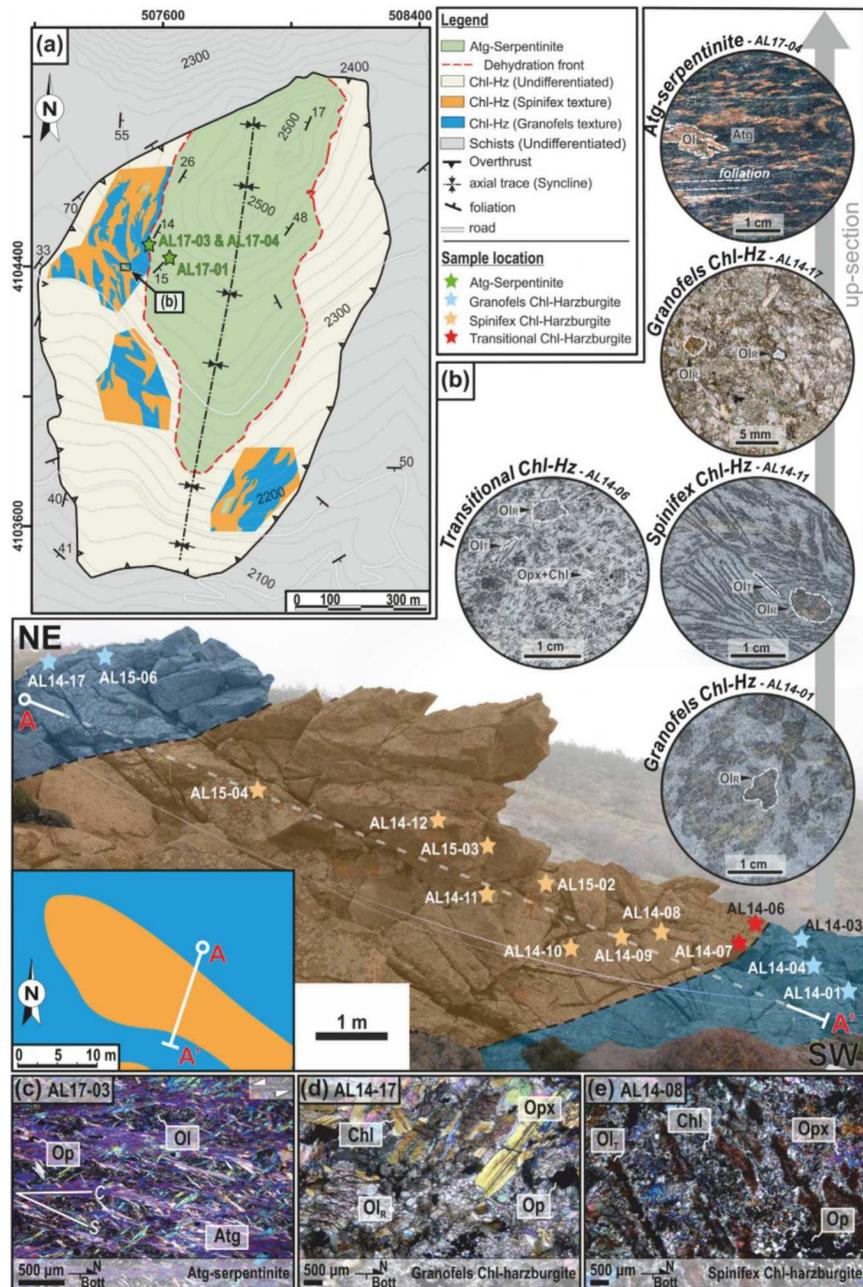
Fig. P7 izquierda. a. Laja pulida con la textura característica de las serpentinitas con enstatita, b Misma laja destacando la presencia de relictos de enstatita parcialmente reemplazados por talco retrógrado

## 2.12 Parada 8a. Diversidad textural en las harzburgitas con clorita (Lámina P– 8a)

Existe una diversidad textural en las meta-harzburgitas que se ha descrito, caracterizado en detalle y cartografiado por [Padrón-Navarta et al. \(2011\)](#), [Kahl et al. \(2017\)](#), [Dilissen et al. \(2018, 2020\)](#). Para observar esta diversidad, nos desplazaremos en la sección de harzburgitas con clorita hasta un afloramiento importante donde se pueden observar el contacto directo, abrupto e irregular a la escala decimétrica y métrica entre las dos variedades texturales. Podemos ver cómo las dos texturas se van alternando en la dirección vertical siguiendo aproximadamente la orientación de las rocas transicionales que a la escala del cuerpo es casi horizontal. También pueden observarse transiciones entre las dos texturas a lo largo cortes horizontales. El estudio de detalle mediante tomografía de rayos-X y de EBSD han puesto de manifiesto que los olivinos y las enstatitas, especialmente en el caso de la variedad pseudo-spinifex, poseen una orientación paralela de todos sus ejes, y que la distribución geográfica de esta orientación guarda un marcado paralelismo con la foliación de las serpentinitas. Así, los ejes **b** de los olivinos en ambas variedades texturales están verticalmente orientados y, por tanto, normales a los antiguos planos de foliación horizontales de las serpentinitas. Los ejes **c** del olivino y la enstatita, especialmente en las texturas pseudo-spinifex, se concentran en el antiguo plano de foliación con una dirección que varía substancialmente dentro del plano a la escala métrica.

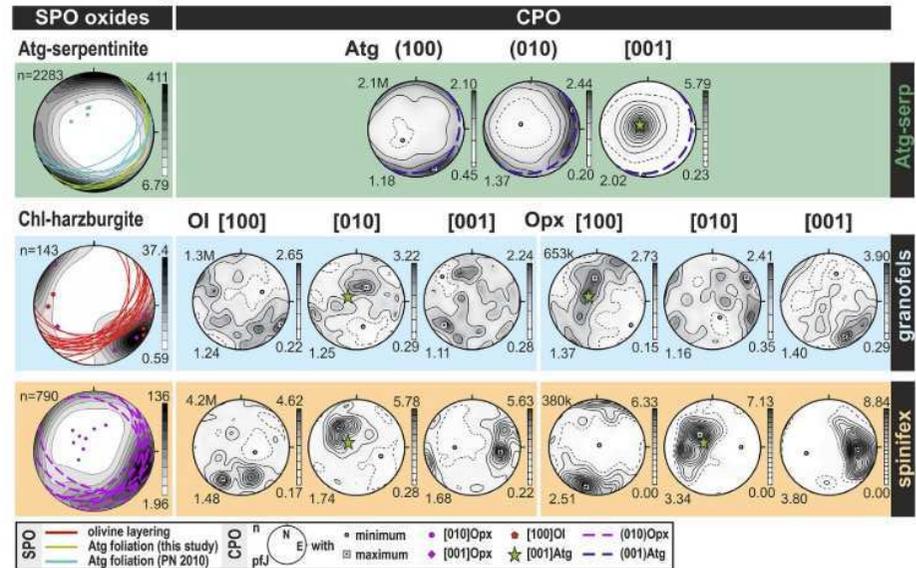


## Parte II: Lámina P8a: Diversidad textural en las harzburgitas con clorita



**Fig. P8a Figura superior a.** Imágenes tomográficas de atenuación de rayos-X mostrando la forma de los cristales de olivino en la textura pseudo-spinifex. b. relación entre los diferentes grupos de cristales y su orientación cristalográfica

### (b) Average SPO and CPO



**Fig. P8a Figura inferior. (b)** resumen en la orientación cristalográfica preferente de la antigorita, olivino y enstatita en las diferentes litologías y relación con la foliación y bandeo

### 2.13 Parada 8b. Fracturación hidráulica y escape de fluidos (Lámina P-8b)

En esta última parada podemos ver que ambas variedades texturales en las harzburgitas con cloritas son cortadas por una serie de estructuras planares con orientaciones globalmente conjugadas a la escala de cuerpo principal visitado y con orientaciones de bajo y alto ángulo. Estas estructuras han sido descritas en detalle por Padrón-Navarta et al. (2010) y Jabaloy-Sánchez et al. (2015).

Estas estructuras se caracterizan por una reducción muy significativa del tamaño de grano del olivino y una disminución en la cantidad de enstatita en las mismas. Estas estructuras son definidas de manera descriptiva como zonas de reducción de tamaño de grano (o GSRZ de sus siglas en inglés). En detalle se puede observar que las GSRZ cortan cristales pseudo-spinifex de olivino sin causar desplazamiento, lo que unido a su orientación conjugada a la escala del macizo indican un posible origen por fracturación hidráulica.

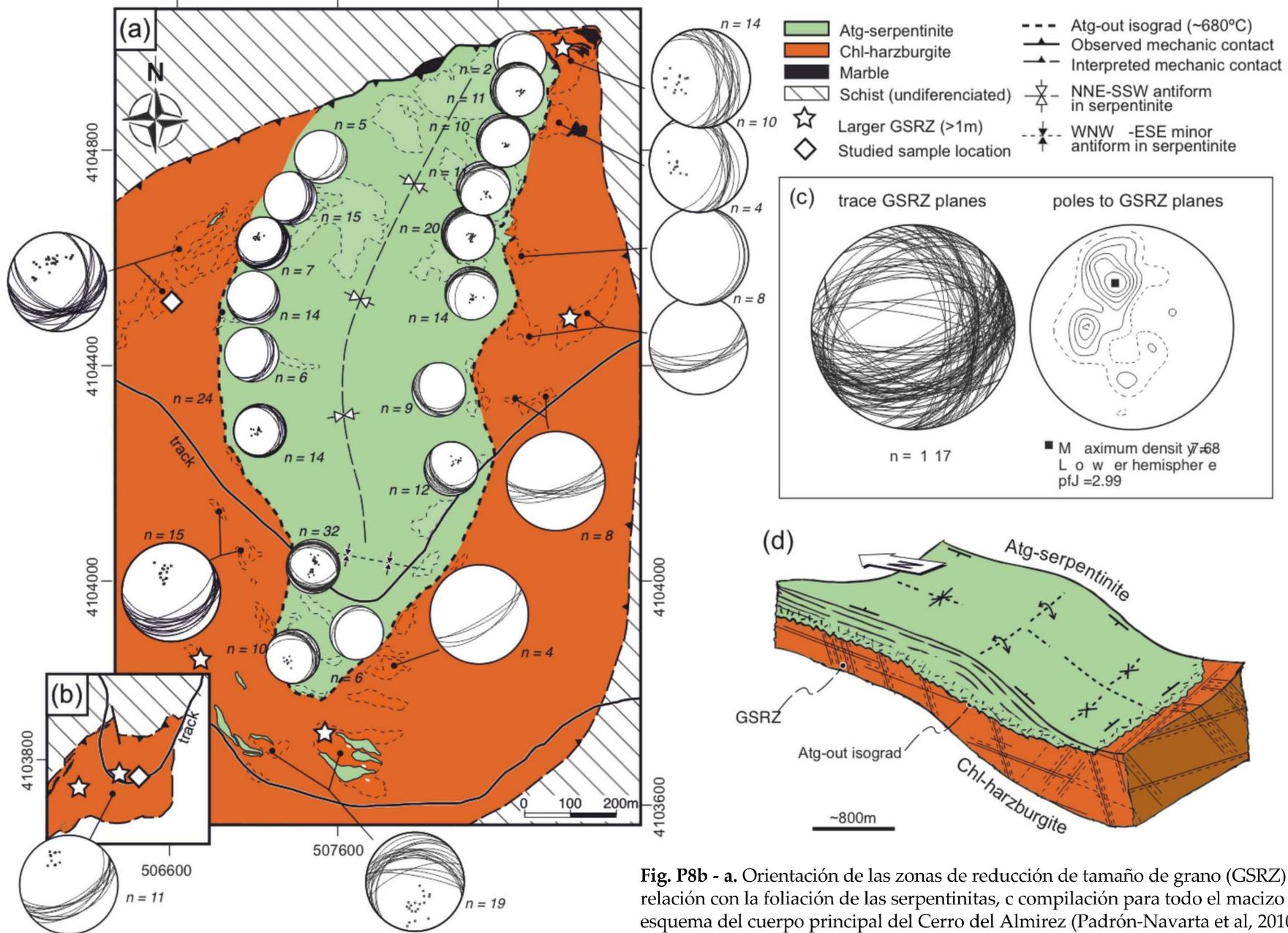
Las observaciones recogidas a lo largo del día nos permitirán discutir un posible escenario que puede explicar las variaciones texturales, su distribución geométrica y su relación con los mecanismos de expulsión de fluido como consecuencia de la deshidratación de la antigorita. La cantidad de fluido liberado por la reacción principal de deshidratación de la antigorita es de ca. 5 wt.% lo que en volumen relativo se traduce a un 22 % vol. El poco espesor de las rocas transicionales pone de manifiesto que el frente de reacción visto con anterioridad no puede ser interpretado como una isograda en su sentido tradicional sino como un frente reaccional, ya que la diferencias de temperatura entre el reactante y el producto de la reacción de deshidratación deberían producir en equilibrio zonas transicionales de baja varianza metamórfica con espesores de más 100 metros para gradientes de metamorfismo de contacto y mayores aún en el caso de un metamorfismo regional aplicable en este caso.

Las diferencias entre las dos texturas observadas pueden ser interpretadas como consecuencia de diferentes tasas de extracción del fluido que dieron lugar a cinéticas de reacción muy contrastadas en las dos variedades. De esta manera, las harzburgitas con clorita con textura granofels, en contacto directo con las rocas transicionales, representarían la cristalización de la asociación progradada en condiciones cercanas al equilibrio como consecuencia de tasas de deformación y colapso de la porosidad relativamente lentas. La tasa de deformación asociadas a la compactación puede deducirse a través de la coexistencia de deformación plástica en la enstatita y la presencia de lamelas de inversión de clinoenstatita, que para la

temperatura de deshidratación, arrojan valores de tasas de deformación relativamente lentas ( $10^{-12} - 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ ) y compatibles con los esfuerzos esperables en un contexto de subducción (de entorno los 20–40 MPa).

La cristalización de la textura granofels pudo producirse de manera espacialmente heterogénea permitiendo la metaestabilidad de ciertos niveles decamétricos de serpentinitas (como los encontrados en la parada 7 formados por serpentinitas ricas en sílice u otros cuerpos no enriquecidos en sílice y localizados al sur del cuerpo principal). En el caso de un ineficiente drenado del fluido producido, la sobrepresión alcanzada en los dominios metaestables que comienzan a reaccionar puede llegar a producir la fracturación hidráulica de las rocas ya deshidratadas que la engloban dando como resultado a las zonas de reducción de tamaño de grano. El descenso brusco de la presión en los dominios previamente metaestables aceleran bruscamente la reacción produciendo finalmente la textura pseudo-spinifex.

# PARTE II. Lámina P8b: Fracturación hidráulica y escape de fluidos



**Fig. P8b - a.** Orientación de las zonas de reducción de tamaño de grano (GSRZ) y su relación con la foliación de las serpentinitas, c compilación para todo el macizo y d esquema del cuerpo principal del Cerro del Almirez (Padrón-Navarta et al, 2010b)

# PARTE II. Lámina P8b: Fracturación hidráulica y escape de fluidos

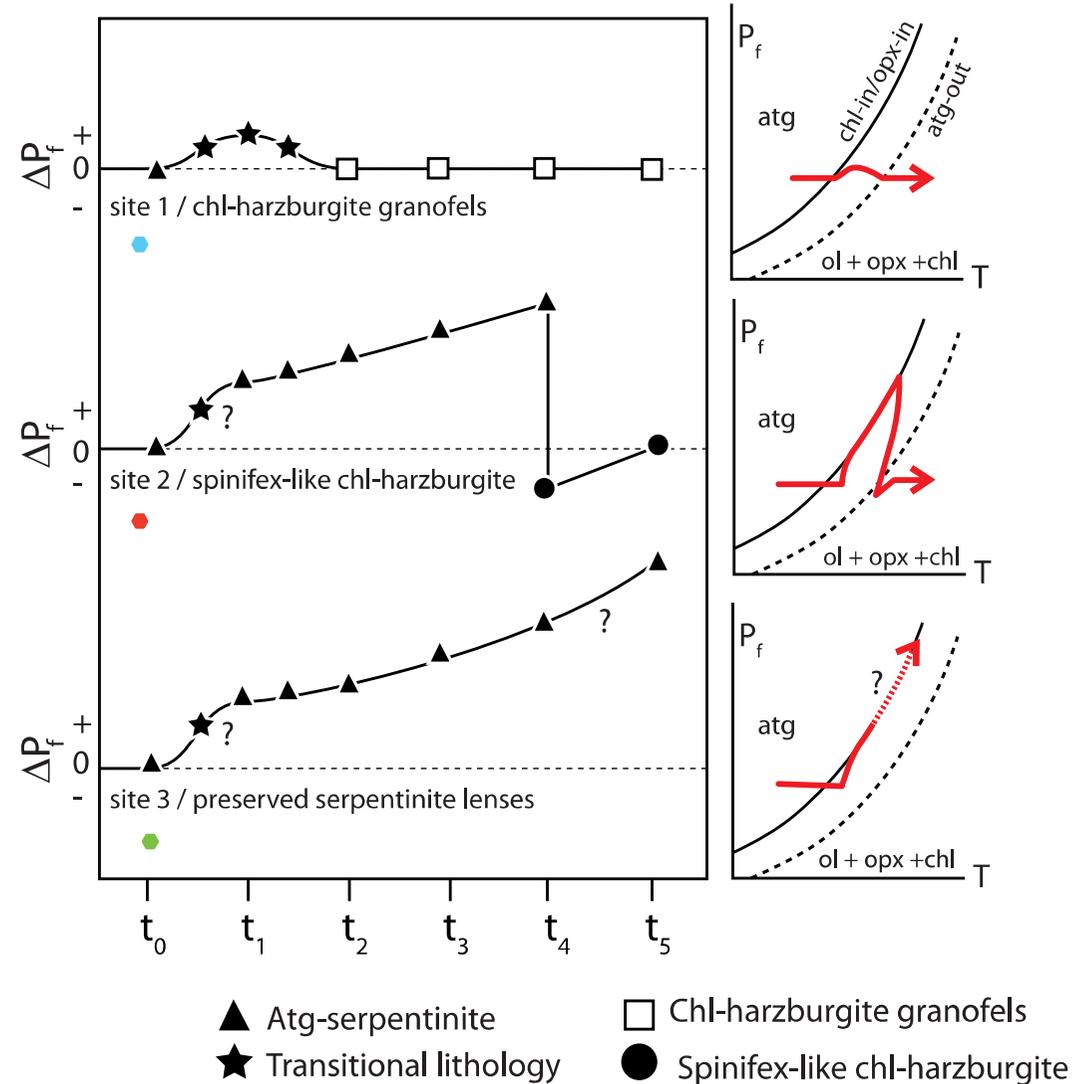
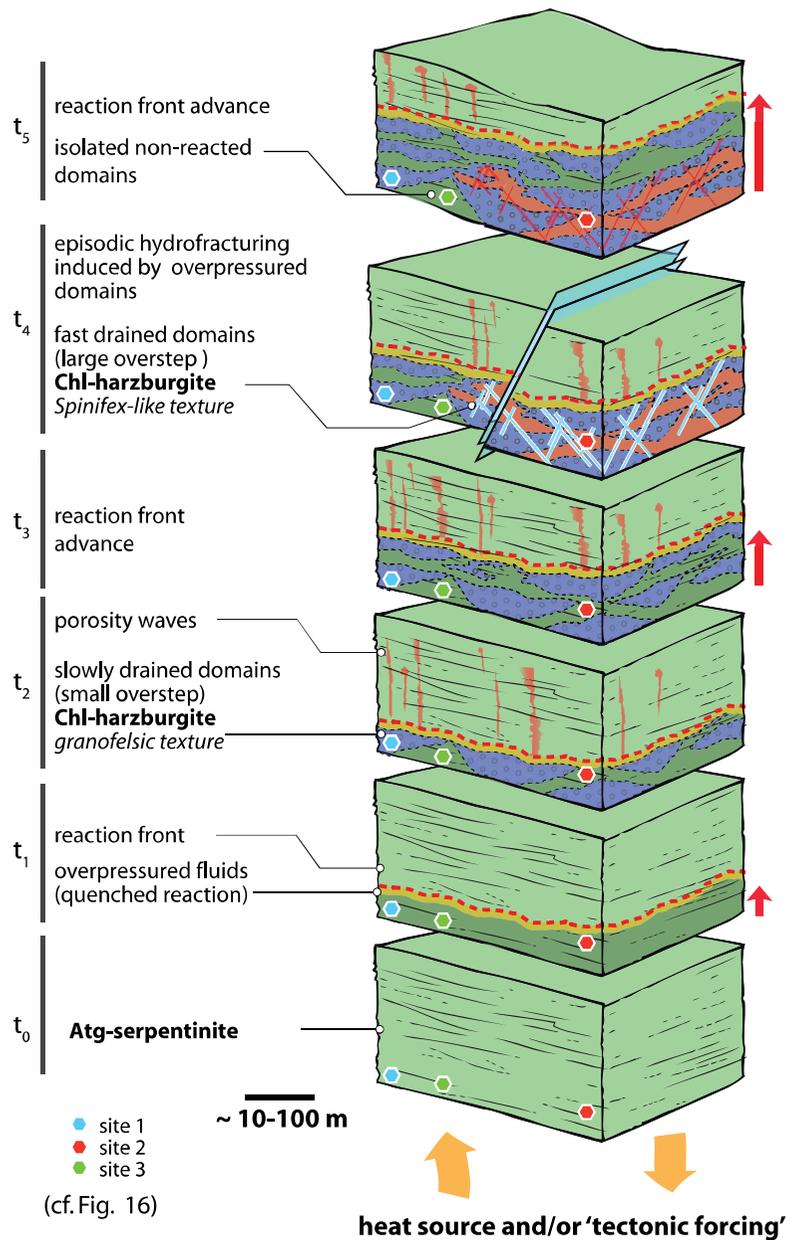


Fig. P8b – Modelo propuesto para explicar las diferentes cinéticas de crecimiento de las harzburgitas con clorita (Padrón-Navarta et al., 2011), donde la evolución se muestra para tres sitios diferentes que corresponderán a la textura granofels, pseudo-spinifex y lentes preservadas de serpentinita a partir del momento  $t_4$ .

### 3 PARTE III: EL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE EN EL SECTOR CENTRAL Y ORIENTAL DE LA SIERRA DE LOS FILABRES

#### 3.1 Introducción

En esta excursión proponemos un itinerario que corta en gran medida la secuencia litológica del Complejo Nevado-Filábride en la parte central y oriental de la Sierra de los Filabres (Figura 4). Más abajo se proporciona un mapa con la localización de las Figuras- Nuestra intención será: i) poder hacer observaciones sobre cómo afloran en el campo los principales tipos de rocas de esta secuencia, ii) plantear algunos de los temas de discusión que existen en torno a ellas en lo referente a su edad, contexto geológico de formación o su evolución tectonometamórfica y iii) presentar algunos de los resultados de nuestro grupo de investigación sobre las cuestiones planteadas.



No pretendemos en absoluto presentar un modelo cerrado y acabado sobre el origen y evolución de este complejo metamórfico. Dado que desde los años sesenta del siglo XX han sido muy numerosos los estudios de diverso tipo (petrológicos, estructurales, geocronológicos, etc) que se han publicado sobre áreas concretas del CNF o sobre su evolución general, tampoco es nuestra intención revisar o citar todas las hipótesis que se han planteado sobre él y que muchas veces son radicalmente opuestas entre sí.

### 3.2 Parada 1. Esquistos de Montenegro (Lámina P-1)

<https://goo.gl/maps/sgMcpriqHPBe5Mfo7>

Desde la localidad de Tabernas recorreremos la carretera AL-4100 hacia el norte atravesando una secuencia de rocas de color muy oscuro que se corresponden, atendiendo a la cartografía regional (e.g. Martínez Martínez et al. 2002) con la Formación Montenegro de la Unidad del Mulhacén (Figura 6). Pasada la localidad de Senés alcanzamos la Parada 1. En el corte del talud de la carretera podemos observar una alternancia de niveles de micaesquistos grafitosos y cuarcitas de espesor decimétrico atravesados por numerosas venas de cuarzo (Lámina P-1, Figura P1a). Estas últimas aparecen en forma de charnelas transpuestas o definiendo pliegues isoclinales muy evidentes de dimensiones métricas y con una foliación de plano axial muy penetrativa. En muestra de mano las rocas presentan tamaño de grano muy fino con escasos porfidoblastos de cloritoide (< 1 mm) y granate (< 3 mm).

El aspecto de estas rocas ha llevado a algunos autores a atribuir las a la secuencia del Veleta (Gómez-Pugnaire et al., 2001). Es este un afloramiento representativo de aquellos, tanto en la Sierra de los Filabres como en Sierra Nevada, en los que, en ausencia de asociaciones minerales suficientemente indicativas, la distinción entre Veleta y Montenegro se torna muy complicada.

Los niveles de Montenegro más característicos (no visitados en este itinerario) muestran grandes (hasta 10 cm) porfidoblastos idiomórficos y no orientados de cloritoide, andalucita y estaurolita (Lámina P-1, Figura P1b,c). En las rocas más deformadas se han transformado en agregados de color claro, alargados, aplastados y pseudomorfizados por mica incolora. La paragénesis prealpina completa, indicativa de un metamorfismo de baja presión y temperatura intermedia (2-4 kb, 500-600 °C) comprende andalucita, cloritoide, estaurolita, granate, biotita, mica incolora, clorita, cuarzo, magnetita (Lámina P-1, Figura P1c). Sobre ella se impuso un metamorfismo alpino de alta presión y baja temperatura caracterizado por el reemplazamiento de andalucita por distena (Lámina P-1, Figura P1d) y el crecimiento de nuevas generaciones de cloritoide y granate ricos en Mg (Gómez-Pugnaire y Sassi, 1983), que presentan diferencias composicionales con respecto a los de edad prealpina (en el caso del cloritoide) y con respecto a los de los esquistos de Veleta (Lámina P-1, Figura. P1e).



### PARTE III. Lámina P1: Esquistos de Montenegro



Fig. P1a. Esquistos de Montenegro en el afloramiento visitado



Fig. P1d. Quiastolito prealpino de andalucita y quiastolito prealpino y alpino de Montenegro y con respecto al pseudomorfizado por distena (Martín Algarra et al., 2019)

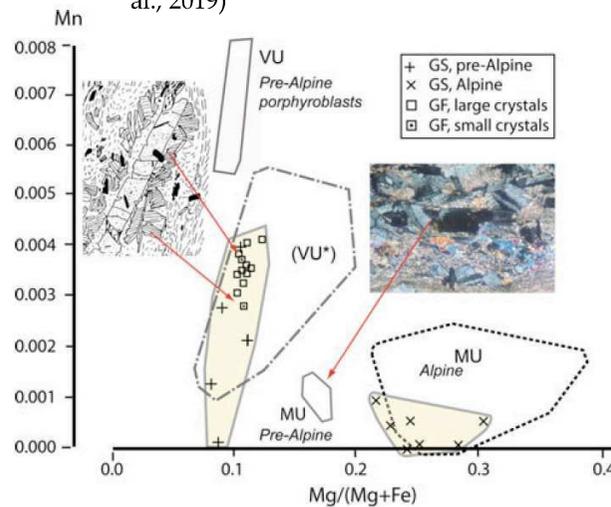


Fig. P1e. Diferencias composicionales entre el cloritoide prealpino y alpino de Montenegro y con respecto al Veleta (Martín Algarra et al., 2019)



Fig. P1b. Porfidoblastos de cloritoide y andalucita prealpinos (Martín Algarra et al., 2019)

PRE-ALPINE METAMORPHISM	ALPINE METAMORPHISM		PALAEOZOIC I MULHACEN MAPPE
ANDALUSITE GARNET CHLORITOID BIOTITE STAUROLITE	$D_1-S_1$	KYANITE (AFTER ANDALUSITE) CHLORITOID, GARNET (AFTER SERICITE, STAUROLITE, BIOTITE)	
SERICITE	$D_2-S_2$	KYANITE, PLAGIOCLASE, STAUROLITE, GARNET (AS ISOLATED PORPHYROBLASTS)	
	$D_3-S_3$	ALBITE, CHLORITE	

PRE-ALPINE METAMORPHISM	ALPINE METAMORPHISM		VELETA MAPPE
$d_1-s_1$	CHLORITOID GARNET (?) PLAGIOCLASE (?)	$D_3-S_3$ OXYCHLORITE	
$d_2-s_2$	PLAGIOCLASE GARNET CHLORITOID		

Fig. P1c. Paragénesis metamórficas de los esquistos de Veleta y Montenegro (Gómez-Pugnaire y Franz, 1988)

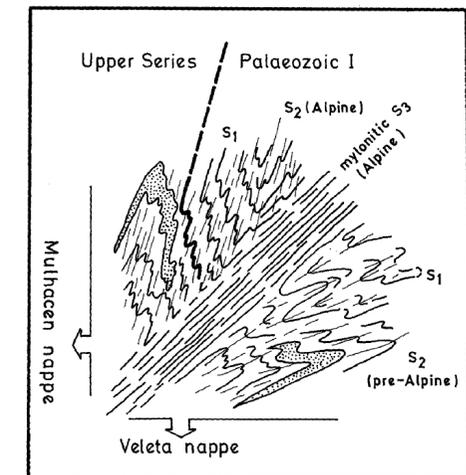


Fig. P1f. Esquema tectónico de la superposición de Mulhacén y Veleta (Gómez-Pugnaire y Franz, 1988)

### 3.3 Parada 2. Contacto entre esquistos claros y oscuros (Lámina P-2)

<https://goo.gl/maps/PjqNB42sFczR1Qnr7>

Continuamos un kilómetro aproximadamente por la misma carretera hasta alcanzar la Parada 2. En el talud de la carretera afloran materiales mucho más pelíticos (micasquistos), que, en este caso, se corresponden claramente con los de la Formación Montenegro (Fig. P2a). Lo más llamativo es un contacto neto entre los micasquistos grafitosos característicos de esta formación y unos micasquistos claros, aparentemente idénticos, salvo en el color. A ambos lados del contacto se pueden observar estructuras correspondientes a dos fases de deformación. La foliación principal está plegada por unos pliegues de crenulación que dan lugar a una foliación de crenulación tardía.

El contacto se puede seguir a lo largo de varios metros en el corte del talud y, continuando por la carretera, muestra varias repeticiones debidas al plegamiento de la secuencia. A escala cartográfica este nivel de esquistos claros se continúa a lo largo de varias decenas de kilómetros, siempre en el contacto entre los esquistos grafitosos de la Formación Montenegro y la Formación Tahal, situada a techo (Lámina P-3, Figura P3d). Fuera de este sector de la Sierra de los Filabres los esquistos claros mencionados han sido también descritos en la parte alta de los esquistos de Aceituno (de Jong y Bakker, 1991).

Desde el punto de vista de su mineralogía, en ambos casos se trata de micaesquistos con porfidoblastos de granate y cloritoide. En ningún caso se han podido identificar ni estauroлита ni distena. Sin embargo, al microscopio (Lámina P-3, Figura P2b), los micasquistos grafitosos son aparentemente más ricos en granate y más pobres en cloritoide y están fuertemente deformados, con cloritoides profusamente maclados e incluso plegados y textura en mortero del cuarzo. Por el contrario, en los micasquistos claros los dominios ricos en cuarzo presentan una textura granoblástica y el cloritoide, mucho más abundante, se presenta como porfidoblastos prismáticos hipidiomórficos, sin orientación preferente y envueltos por la foliación.

La aparición de los micasquistos claros en contacto neto con los grafitosos ha sido interpretada como debida a una paleozona de meteorización de los sedimentos originales en la que se produjo la oxidación del grafito (Visser, 1981; de Jong y Bakker, 1991).



### PARTE III. Lámina P2

#### Contacto entre esquistos claros y oscuros



Fig. 2a. Contacto entre esquistos claros y oscuros en el afloramiento visitado

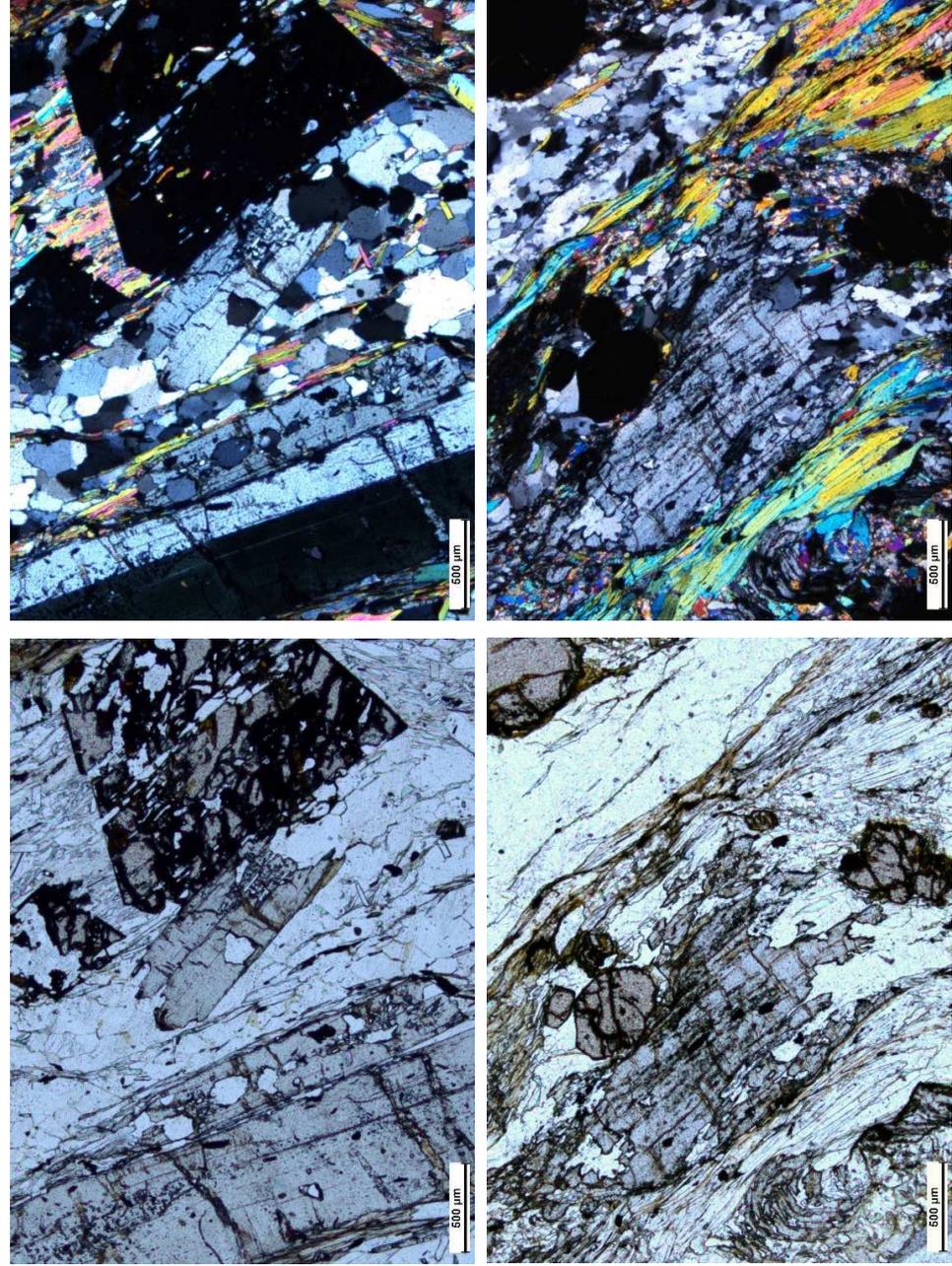


Fig. P2b. Aspecto al microscopio de los esquistos claros (arriba) y oscuros (abajo).

### 3.4 Parada 3. Parte basal de la Formación Tahal (Lámina P-3)

<https://goo.gl/maps/H291HMEY1VAxEfxv7>

Continuando por la misma carretera durante pocos cientos de metros se alcanza la Parada 3.. En el trayecto se ha cruzado el contacto, no aflorante, entre los esquistos claros de la parte alta de la Formación Montenegro y los primeros afloramientos de la Formación Tahal, en este caso constituidos fundamentalmente por cuarcitas y rocas psammíticas que se pueden observar en un talud vertical (Lámina P-3, Figura P3a). De mayor interés son los bloques caídos en el campo de almendros que hay al otro lado de la carretera. Se trata de metaconglomerados de cantos centimétricos de cuarcita fuertemente deformados y con una matriz escasa (Lámina P-3, Figura P3b). Estos metaconglomerados aparecen en distintas localidades del CNF (Sierra de Baza y Sierra de los Filabres) como lentes discontinuas de hasta 1 m de longitud y 0.5 m de potencia, intercaladas dentro de la secuencia litológica y paralelas a la foliación principal (Gómez-Pugnaire et al., 1981; de Jong y Bakker, 1991). Han sido interpretadas como la base de una sucesión continental, probablemente aluvial, que se depositó discordantemente sobre el sustrato de los esquistos de la Formación Montenegro (Gómez-Pugnaire et al., 2000).

En las cuarcitas de la Formación Tahal, más abundantes en la parte baja de la secuencia, se han preservado evidencias de laminación y estratificación cruzadas (Lámina P-3, Figura P3c), de “ripples” y de bioturbación, que han sido asociadas a sedimentación en condiciones marinas someras (de Jong y Bakker, 1991).

Desde esta parada hasta la Parada 4 todo el trayecto transcurre cortando la Formación Tahal, que alcanza en este sector su mayor espesor de todo el complejo, con una potencia de, al menos, 1000 m (Lámina P-3, Figura P3d).

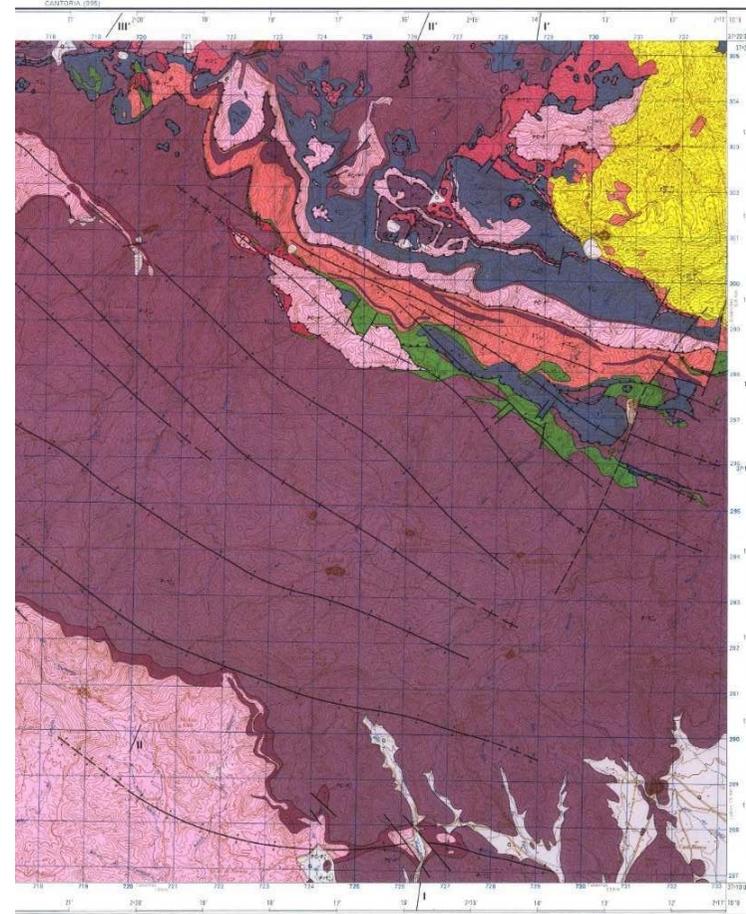


# PARTE III. Lámina P3: Parte basal de la Formación Tahal



  
 GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MACAEL 1013  
 23-41



Escala 1:50.000  
 NORMAS, DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME  
 F. J. ALONSO S. G. Garcia-Monje  
 W. Kampachar  
 UNIVERSIDAD DE ALMERIA/J. R. VILLAR

**Fig. P3d.** Extensión cartográfica de la Formación Tahal en el sector de la Sierra de los Filabres visitado.

**Fig. P3a.** Secuencia de cuarcitas y psammitas en el afloramiento visitado

**Fig. P3b.** Metaconglomerado del afloramiento

**Fig. P3c.** Laminaciones cruzadas en cuarcitas de la Formación Tahal (Martín Algarra et al., 2019)



### 3.5 Parada 4. Parte superior de la secuencia litológica del Nevado-Filábride (Lámina P-4).

<https://goo.gl/maps/1dbvRhQjFZstrHRz9>

Tras un recorrido de unos 30 km, en el que habremos atravesado buena parte de la secuencia, considerablemente monótona, de la Formación Tahal (Lámina P-3, Fig P3d), llegamos a la Parada 4, situada en la carretera AL-5100. Desde este punto hay una buena panorámica, mirando hacia el N, del contacto entre la Formación Tahal y la secuencia de mármoles y calcoesquistos (Lámina P-4, Figura P4a). Los niveles más potentes de mármol se explotan profusamente en la Loma de los Calares –el relieve que tenemos justo enfrente– y en el Peñón de Córdar (continuación de la loma hacia el SE).

Es este el lugar adecuado para comentar la heterogeneidad de la parte superior de la secuencia litológica Nevado-Filábride (cuyos principales tipos de rocas visitaremos en las próximas paradas; ver también Lámina P-5, Figura P5a) y para exponer la complejidad estructural de su agrupación en diferentes unidades tectónicas. Son estas cuestiones las que han dado lugar a gran parte de las controversias existentes sobre la interpretación de la evolución tectono-metamórfica del complejo. En concreto, merece especial atención la diferenciación entre las unidades de Calar Alto y Bédar-Macael, cuyo contacto ha sido situado en la base de la secuencia de mármoles y calcoesquistos (Lámina P-4, Figura P4b; García Dueñas et al., 1998). Estos autores proponen que toda la secuencia Nevado-Filábride situada al norte de la panorámica que contemplamos desde esta parada constituye una zona de cizalla (cizalla de Marchal) de unos 600 m de potencia, relacionada con el pliegue-manto, sin- a postmetamórfico, que superpuso la Unidad de Bédar-Macael sobre la de Calar Alto (Lámina P-4, Figura P4c). Interpretaciones más recientes de estas unidades proponen que ambas se despegaron secuencialmente de la zona de subducción que dio lugar al CNF y se emplazaron a profundidades corticales, bien como fallas de despegue de bajo ángulo (Lámina P-4, Figura P4d; Behr y Platt, 2012), bien como zonas de cizalla contractivas a temperaturas moderadas (Booth-Rea et al., 2015). Estas interpretaciones tienen también connotaciones de carácter geocronológico y metamórfico que serán discutidas en las siguientes paradas.



### PARTE III. Lámina P4: Parte superior de la secuencia nevado-filábride



Fig. P4a. Panorámica del contacto entre la Formación Tahal, en primer plano, y la secuencia de mármoles y calcoesquistos al fondo.

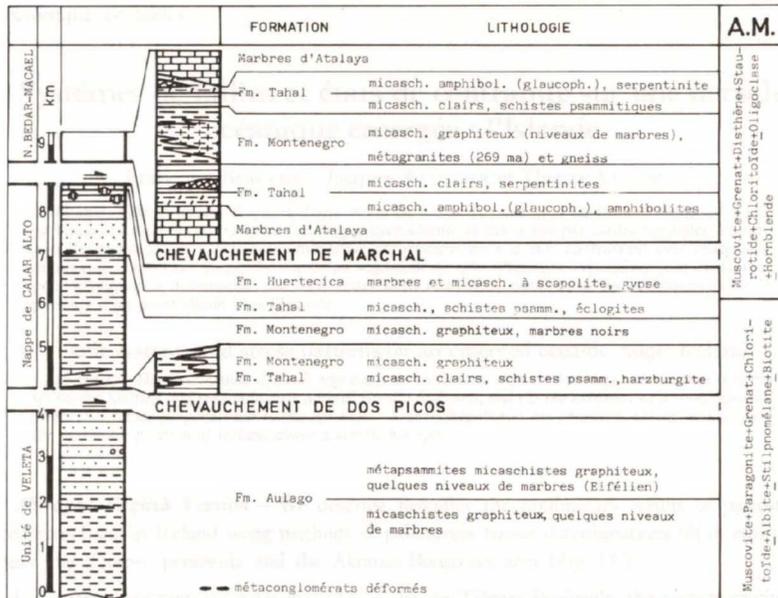


Fig. P4b. División en unidades tectónicas de la secuencia nevado-filábride según García Dueñas et al. (1988)

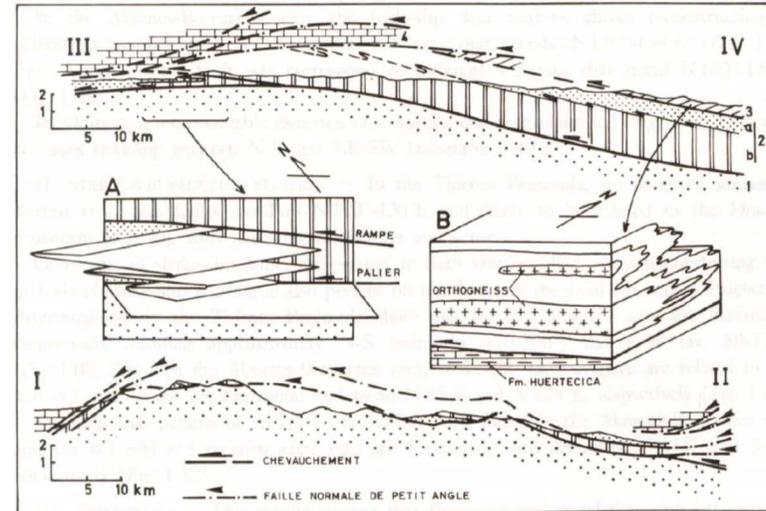


Fig. P4c. Sección estructural del contacto entre Calar Alto y Bédar-Macael en Sierra Nevada (I-II) y Sierra de los Filabres (III-IV) (García Dueñas et al., 1988)

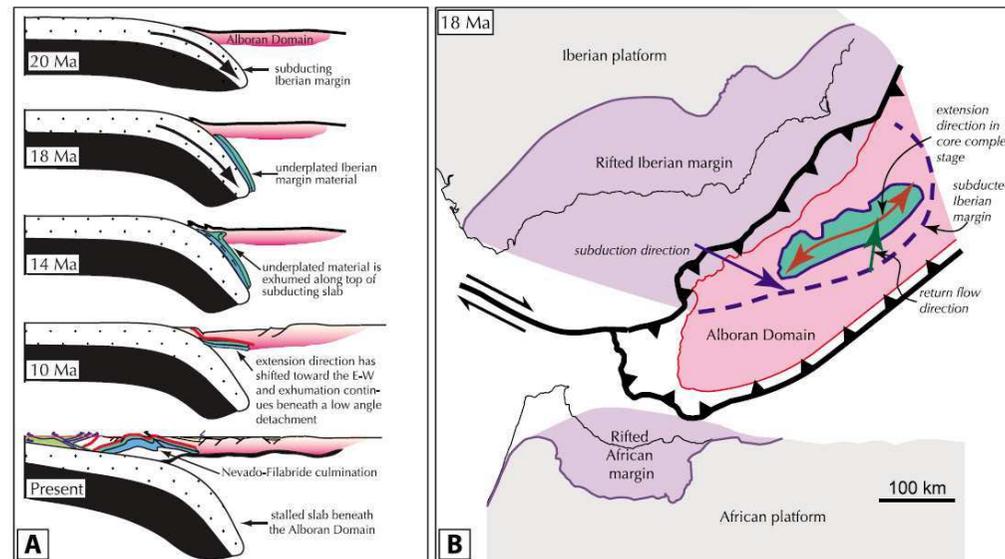


Fig. P4d. Modelo tectónico propuesto para el CNF por Behr y Platt (2012)

### 3.6 Parada 5. La secuencia de mármoles y calcoesquistos (Lámina P-5)

<https://goo.gl/maps/1qadrndfDsA8Usqv7>

Hasta llegar a la Parada 5 continuamos por la carretera AL-5100 y, una vez pasada la localidad de Chercos, continuamos en sentido Líjar y paramos frente a una antigua cantera cuyo frente de explotación nos permite hacer observaciones sobre los mármoles que en ella se extraían. Se pueden distinguir con claridad tres tipos de mármol con colores muy diferentes: blanco, gris y amarillo (Lámina P-5, Figura P5b). Los dos primeros son los más abundantes dentro de este tramo de la secuencia litológica. Se trata mármoles muy puros, esencialmente calcíticos, con tamaño de grano grueso (hasta 3 mm) y textura granoblástica. El color gris es debido a la presencia de abundantes granos diseminados de pequeño tamaño de minerales opacos (esencialmente piritita) y grafito. En otros lugares son frecuentes los mármoles fajeados con alternancia de niveles claros y oscuros y presencia de abundantes minerales silicatados (cuarzo, moscovita, epidota, anfíbol, etc) orientados en paralelo a la foliación principal. Los mármoles amarillos son mucho menos abundantes, tienen composición dolomítica y un tamaño de grano más fino (< 1 mm). Suelen presentar varios juegos de diaclasas de pequeño tamaño, muy abundantes, a favor de las cuales crecen dendritas de pirolusita (López Sánchez-Vizcaíno, 1994).

En el frente de cantera los mármoles describen pliegues complejos y muestran que nos encontramos frente a una charnela que engrosó la potencia de los mármoles, favoreciendo así las condiciones para su explotación (Lámina P-5, Figura P5b). Esto puede ser también comprobado atendiendo a la cartografía (Lámina P-3, Figura P3d). Hay que reseñar que todas las canteras que se encuentran en este sector se engloban dentro de la llamada Comarca del Mármol y se comercializan bajo la denominación de mármol de Macael (localidad situada más al norte) en sus diferentes variedades.

Por encima estratigráficamente de esta barra de mármoles más puros, y a lo largo de la carretera en la que nos encontramos, se corta la parte de la secuencia más rica en calcoesquistos, con intercalaciones menos potentes de mármol (Lámina P-5, Figura P5a). Los calcoesquistos presentan una mineralogía más variada (albita, anfíbol, calcita, clorita, cuarzo, dolomita, minerales del grupo de la epidota, flogopita, granate, moscovita y paragonita, junto con accesorios como apatito, grafito, piritita, titanita, turmalina y rutilo) que ha permitido la modelización termodinámica de alguna de las asociaciones observadas y obtener unas condiciones de equilibrio de  $560 \pm 15$  °C and  $9.5 \pm 1$  kbar (López Sánchez-Vizcaíno et al., 1997; Lámina P-5, Figura P5c).

En la secuencia de calcoesquistos se han encontrado también varios niveles con minerales ricos en cromo (Lámina P-5, Figura P5c), procedente este último de cromita de origen detrítico depositada en medios marinos someros de alta energía (López Sánchez-Vizcaíno et al., 1994; Lámina P-5, Figura P5c).

### PARTE III. Lámina P5 La secuencia de mármoles y calcoesquistos



Fig. P5a. Panorámica del corte norte-sur completo de la secuencia de mármoles y calcoesquistos y de las unidades situadas por encima

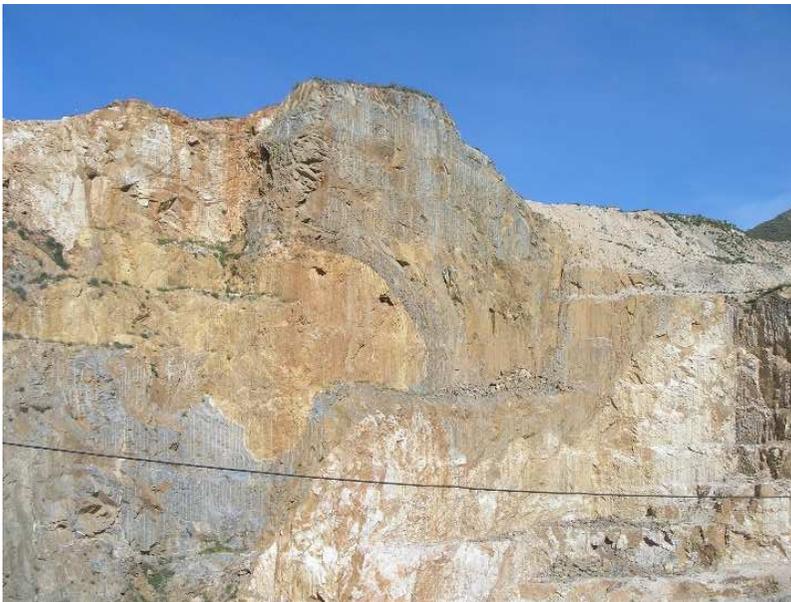
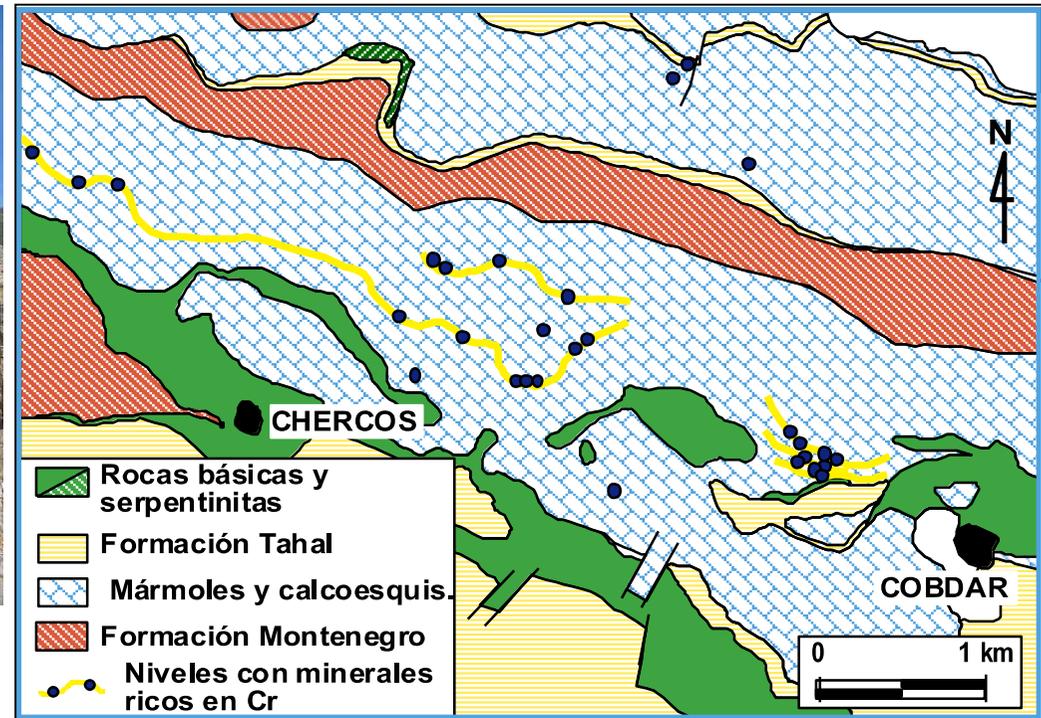


Fig. P5b. Frente de explotación de la cantera visitada mostrando los diversos tipos de mármoles y su estructura plegada.

Fig. P5c. Localización de los afloramientos de minerales ricos en Cr dentro de la secuencia de mármoles y calcoesquistos (López Sánchez-Vizcaíno et al., 1995)



### PARTE III. Lámina P5 La secuencia de mármoles y calcoesquistos

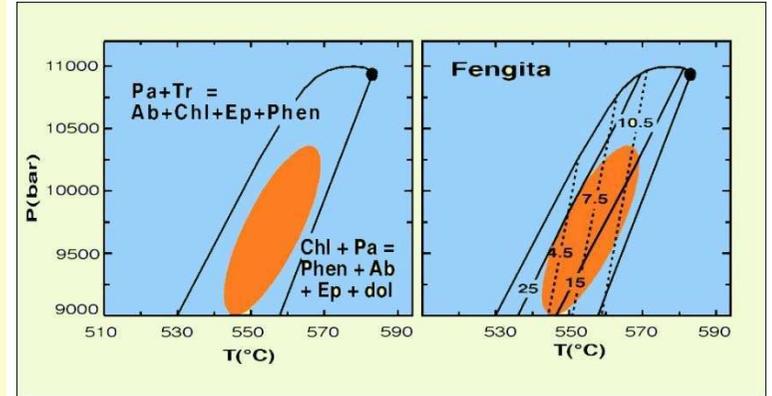
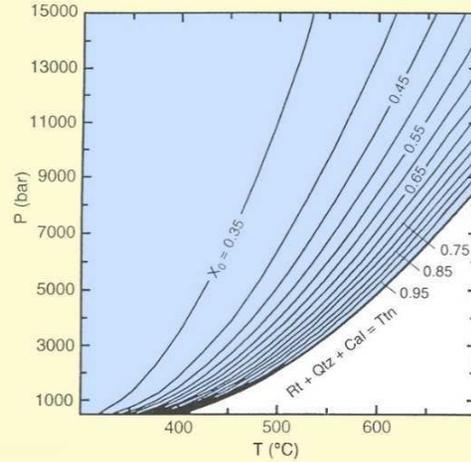
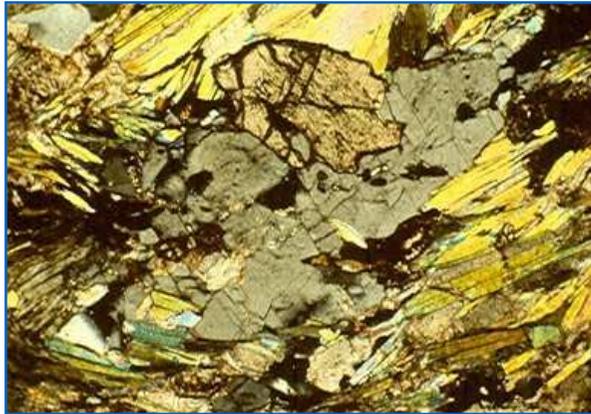


Fig. P5d. Paragénesis mineral y modelización termodinámica del metamorfismo de calcoesquistos. López Sánchez-Vizcaíno et al. (1997)

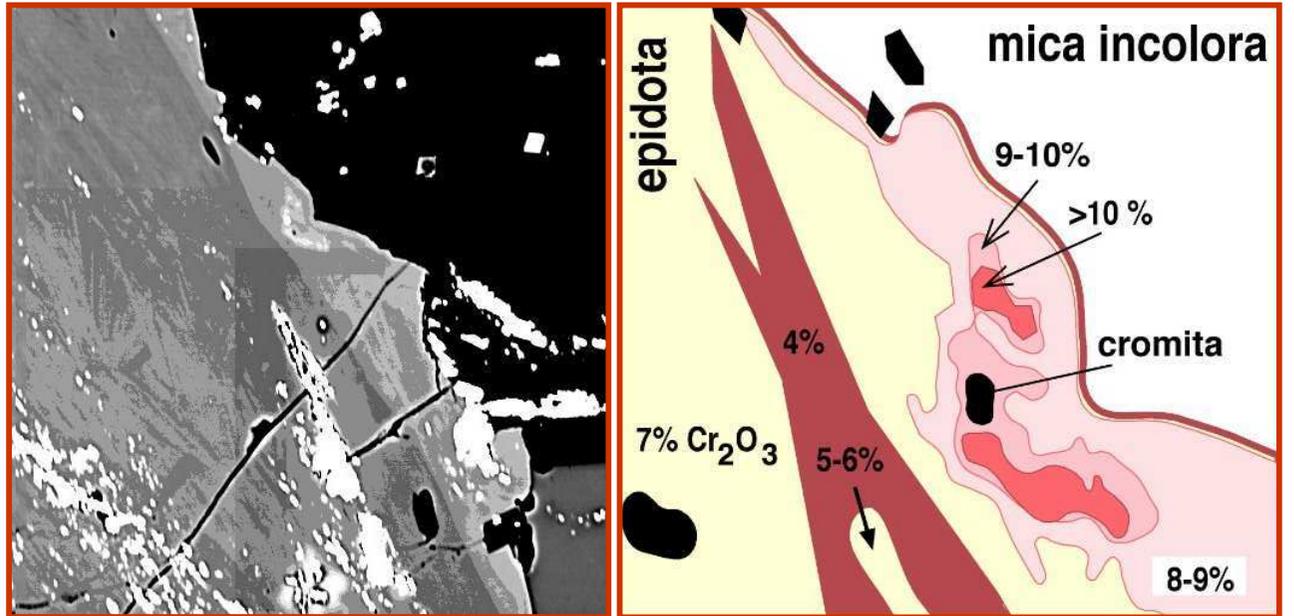
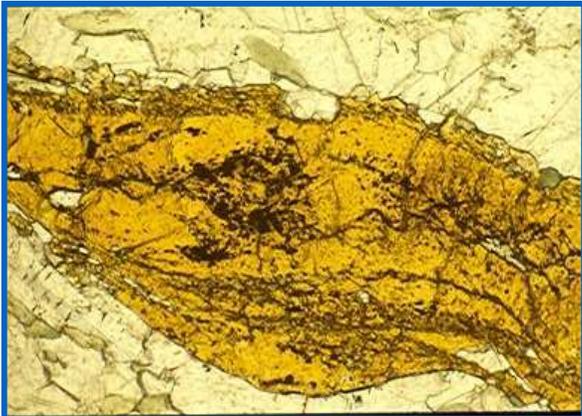


Fig. P5e. Nivel de mármol con minerales ricos en Cr. López Sánchez-Vizcaíno et al. (1994)

### 3.7 Parada 6. Ortogneises (Lámina P-6)

<https://goo.gl/maps/mAvkhkV1StjFNc72A>

La siguiente parada se encuentra pocos kilómetros al norte de la anterior en la misma carretera AL-5100. Durante el trayecto habremos atravesado la secuencia de mármoles y calcoesquistos descrita en la Parada 5 y después habremos entrado en una secuencia de rocas más heterogénea que incluye varias intercalaciones de gneises de espesor métrico.

Visitamos el primero de estos afloramientos de gneis, situado junto al río Líjar al comienzo de una pista que conduce a una cantera. Los gneises se encuentran por debajo de una potente secuencia de micaesquistos, tienen unos dos metros de espesor sin que aflore su muro y pueden ser seguidos a lo largo de una decena de metros (Lámina P-6, Figura P6a). Se trata de gneises fundamentalmente leucocráticos, de grano fino, sin porfiroclastos evidentes de feldespato y con un profuso bandeo de minerales melanocráticos que define una foliación penetrativa. En algunos puntos el gneis engloba agregados lenticulares centimétricos de color más oscuro y ricos en granate, que han sido descritos como endoskarns (Gómez Pugnaire et al., 2012). Éstos son mucho más abundantes en otros afloramientos cercanos, pero menos accesibles para nosotros. El contacto de los gneises con los esquistos a techo es muy neto, pero sin ninguna evidencia de interacción metasomática entre ambos que pudiera indicar que se trata del contacto ígneo original.

Más hacia el norte a pocos cientos de metros se encuentran otros afloramientos de gneises similares a estos, pero intercalados dentro de una secuencia crecientemente heterogénea y muy deformada en la que alternan micaesquistos claros y oscuros, mármoles calcíticos blancos y calcoesquistos con minerales con Cr (Lámina P-6, Figura P6b; Lámina P-5, Figura P5a). A techo de esta secuencia se encuentra una lente de serpentinitas de pocos metros de espesor. Esta secuencia podría ser representativa de la zona de cizalla de Marchal, descrita en la Parada 4.

Mostramos estos niveles de gneis como representativos de los numerosos afloramientos de ortogneises que son comunes a través de toda la secuencia Nevado-Filábride (Lámina P-6, Figura P6c) (Nieto, 1996; Gómez-Pugnaire et al., 2012; Martín-Algarra et al., 2019 y referencias allí incluidas). Atendiendo a su composición química se ha diferenciado entre: i) gneises peraluminosos leucocráticos (metagranitos con diferente grado de deformación) y ii) gneises fuertemente peraluminosos ricos en biotita (Lámina P-6, Figura P6d). Dentro de los primeros,

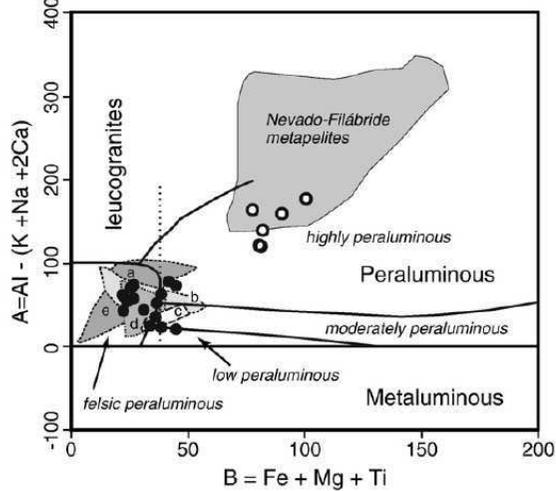
Puga et al. (2002) distinguieron entre gneises sincolisionales y postcolisionales. Estos últimos fueron interpretados como rocas volcánicas metamorizadas y fueron datadas como triásicas con K/Ar (Nieto et al., 2000), lo que contrasta con las edades paleozoicas obtenidas con circones para esas mismas rocas. Todos los datos geoquímicos sugieren un origen anatético a partir de fuentes metasedimentarias. Numerosos indicadores los hacen comparables con otros cuerpos graníticos postcolisionales peraluminosos del Orógeno Varisco.

Las edades obtenidas a partir de la datación de circones están comprendidas entre  $247 \pm 11$  y  $314 \pm 7$  Ma (Gómez-Pugnaire et al., 2012; Martínez Martínez et al., 2010; Lámina P-6, Figuras P6c,e). La interpretación de estas edades permite establecer una discusión sobre el origen y la edad de la secuencia sedimentaria Nevado-Filábride en la que encajan y sobre los criterios utilizados para distinguir unidades tectónicas en el CNF. Las recientes dataciones de los circones detríticos de las secuencias metasedimentarias del complejo (Aulago, Montenegro, Tahal; Jabaloy-Sánchez et al., 2018; Santamaría-López y Sanz de Galdeano, 2018) han contribuido en gran medida a la clarificación de algunas de estas cuestiones.

# PARTE III. Lámina P6: Ortogneises

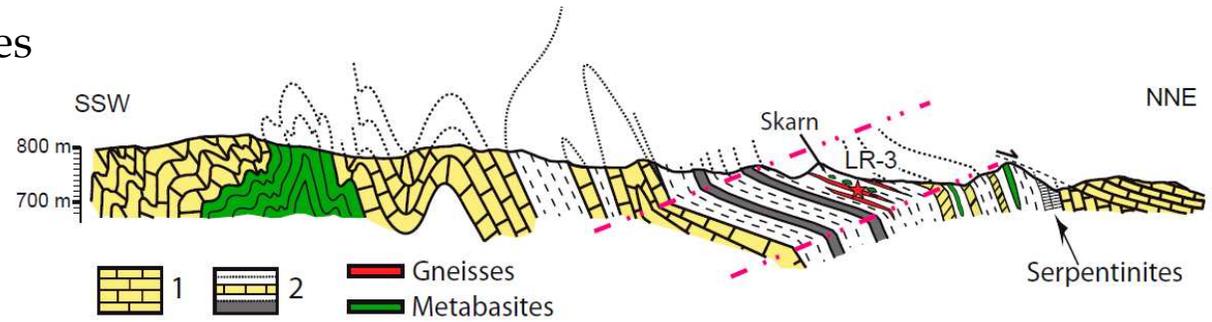


**Fig. P6a.** Contacto entre gneis y esquistos en el afloramiento visitado.



**Fig. 4.** Compositions of NFC gneisses plotted in an A-B diagram compared to the granitoids of the Iberian Massif (Debon and Le Fort, 1983 as modified by Villaseca et al., 1998). Labelled shaded fields: (a) two-mica granites from Galicia (Ortega and Gil Ibarguchi, 1990); leucogranites and cordierite granites from Extremadura (Castro et al., 1999). (c) Pedrobernardo peraluminous granites (Bea et al., 1994), (d) leucogranites and high silica granites (Fernández-Suárez et al., 2011). NFC metapelites: this work (supplementary Table 1). Filled symbols: leucocratic gneisses; unfilled symbols: biotite gneisses.

**Fig. P6d.** (Gómez-Pugnaire et al., 2012).



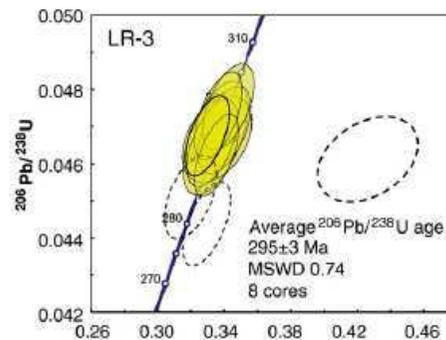
**Fig. P6b.** Corte geológico de la secuencia nevado-filábride en la unidad en la que se encuentra el gneis (Gómez-Pugnaire et al., 2012).

**Table 1**  
Field occurrence and petrography of some representative gneiss samples. Only samples with dated zircon crystals (bold) or those supplying whole rock or mineral chemical data are included.

Area	Localities	Samples names	Country rocks	Gneiss field occurrence	Mineral assemblage	Magmatic ages	Metamorphic ages
Eastern Sierra de los Filabres	El Chive X = 581639 Y = 4116017 Bédar X = 587625 Y = 4118454 Monda X = 582665 Y = 4116590	CHIVE-2	Bottom of gneiss: light schists, marbles, metabasites, metaevaporites and serpentinites. Top of gneiss: dark- and light-coloured schists, serpentinites, and marbles. Skarn with eclogite assemblages in the border. Lubrin metagranite body. Skarn of pyroxenites.	Lubrin metagranite body (500 m thick). Strongly sheared. Chive: porphyritic gneiss with feldspar megacrystals. Bédar: tectonite.	Qtz + kfs + ms + pl + grt + tur + ep grt + tur + ep	291 ± 3 Ma	17.3 ± 0.4 Ma
		CHIVE-3					
		CHIVE-19					
		BED-3					
Central Sierra de los Filabres	Lijar River X = 566687 Y = 4126472	LR-1	Marble layers (1 m thick) and dark and light micascists. Skarn boudins (~40 cm thick).	Small banded body, 4-5 m thick.	Qtz + kfs + ms + pl + tur	295 ± 3 Ma	
		LR-2					
		LR-3					
Western Sierra de los Filabres	El Pocio X = 505995 Y = 4124310 Charches X = 504906 Y = 4127869	PC-3	Uppermost light schists and marbles. Small dikes of metabasites. Light micascists. Replacement tourmalinites, dark and light micascists and marbles.	Stretching lineation and parallel folds.	Qtz + kfs + ms + pl + grt + tur + ep	283 ± 4 Ma	17.4 ± 0.2 Ma
		PC-4					
		CHA-1 <sup>(1)</sup>					
		CEB-4					
Eastern Sierra Nevada	Cerro Blanco X = 464786 Y = 4093962	CEB-4	Uppermost marbles and metaserpentinites. Skarn rocks in the contact.	75 m thick body. Banded structure. Well developed mylonitic foliation.	Qtz + kfs + ab + ms + grt + tur	282 ± 5 Ma	16-19 Ma
		CEB-3					
Western Sierra Nevada	Collado de las Sabinas (S.N. road) X = 462992 Y = 4107627	SAB-00 <sup>(2)</sup>	Host tourmalinites, dark, light micascists and marble. Skarn like rocks in the original intrusive contacts.	Augen and even-grained layers.	Qtz + kfs + ms + pl + bt + grt + tttn + ep + rt Samples SN-Qtz + kfs + pl + bt + tur + ms + grt + tttn + zoi	301 ± 7 Ma <sup>(2)</sup>	16.5 ± 0.4 Ma <sup>(2)</sup>
		SN-1 to SN-7					
Prado del Cebollar	X = 464786 Y = 4093962	CEB-1 to 6	Graphite-bearing schists. Dismembered skarns transformed to eclogites.	Lens (10 × 40m). Alternating leucocratic and melanocratic layers. Augen texture and even-grained layers, parallel to the foliation.	Qtz + kfs + ab + ms + bt + grt + amp + ep + tur + ilm	285 ± 3 Ma	
		CEB-3					
		LAN					

(1) Gómez-Pugnaire et al. (2000); (2) Gómez-Pugnaire et al. (2004); X and Y: UTM coordinates of dated outcrops (Zone 30, ED1950).

**Fig. P6c.** Resumen de las características de los gneises nevado-filábrides (Gómez-Pugnaire et al., 2012).



**P6e.** Datación de circones del gneis visitado y comparación con edades del Macizo Ibérico (Gómez-Pugnaire et al., 2012).

### 3.8 Parada 7. Metabasitas y metaevaporitas (Lámina P-7)

<https://goo.gl/maps/TjXTSTJMEtWVFy6GA>

Desde la Parada 6 regresamos en sentido sur y continuamos por la carretera AL-5100; dejamos a la derecha la localidad de Chercos y alcanzamos un cruce en el que tomamos la carretera AL-6106, que conduce a la Parada 7 y, en último término, a la localidad de Córdar, final de nuestro itinerario (Parada 8).

El trazado de esta carretera corta la parte alta de la Formación Tahal, muy cerca del contacto con la Secuencia de Mármoles y Calcoesquistos que aflora en la loma de los Calares (a nuestra izquierda) y en la que se explotan numerosas canteras de mármol. Es en esta posición dentro de la secuencia litológica Nevado-Filábride donde afloran los dos nuevos litotipos que observaremos en ésta y la siguiente parada: metabasitas y metaevaporitas.

#### 3.8.1 *Metabasitas*

En la pared subvertical al otro lado de la carretera hay un magnífico afloramiento de diques múltiples –con distinto grosor, continuidad y orientación– de rocas básicas gabroicas muy compactas de color oscuro, que cortan o son cortadas a su vez por rocas básicas de color verdoso, con textura porfídica en algunos puntos y, mayoritariamente, con una intensa meteorización (Lámina P-7, Figura P7a).

Este afloramiento es representativo de la variedad textural y mineralógica de las metabasitas en este sector del CNF y de cómo la preservación de las asociaciones metamórficas de alta presión (en facies de eclogitas o de esquistos azules) estuvo fuertemente condicionado por la distribución de la deformación. Así, por un lado, en dominios poco deformados, la mayoría de las eclogitas preserva no solo las asociaciones del pico metamórfico sino también las texturas ígneas e, incluso, los contactos ígneos originales con los metasedimentos encajantes. En algunos casos, los cuerpos ígneos se sustrajeron por completo de los efectos del metamorfismo de alta presión y muestran también la mineralogía y fábrica ígneas originales.

Por el contrario, cuando los cuerpos ígneos se vieron afectados por la deformación dúctil de las zonas de cizalla ligadas a la exhumación del complejo, las metabasitas aparecen como esquistos máficos (anfíbolitas) fuertemente foliados. No tendremos la oportunidad de visitar estos últimos, pero son muy abundantes en el sector más oriental de la Sierra de los Filabres.

En ésta y en la siguiente parada la mayoría de las metabasitas consisten en eclogitas blastofíticas sin deformar, con un grado variable de anfibolitización y texturas ígneas ofíticas y doleríticas bien preservadas (Lámina P-7, Figura P7c). Las metabasitas poco o nada metamorfizadas aparecen en contacto directo con las eclogitas, siendo las primeras los protolitos de las segundas. Las metabasitas afloran como diques de inyección múltiple, subparalelos o con ángulos mucho mayores entre sí, acompañados de características ígneas como son bordes enfriados, alineación por flujo de fenocristales y estructuras de disyunción por enfriamiento (Gómez-Pugnaire and Muñoz 1991; Gómez-Pugnaire et al. 2000).

Las texturas dentro de los diques varían de grabroica a ofítica/dolerítica con muy distinto tamaño de grano y de porfídica a afanítica-vesicular con una matriz de tamaño de grano muy fino. Los gabros de tamaño de grano grueso son acumulados con grandes cristales de olivino y plagioclasa y forman parte de la parte central de los diques de mayor grosor (1 a 20 m). Los bordes de estos diques y los que presentan un grosor intermedio (< 1 m) están formados por rocas con textura dolerítica de menor tamaño de grano. En los diques más finos (2–50 cm) se encuentran las rocas porfídicas y las de textura afanítica-vesicular.

Por lo que se refiere al metamorfismo (Gómez-Pugnaire y Fernández Soler, 1987; Gómez-Pugnaire et al., 2019), las rocas básicas metamorfizadas son prácticamente idénticas a las que no lo están, tanto en la forma de aflorar como en muestra de mano. Desde el punto de vista textural se puede distinguir entre eclogitas coroníticas y eclogitas granoblásticas (Lámina P-7, Figuras. P7b,c). Las primeras se originan fundamentalmente a partir de los gabros de grano grueso e intermedio mientras que las segundas son características de las rocas básicas de grano más fino o textura porfídica. El pico del metamorfismo calculado para ambas da condiciones muy similares por lo que no se puede deducir que las coronas representen una primera etapa previa al desarrollo de las texturas granoblásticas. Además, ambas cristalizaron en condiciones estáticas, sin cizalla importante. La evolución retrógrada es compleja y conlleva tres etapas en facies de esquistos azules, anfibolitas y esquistos verdes, respectivamente.

El rango de condiciones metamórficas calculado para el pico de presión de las eclogitas en distintos afloramientos del complejo está comprendido entre los 12 y 20 kbar y 480 – 650 °C (Ver Figura 10 y Tabla 1 en la Parte I de esta guía).

### 3.8.2 *Metaevaporitas*

Si se continúa andando por el arcén de la carretera, al torcer la primera curva, se pueden observar unas rocas grises de grano muy fino y con porfidoblastos de un

mineral blanco, que podrían confundirse en principio con rocas básicas (Lámina P-7, Figuras P7d,e). Se trata, sin embargo, de metapelitas muy ricas en biotita y en escapolita (Lámina P-7, Figura P7g). Este mineral aparece como granos de color blanco de tamaño variable y con una distribución muy irregular, incluso a la escala de la muestra de mano. La escapolita tiene una composición comprendida esencialmente entre los términos finales meionita ( $\text{Ca}_4(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_3(\text{CO}_3, \text{SO}_4)$ ) y marialita ( $\text{Na}_4(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_3\text{Cl}$ ).

La presencia de escapolita y de agregados de cuarzo con inclusiones de barita y anhidrita con la forma de cristales de yeso han permitido deducir un origen evaporítico para estas rocas (Lámina P-7, Figura P7f; Gómez-Pugnaire et al., 1994). En ellas se han encontrado agregados con la asociación distena + talco + fengita, característica de condiciones metamórficas de alta presión (18 kbar 650 °C; Lámina P-7, Figuras P7h,i). En este afloramiento las metaevaporitas con escapolita aparecen cortadas por diques subverticales de carbonato y origen tardío, probablemente hidrotermal (Lámina P-7, Figura P7d). Los niveles de metaevaporitas aparecen en la secuencia Nevado-Filábride siempre en la misma posición, intermedia entre la Formación Tahal y la secuencia de mármoles y calcoesquistos (Lámina P-7, Figura P7e).

La trayectoria P–T calculada para estas rocas es una de las más completas propuestas para todo el CNF, puesto que incluye también las condiciones progradadas (10 kbar, 530°C) y retrógradadas (12 kbar, 680°C) (Gómez-Pugnaire et al., 1994). La comparación con otras trayectorias da pie para una discusión sobre la evolución metamórfica del complejo y la discusión de las siguientes cuestiones, de las que se pueden obtener las siguientes conclusiones (Vicente López Sánchez-Vizcaíno y Gómez-Pugnaire et al., 2019):

- i. Las determinaciones más fiables para la alta presión han sido obtenidas en metabasitas, metaevaporitas y metaserpentinitas.
- ii. La mayoría de las metapelitas no registra condiciones de presión por encima de los 15 kbar, puesto que no existen, generalmente, minerales índice para dichas condiciones, aunque hay excepciones (Jabaloy et al., 2018; Gómez-Pugnaire et al., 1994).
- iii. Compilando las trayectorias P-T más fiables se puede calcular un gradiente metamórfico (“metamorphic field gradient”) coherente de alrededor de 8.7 °C/km (Lámina P-7, Figura P7j).
- iv. No existen diferencias sustanciales en las condiciones del pico del metamorfismo (ni para T ni para P) entre los sectores oriental y occidental del CNF (Lámina P-7, Figura P7j). No se justifican, por tanto, las diferentes tasas

de exhumación que se han propuesto para ellos, si éstas están basadas en supuestas diferencias en la presión máxima alcanzada por las rocas.

- v. No se pueden establecer diferencias sistemáticas claras entre las condiciones de presión y temperatura máximas alcanzadas entre las rocas de las unidades de Calar Alto y Bédar-Macael (Lámina P-7, Figura P7j). De hecho, ambas definen el gradiente metamórfico antes descrito. La configuración de las unidades debió tener lugar, por tanto, durante la exhumación.
- vi. No hay evidencias de un gradiente metamórfico invertido (temperaturas más altas alcanzadas en las unidades estructuralmente más altas) dentro del complejo.
- vii. La edad del metamorfismo de alta presión de edad Mioceno (20 – 13 Ma) está sustentada por los métodos de datación más fiables (revisión en la Parte I de esta Guía) en contraposición con los datos que indican una edad Eocena (48 – 25 Ma). Esto tiene importancia a la hora de sustentar que hubo dos eventos de subducción diferentes para explicar la alta presión del Complejo Alpujarride y del Complejo Nevado-Filábride.

# PARTE III. Lámina P7: Metabasitas



Fig. P7a. Diques de rocas básicas en el afloramiento visitado.

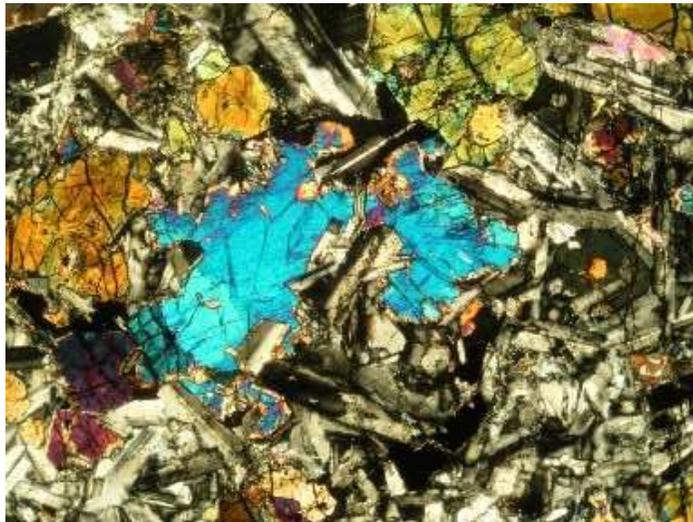


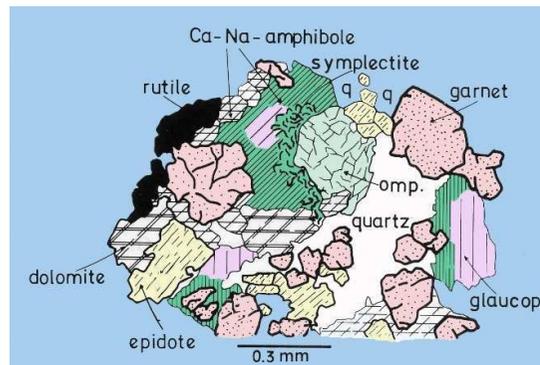
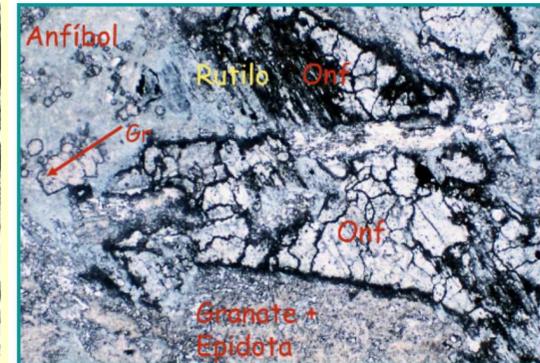
Fig. P7c. Rocas básicas al microscopio:

- Textura y mineralogía ígneas
- Textura coronítica
- Pseudomorfos de minerales ígneos
- Textura granoblástica
- Textura retrógrada.

Table 1. Relationships between deformation phases and metamorphic crystallization. Garnet and Ca-amphibole (I), (II) and (III) indicate the crystallization of these minerals in successive stages (for additional information, see text)

Deformation phase	Metamorphic event	Metamorphic stage	Mineral growth	Metamorphic facies	Types of metamorphism	
	Pre-eclogite metamorphism		Zoisite, Ca-amphibole (I), paragonite, chlorite (?)	Greenschist facies (?)	Low-pressure (?) / low-temperature metamorphism	
D <sub>1</sub> (F <sub>1</sub> ) (S <sub>1</sub> )	M <sub>1</sub>	M <sub>1A</sub>	Pre-tectonic	Garnet (I), omphacite, kyanite, Ca-amphibole (II), paragonite zoisite, rutile, pyrite, ± quartz, ± dolomite	Eclogite facies	High-pressure metamorphism
		M <sub>1B</sub>	Syn-tectonic	Garnet (II), zoisite, albite, chloritoid, paragonite, glaucophane	Blueschist facies	
			Post-tectonic	Glaucophane, paragonite		
D <sub>2</sub> (F <sub>2</sub> ) (S <sub>2</sub> )	M <sub>2</sub>	Syn-tectonic	Garnet (III), epidote, albite, Na-Ca-amphibole, phengite, ilmenite, quartz, ± calcite	Albite-epidote-amphibolite facies	Intermediate-pressure metamorphism	
		Post-tectonic	Ca-amphibole (III), phengite, Na-oligoclase, epidote	Almandine-amphibolite facies		
D <sub>3</sub> (F <sub>3</sub> )	M <sub>3</sub>	Syn-tectonic	Albite, chlorite, quartz, actinolite	Greenschist facies	Low-pressure / low-temperature retrograde metamorphism	

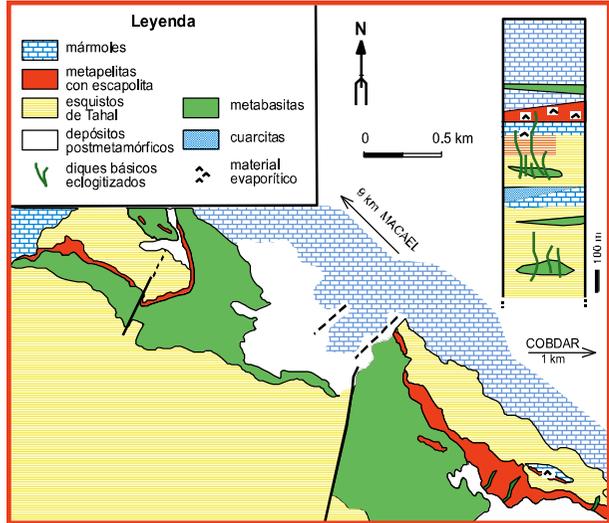
Fig. P7b. Fases de deformación y metamorfismo en las metabasitas (Gómez-Pugnaire y Fernández Soler, 1987)



# PARTE III. Lámina P7: Metaevaporitas



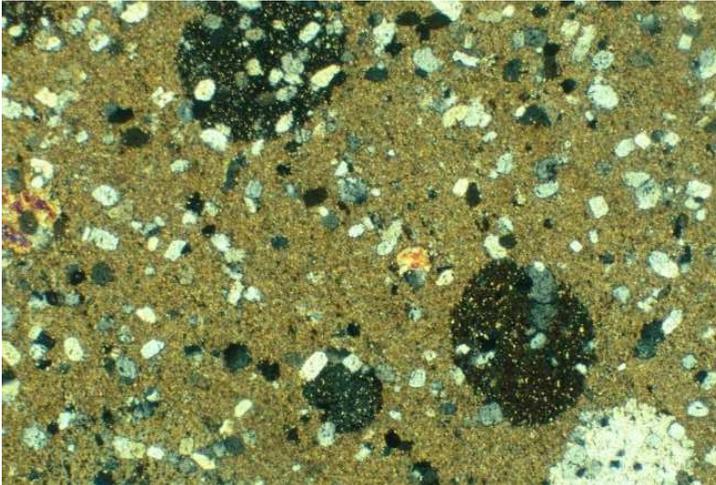
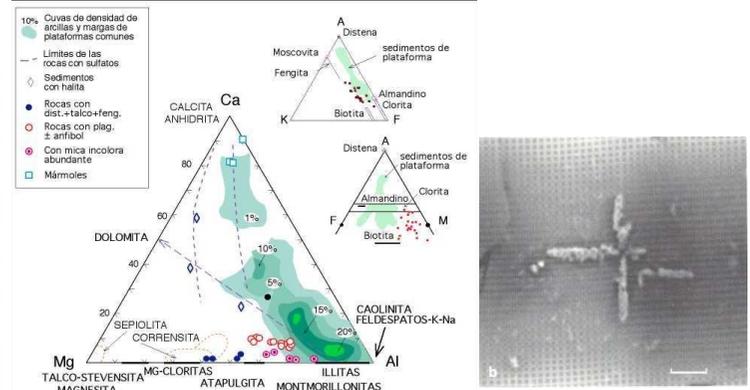
**Fig. P7d.** Diques de rocas básicas en contacto con metaevaporitas en el afloramiento visitado.



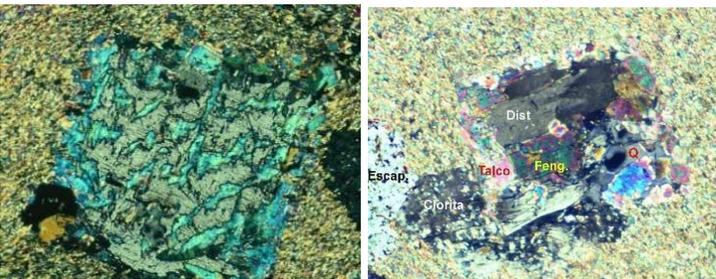
**P7e.** Cartografía de las metaevaporitas en el sector visitado (Gómez-Pugnaire et al. 1995).



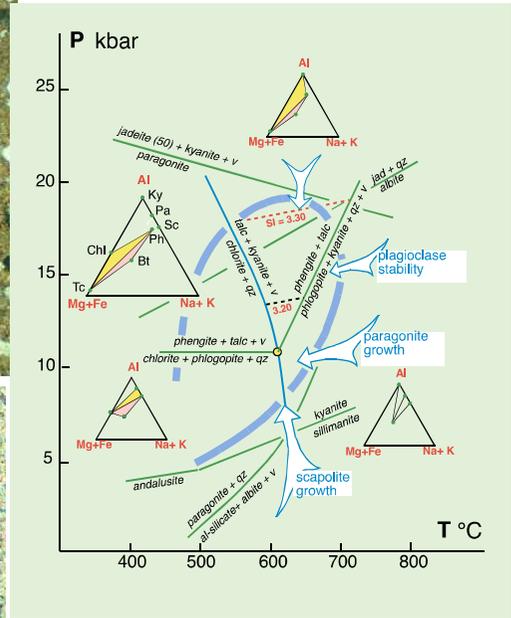
**Fig. P7f.** Composición del sedimento: transición marino-continental (Gómez-Pugnaire et al. 1995). Pseudomorfos de talco y cuarzo a partir de antiguo yeso. Inclusión de halita en cuarzo de un antiguo molde carniolar.



**P7g.** Aspecto característico: matriz de biotita, porfidoblastos de plagioclasa, poiquiloblastos de escapolita.

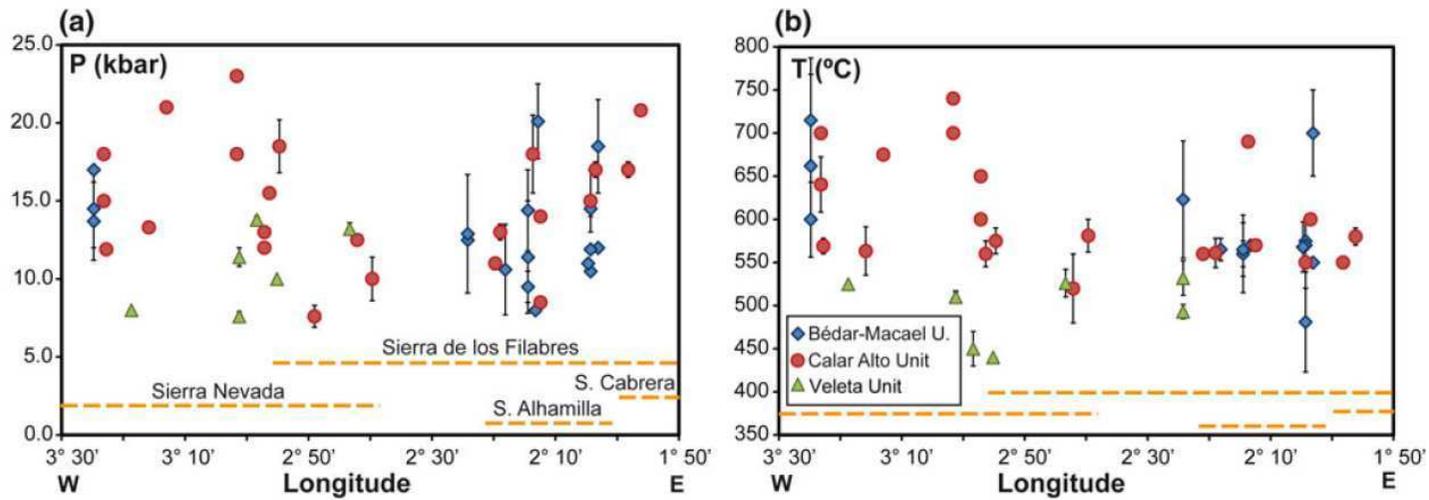


**Fig. P7h.** Agregados de talco, fengita y distena característicos de condiciones de alta presión.



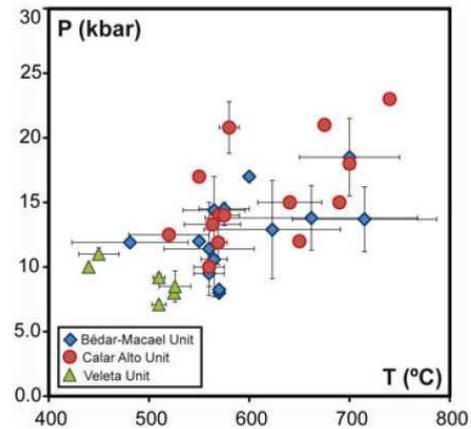
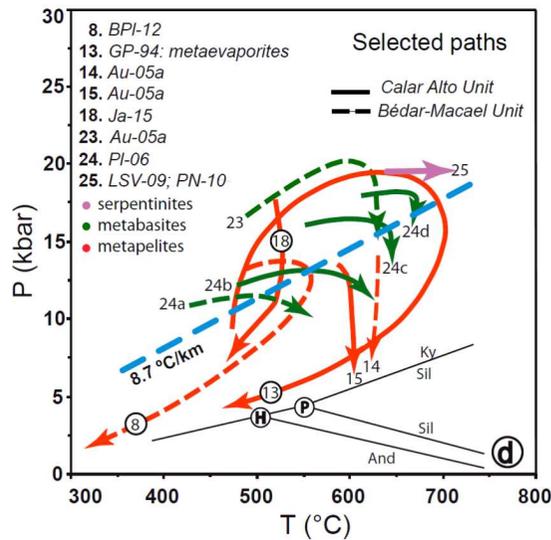
**Fig. P7i.** Trayectoria metamórfica de las metaevaporitas (Gómez-Pugnaire et al. 1995).

### PARTE III. Lámina P7: Evolución metamórfica del CNF (Fig. P7j)



**Fig. 13.11** East-West distribution of peak pressure **a** and peak temperature **b** values yielded by thermobarometric estimations in the rocks from the Nevado-Filábride Complex. Samples are grouped by their geological location (see box in **b**). The location of samples was made in the NFC map by Martínez Martínez et al. (2002). Position of Sierra Nevada, Sierra de los Filabres, Sierra Alhamilla and Sierra

Cabrera is shown for reference (orange dash lines). Plotted conditions correspond to the studies from Fig. 13.10 and to the following additional works: **Calar Alto Unit**: Gómez-Pugnaire et al. (1985), Nieto (1996), Puga et al. (1999). **Bédar Macael Unit**: López Sánchez-Vizcaíno et al. (1997)



**Fig. 13.12** Diagram with the pressure and temperature conditions obtained in selected thermobarometric estimations in the NFC rocks corresponding to the peak of metamorphism. P-T values from the Veleta Unit (green triangles) are shown for comparison. Plotted conditions correspond to the studies referenced in Figs. 13.10 and 13.11

### 3.9 Parada 8. Metabasitas con enclaves (Lámina P-8)

<https://goo.gl/maps/3HgiDuskfN7gCo6JA>

Para trasladarnos a la Parada 8 continuamos por la carretera AL-6106 hasta llegar a la localidad de Cóbдар. Allí cruzamos el puente sobre el Arroyo de los Molinos y tomamos la estrecha carretera que sale a la izquierda y que asciende hasta la parte más alta del pueblo.

Aquí encontramos, en primer lugar, un afloramiento de micaesquistos de color gris, representativos de la parte más alta de la Formación Tahal y muy diferentes de los observados en la Parada 3. Por encima destaca el impresionante relieve del Peñón de Cóbдар, constituido mayoritariamente por mármoles de la Secuencia de Mármoles y calcoesquistos, que se explotan en numerosas canteras en su parte más alta. Unas decenas de metros más allá se encuentra un afloramiento de dimensiones considerables de rocas ígneas básicas, uno de los más extensos y mejor expuestos de todo el CNF.

Nos encontramos en el mejor afloramiento de rocas ígneas básicas relictas (no metamorfizadas) de todo el Complejo Nevado-Filábride (Lámina P-8, Figura P8a). En la antigua era situada por encima del pueblo predominan los gabros de color muy oscuro, que contienen abundantes cristales de gran tamaño (hasta 5 cm) de cristales prismáticos de color claro. Se trata de pseudomorfos formados a partir de cristales rosados de andalucita rodeados por una corona de espinela verde (ver foto en Lámina P-8). Los cristales de andalucita son enclaves de material cortical que fueron englobados (y parcialmente fundidos) por el magma básico durante el emplazamiento de éste en un ambiente continental (Gómez-Pugnaire y Muñoz, 1991).

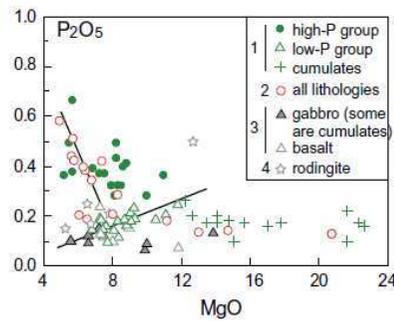
Por el camino que conduce al pueblo y al cementerio se pueden observar gabros muy oscuros atravesados por diques afaníticos, porfiríticos y doleríticos (Gómez-Pugnaire et al., 2000), ya descritos en la Parada 7. Es este un afloramiento adecuado, si se estima conveniente, para discutir una de las cuestiones más controvertidas de todas las abordadas en el estudio del CNF: el origen y significado geotectónico de las metabasitas del complejo. En concreto, se ha propuesto que estas rocas forman parte de una ofiolita desmembrada o, como pensamos desde nuestro grupo de investigación, se formaron durante una etapa de rifting continental asociado a un adelgazamiento de la corteza (ver Gómez-Pugnaire et al., 2019) para una amplia discusión.



# PARTE III. Lámina P8: Metabasitas con xenolitos

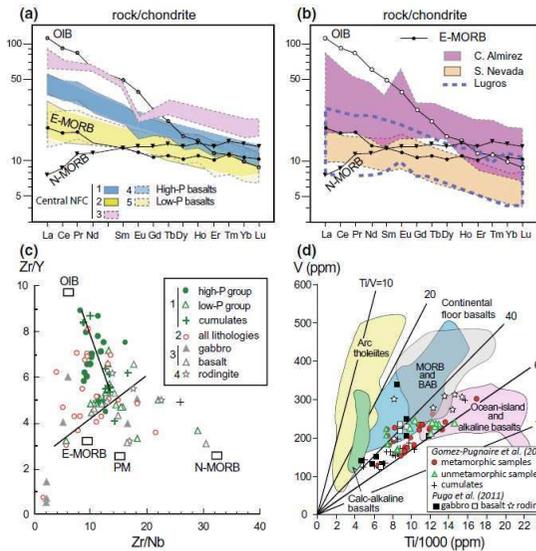


**P8a.** Aspecto de campo de los gabros, diques de distintas rocas básicas y xenolitos (también al microscopio) del afloramiento de Cóbdar.



**Fig. 14.5** Variation in  $P_2O_5$  of the NFC mafic rocks as a function of the MgO content. The effect of olivine accumulation is clearly visible by the trend defined by the green crosses. Green symbols: data from Gómez-Pugnaire et al. (2000a); empty red dots: data from Puga et al. (1989); grey and black symbols: data from Puga et al. (2011)

**Fig. P8b.** Composición química de las rocas básicas del CNF (Gómez-Pugnaire et al. 2019 b).



**Fig. 14.6** a, b Chondrite-normalized REE patterns for the samples of the Nevado-Filábride mafic rocks. Shaded areas indicate the REE variation of all samples of a particular group or locality. Normalization values and the REE-patterns for OIB, E- and N-MORB given for comparison are taken from Sun and McDonough (1989); a 1, 2 and 3: data from Bodinier et al. (1987); 4 and 5: data from Gómez-Pugnaire et al. (2000a). b Data from Puga et al. (1989, 2011). c, d Incompatible element and ratio variation diagrams; c Zr/Nb vs Zr/Y; the values for OIB, PM, E- and N-MORB are taken from Sun and McDonough (1989). Symbols as in Fig. 14.5. d Ti vs V variation diagram showing the fields for rocks originating from different geological settings. Lines of constant Ti/V ratios are given for reference. Most of the Nevado-Filábride samples have Ti/V ratios between 40 and 60 that correspond to alkaline (35–75) and transitional (30–50) basalts

## 4 REFERENCIAS

- Aerden DGAM, Bell TH, Puga E, Sayab M, Lozano JA, Díaz de Federico A (2013) Multi-stage mountain building versus relative plate motions in the Betic Cordillera deduced from integrated microstructural and petrological analysis of porphyroblast inclusion trails. *Tectonophysics* 587:188–206.
- Álvarez-Lobato F, Aldaya F (1985) Las unidades de la Zona Bética en la región de Águilas-Mazarrón (Prov. de Murcia). *Estudios Geológicos* 41:139–146.
- Alt, J. C., C. J. Garrido, W. C. Shanks, III, A. Turchyn, J. A. Padron-Navarta, V. Lopez Sanchez-Vizcaino, M. T. Gomez Pugnaire, and C. Marchesi (2012), Recycling of water, carbon, and sulfur during subduction of serpentinites: A stable isotope study of Cerro del Almirez, Spain, *Earth and Planetary Science Letters*, 327, 50–60, doi:10.1016/j.epsl.2012.01.029.
- Andriessen PAM, Hebeda EH, Simon OJ, Verschure RH (1991) Tourmaline K-Ar ages compared to other radiometric dating systems in Alpine anatectic leucosomes and metamorphic rocks (Cyclades and southern Spain). *Chemical Geology* 91:33–48.
- Araña V, Vegas R (1974) Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics* 24:197–212.
- Augier R, Agard P, Monie P, Jolivet L, Robin C, Booth-Rea G (2005a) Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filábride complex. *J Metamorph Geol* 23 (5):357–381.
- Augier R, Booth-Rea G, Agard P, Martínez-Martínez JM, Jolivet L, Azañón JM (2005b) Exhumation constraints for the lower Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and TWEEQU multiequilibrium thermobarometry approach. *Bull Soc géol Fr* 176 (5):419–432.
- Bakker HE, de Jong K, Helmers H, Biermann C (1989) The Geodynamic Evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (Southeast Spain) - a Model Based on Structural- Analysis and Geothermobarometry. *J Metamorph Geol* 7 (3):359–381.
- Balanyá JC, García-Dueñas V (1987) Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *CR Acad Sci Paris* 304:929–932.
- Behr WM, Platt JP (2012) Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a Mediterranean subduction complex. *Tectonics* 31. 10.1029/2012tc003121.
- Bezada, M. J., E. D. Humphreys, D. R. Toomey, M. Harnafi, J. M. Dávila, and J. Gallart (2013), Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging, *Earth and Planetary Science Letters*, 368(0), 51–60, 10.1016/j.epsl.2013.02.024.
- Bicker RE (1966) Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas del Almanzora, south-eastern Spain. PhD Thesis University of Amsterdam 124 p.
- Booth-Rea G, Azañón JM, Martínez-Martínez JM (2003) Metamorfismo de AP/BT en metapelitas de la unidad de Ragua (complejo Nevado-Filábride, Cordillera Bética). Resultados termobarométricos del estudio de equilibrios locales. *Geogaceta* 34:87–90.
- Booth-Rea G, Ranero CR, Martínez-Martínez JM, Grevemeyer I (2007) Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán Sea, western Mediterranean. *Geochem Geophys Geosyst*, 8 (10) Q10005.
- Booth-Rea G, Martínez-Martínez JM, Giaconia F (2015) Continental subduction, intracrustal shortening, and coeval upper-crustal extension: PT evolution of subducted south Iberian paleomargin metapelites (Betics, SE Spain). *Tectonophysics* 663:122–139.

- Booth-Rea G, Ranero CR, Grevemeyer I (2018) The Alboran volcanic arc modulated the Messinian faunal exchange and salinity crisis. *Sci Rep* 8:13015.
- Bourgeois J (1979) Origine sédimentaire des "polymict rauhwackes": formation post-triasique impliquée dans les nappes internes bétiques (Espagne méridionale). *Comptes Rendus sommaires de la Société géologique de France* 1:26–29.
- Brouwer HA (1926) Zur Geologie der Sierra Nevada. *Geologische Rundschau* 17:118–137.
- Burgos J, Díaz de Federico A, Morten L, Puga E (1980) The ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Betic Cordilleras, Spain: preliminary report. *Cuadernos de Geología Universidad de Granada* 11:157–165.
- Calvert A, Sandvol E, Seber D, Barazangi M, Roecker S, Mourabit T, Vidal F, Alguacil G, Jabour N (2000) Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. *J Geophys Res* 105:10871–10898.
- Carminati E, Lustrino M, Doglioni C (2012) Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579:173–192.
- Chalouan A, Michard A, El Kadiri K, Negro F, Frizon de Lamotte D, Soto JI, Saddiqi O (2008) The Rif Belt. En: Michard A, Frizon de Lamotte D, Saddiqi O, Chalouan A (eds) *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. Lecture Notes in Earth Sciences, 116:203–302, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Clément, M., J. A. Padrón-Navarta, A. Tommasi, and D. Mainprice (2018), Non-hydrostatic stress field orientation inferred from orthopyroxene (Pbc) to low-clinoenstatite (P21/c) inversion in partially dehydrated serpentinites, *American Mineralogist*, 103(6), 993-1001, doi:10.2138/am-2018-6362.
- Comas MC, Platt JP, Soto JI, Watts AB (1999) The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from leg 161 results. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results 161:555–580*.
- de Jong K (1991) Tectono-metamorphic studies and radiometric dating on the Betic Cordilleras (SE Spain). PhD Thesis University of Amsterdam 204 p.
- de Jong K (1993) The tectono-metamorphic evolution of the Veleta Complex and the development of the contact with the Mulhacen Complex (Betic Zone, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw* 71:227–237.
- de Jong K (2003) Very fast exhumation of high-pressure metamorphic rocks with excess <sup>40</sup>Ar and inherited <sup>87</sup>Sr, Betic Cordilleras, southern Spain. *Lithos* 70:91–110. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00094-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00094-X)
- de Jong K, Bakker HE (1991) The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Lithostratigraphy. *Geologie en Mijnbouw* 70:93–103.
- Debret, B., N. Bolfan-Casanova, J. Padrón-Navarta, F. Martin-Hernandez, M. Andreani, C. Garrido, V. López Sánchez-Vizcaíno, M. Gómez-Pugnaire, M. Muñoz, and N. Trcera (2015), Redox state of iron during high-pressure serpentinite dehydration, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169(4), 1-18, doi:10.1007/s00410-015-1130-y.
- Debret, B., C. J. Garrido, M.-L. Pons, P. Bouilhol, E. Inglis, V. López Sánchez-Vizcaíno, and H. Williams (2021), Iron and zinc stable isotope evidence for open-system high-pressure dehydration of antigorite serpentinite in subduction zones, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 296, 210-225, doi:10.1016/j.gca.2020.12.001.
- Díaz de Federico A, Gómez-Pugnaire MT, Puga E, Sassi FP (1979) New problems in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 10:577–585.

- Díaz de Federico A, Puga E (1976): Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada, entre los meridianos de Lanjarón y Pitres. *Tecniterrae* 9:1–10.
- Díaz de Federico A, Torres-Roldán R, Puga E (1990) The rock series of the Betic substratum. *Documents et Travaux IGAL* 12–13:19-29.
- Dilissen, N., K. Hidas, C. J. Garrido, W.-A. Kahl, V. López Sánchez-Vizcaíno, and J. A. Padrón-Navarta (2018), Textural evolution during high-pressure dehydration of serpentinite to peridotite and its relation to stress orientations and kinematics of subducting slabs: Insights from the Almirez ultramafic massif, *Lithos*, 320-321, 470-489, doi:10.1016/j.lithos.2018.09.033.
- Dilissen, N., K. Hidas, C. J. Garrido, V. López Sánchez-Vizcaíno, and W.-A. Kahl (2021), Morphological transition during prograde olivine growth formed by high-pressure dehydration of antigorite-serpentinite to chlorite-harzburgite in a subduction setting, *Lithos*, 382-383, 105949, doi:10.1016/j.lithos.2020.105949.
- Duggen, S., K. Hoernle, P. Van den Bogaard, and D. Garbe-Schonberg (2005), Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere, *Journal of Petrology*, 46(6), 1155-1201, doi:10.1093/petrology/egi01.
- Duplaix S, Fallot P (1960) Les “konglomeratische Mergel” des Cordillères Bétiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7(II):308–317
- Estévez A, Pérez-Lorente F (1974) Estudio geológico del sector de Cañar-Soportújar, vertiente meridional de Sierra Nevada. *Estudios Geológicos* 30:515–541.
- Faccenna C, Piromallo C, Crespo-Blanc A, Jolivet L, Rossetti F (2004) Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23.
- García-Dueñas V, Martínez-Martínez JM, Orozco M, Soto JI (1988) Plis-nappes, cisaillements syn- à postmétamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabres (Cordillères Bétiques, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 307:1389–1395.
- García-Dueñas V, Balanyá JC, Martínez-Martínez JM (1992) Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Mar Lett* 12:88–95.
- García-Dueñas V, Martínez-Martínez JM, Orozco M, Soto I (1988) Plis-nappes, cisaillements syn- à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filábrides (Cordillères bétiques, Espagne). *C R Acad Sci Paris Série II* 307:1389–1395.
- Garrido, C. J., V. López Sánchez-Vizcaíno, M. T. Gómez-Pugnaire, V. Trommsdorff, O. Alard, J. L. Bodinier, and M. Godard (2005), Enrichment of HFSE In Chlorite-Harzburgite Produced By High-Pressure Dehydration of Antigorite-Serpentinite: Implications For Subduction Magmatism, *Geochem Geophys Geosy*, 6, doi:10.1029/2004gc000791.
- Garrido CJ, Gueydan F, Booth-Rea G, Precigout J, Hidas K, Padrón-Navarta JA, Marchesi C (2011) Garnet lherzolite and garnet-spinel mylonite in the Ronda peridotite: vestiges of Oligocene backarc mantle lithospheric extension in the western Mediterranean. *Geology* 39:927–930.
- Gómez de la Peña, L., C. R. Ranero, E. Gràcia, and G. Booth-Rea (2021) The evolution of the westernmost Mediterranean basins, *Earth-Science Reviews*, 214, 103445, doi:10.1016/j.earscirev.2020.103445.
- Gómez-Pugnaire MT (1981) Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Tecniterrae* 41:1–130.

- Gómez-Pugnaire MT, Chacón J, Mitrofanov F, Timofeev V (1982) First report on pre-Cambrian rocks in the graphite-bearing series of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie Monatshefte* 3:176–180.
- Gómez-Pugnaire MT, Sassi FP (1983), Pre-Alpine metamorphic features and alpine overprints in some parts of the Nevado-Filábride basement (Betic Cordilleras, Spain). *Memorie di Scienze Geologiche* 36:49–72.
- Gómez-Pugnaire MT, Fernández Soler JM (1987) High-Pressure Metamorphism in Metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and Its Evolution During the Alpine Orogeny. *Contrib Mineral Petrol* 95 (2):231–244.
- Gómez-Pugnaire MT, Franz G (1988) Metamorphic evolution of the Palaeozoic series of the Betic Cordilleras (Nevado-Filábride complex SE Spain) and its relationship with the Alpine orogeny. *Geologische Rundschau* 77:619–640.
- Gómez-Pugnaire MT, Cámara F (1990) La asociación de alta presión distena + talco + fengita coexistente con escapolita en metapelitas de origen evaporítico (Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 3:373–384.
- Gómez-Pugnaire M, Muñoz M (1991), Al-rich xenoliths in the Nevado-Filábride metabasites; evidence for a continental setting of this basic magmatism in the Betic Cordilleras (SE Spain). *European Journal of Mineralogy* 3:193–198.
- Gómez-Pugnaire MT, Franz G, López Sánchez-Vizcaíno V (1994) Retrograde formation of NaCl-scapolite in high pressure metaevaporites from the Cordilleras Béticas (Spain). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116:448–461.
- Gómez-Pugnaire MT, Braga JC, Martín JM, Sassi FP, del Moro A (2000) Regional implications of a Palaeozoic age for the Nevado-Filábride cover of the Betic Cordillera, Spain. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 80:45–52.
- Gómez-Pugnaire, M. T., P. Ulmer, and V. Lopez-Sanches-Vizcaino (2000b), Petrogenesis of the mafic igneous rocks of the Betic Cordilleras: A field, petrological and geochemical study, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(4), 436-457.
- Gómez-Pugnaire MT, Galindo-Zaldívar J, Rubatto D, González-Lodeiro F, López Sánchez-Vizcaíno V, Jabaloy A (2004) A reinterpretation of the Nevado-Filábride and Alpujarride Complex (Betic Cordillera): field, petrography and U-Pb ages from orthogneisses western Sierra Nevada, S Spain. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 84:303–322.
- Gómez-Pugnaire MT, Rubatto D, Fernández-Soler JM, Jabaloy A, López Sánchez-Vizcaíno V, González-Lodeiro F, Galindo-Zaldívar J, Padrón-Navarta JA (2012) U-Pb geochronology of Nevado-Filábride gneisses: evidence for the Variscan nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos* 146–147:93-111.
- Gómez-Pugnaire, M. T., V. López Sánchez-Vizcaíno, J. M. Fernández-Soler, and A. Acosta-Vigil (2019), Mesozoic and Cenozoic Magmatism in the Betics, in *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 3: The Alpine Cycle*, edited by C. Quesada and J. T. Oliveira, pp. 545-566, Springer International Publishing, Cham, doi:10.1007/978-3-030-11295-0\_14.
- González-Casado JM, Casquet C, Martínez-Martínez JM, García-Dueñas V (1995), Retrograde evolution of quartz segregations from the Dos Picos shear zone in the Nevado-Filábride Complex (Betic chains, Spain); evidence from fluid inclusions and quartz c-axis fabrics. *Geologische Rundschau* 84:175–186.

- Guerrera, F., M. Martín-Martín, and M. Tramontana (2021), Evolutionary geological models of the central-western peri-Mediterranean chains: a review, *International Geology Review*, 63(1), 65-86.
- Harvey, J., C. J. Garrido, I. Savov, S. Agostini, J. A. Padrón-Navarta, C. Marchesi, V. López Sánchez-Vizcaíno, and M. T. Gómez-Pugnaire (2014), 11B-rich fluids in subduction zones: The role of antigorite dehydration in subducting slabs and boron isotope heterogeneity in the mantle, *Chem Geol*, 376(0), 20-30, doi:10.1016/j.chemgeo.2014.03.015.
- Hidas K, Booth-Rea G, Garrido CJ, Martínez-Martínez JM, Padrón-Navarta JA, Konc Z, Giaconia F, Frets E, Marchesi C (2013) Backarc basin inversion and subcontinental mantle emplacement in the crust: kilometre-scale folding and shearing at the base of the proto-Alborán lithospheric mantle (Betic Cordillera, southern Spain). *J Geol Soc, London* 170:47–55.
- Hidas, K., M. I. Varas-Reus, C. J. Garrido, C. Marchesi, A. Acosta-Vigil, J. A. Padrón-Navarta, K. Targuisti, and Z. Konc (2015), Hyperextension of continental to oceanic-like lithosphere: The record of late gabbros in the shallow subcontinental lithospheric mantle of the westernmost Mediterranean, *Tectonophysics*, 650(0), 65-79, doi:10.1016/j.tecto.2015.03.011.
- Hidas, K., C. J. Garrido, G. Booth-Rea, C. Marchesi, J. L. Bodinier, J. M. Dautria, A. Louni-Hacini, and A. Azzouni-Sekkal (2019), Lithosphere tearing along STEP faults and synkinematic formation of lherzolite and wehrlite in the shallow subcontinental mantle, *Solid Earth*, 10(4), 1099-1121, doi:10.5194/se-10-1099-2019.
- Jabaloy A (1993) La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis de la Universidad de Granada. Monográfica Tierras del Sur, vol 9. Universidad de Granada, Granada.
- Jabaloy-Sánchez A, Gómez-Pugnaire MT, Padrón-Navarta JA, López Sánchez-Vizcaíno V, Garrido CJ (2015) Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics* 644–645:40–57
- Jabaloy-Sánchez, A., C. Talavera, M. T. Gómez-Pugnaire, V. López Sánchez-Vizcaíno, M. Vázquez-Vílchez, M. J. Rodríguez-Peces, N. J. Evans (2018), U-Pb ages of detrital zircons from the Internal Betics: A key to deciphering paleogeographic provenance and tectono-stratigraphic evolution, *Lithos*, doi:10.1016/j.lithos.2018.07.026.
- Jabaloy-Sánchez, A., A. Martín-Algarra, J. A. Padrón-Navarta, M. Martín-Martín, M. T. Gómez-Pugnaire, V. López Sánchez-Vizcaíno, C. J. Garrido (2019a), Lithological Successions of the Internal Zones and Flysch Trough Units of the Betic Chain, in *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 3: The Alpine Cycle*, edited by C. Quesada and J. T. Oliveira, pp. 377-432, Springer International Publishing, Cham, doi:10.1007/978-3-030-11295-0\_8.
- Jabaloy-Sánchez, A., J. A. Padrón-Navarta, M. T. Gómez-Pugnaire, V. López Sánchez-Vizcaíno, C. J. Garrido (2019b), Alpine Orogeny: Deformation and Structure in the Southern Iberian Margin (Betics s.l.), En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volumen 3: The Alpine Cycle*, editado por C. Quesada and J. T. Oliveira, pp. 453-486, Springer International Publishing, Cham, doi:10.1007/978-3-030-11295-0\_10.
- Jabaloy-Sánchez, A., C. Talavera, M. J. Rodríguez-Peces, M. Vázquez-Vílchez, and N. J. Evans (2021) U-Pb geochronology of detrital and igneous zircon grains from the Águilas Arc in the Internal Betics (SE Spain): Implications for Carboniferous-Permian paleogeography of Pangea, *Gondwana Research*, 90, 135-158, doi:10.1016/j.gr.2020.10.013.

- Jabaloy-Sánchez, A., V. López Sánchez-Vizcaíno, J. A. Padrón-Navarta, K. Hidas, M. T. Gómez-Pugnaire, and C. J. Garrido (2022), Olivine-rich veins in high-pressure serpentinites: A far-field paleo-stress snapshot during subduction, *J Struct Geol*, 104721, doi:doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104721.
- Kahl, W. A., N. Dilissen, K. Hidas, C. J. Garrido, V. Lopez-Sanchez-Vizcaino, and M. J. Roman-Alpiste (2017), 3-D microstructure of olivine in complex geological materials reconstructed by correlative X-ray micro-CT and EBSD analyses, *Journal of Microscopy*, doi:10.1111/jmi.12598.
- Kirchner KL, Behr WM, Loewy S, Stockli DF (2016) Early Miocene subduction in the western Mediterranean: Constraints from Rb-Sr multimineral isochron geochronology. *Geochem Geophys Geosyst* 17.
- Laborda-López C, Aguirre J, Donovan SK (2015a) Surviving metamorphism: taphonomy of fossil assemblages in marble and calc-silicate schist. *Palaios* 30:668–679.
- Laborda-López C, Aguirre J, Donovan SK, Navas-Parejo P, Rodríguez S (2015b) Fossil assemblages and biochronology of metamorphic carbonates of the Nevado-Filábride Complex from the Águilas tectonic arc (SE Spain). *Spanish Journal of Palaeontology* 30:275–292.
- Laborda-López, C., V. López-Sánchez-Vizcaíno, C. Marchesi, M. T. Gómez-Pugnaire, C. J. Garrido, A. Jabaloy-Sánchez, J. A. Padrón-Navarta, and K. Hidas (2018), High-P metamorphism of rodingites during serpentinite dehydration (Cerro del Almirez, Southern Spain): Implications for the redox state in subduction zones, *J Metamorph Geol*, 36(9), 1141-1173, doi:10.1111/jmg.12440.
- Laborda-López, C., C. Marchesi, V. L. Sánchez-Vizcaíno, M. T. Gómez-Pugnaire, C. W. Dale, A. Jabaloy-Sánchez, J. A. Padrón-Navarta, M. J. Román-Alpiste, and C. J. Garrido (2020), Geochemical evolution of rodingites during subduction: insights from Cerro del Almirez (southern Spain), *Lithos*, 105639, doi:10.1016/j.lithos.2020.105639.
- Lafuste MLJ, Pavillon MJ (1976) Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris II* 283:1015–1018.
- Leine L (1968) Rauhewackes in the Betic Cordilleras, Spain: Nomenclature, description and genesis of weathered carbonate breccias of tectonics origin. PhD Thesis University of Amsterdam 112 p.
- Lonergan L, White N (1997) Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16:504–522.
- López Sánchez Vizcaíno, VA (1994). Evolucion petrológica y geoquímica de las rocas carbonáticas y litogías asociadas en el area de Macael-Cóbdar (Almería), complejo nevado-filábride, cordilleras béticas (SE de España). Universidad de Granada.
- López Sánchez-Vizcaíno V, Connolly JAD, Gómez-Pugnaire MT (1997) Metamorphism and phase relations in carbonate rocks from the Nevado-Filábride Complex (Cordilleras Béticas, Spain): Application of the Ttn + Rt + Cal + Qtz + Gr buffer. *Contrib Mineral Petrol* 126 (3):292–302
- López Sánchez-Vizcaíno V, Rubatto D, Gómez-Pugnaire MT, Trommsdorff V, Müntener O (2001) Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. *Terra Nova* 13 (5):327–332.
- López Sánchez-Vizcaíno V, Franz G, Gómez-Pugnaire MT, (1995) The behaviour of Cr during metamorphism of carbonate rocks from the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain. *Canadian Mineralogist* 33:85–104
- López Sánchez-Vizcaíno V, Gómez-Pugnaire M, Garrido CJ, Padrón-Navarta JA, Mellini M (2009) Breakdown mechanisms of titanclinohumite in antigorite serpentinite (Cerro del Almirez massif, S. Spain): A petrological and TEM study. *Lithos* 107 (3–4):216–226. 10.1016/j.lithos.2008.10.008.

- López Sánchez-Vizcaíno, V., V. Trommsdorff, M. T. Gómez-Pugnaire, C. J. Garrido, O. Müntener, and J. A. D. Connolly (2005), Petrology of titanian clinohumite and olivine at the high-pressure breakdown of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite (Almirez Massif, S. Spain), *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(6), 627-646.
- López Sánchez-Vizcaíno, J. M., Gómez-Pugnaire, M. T., V. (2019), Metamorphism of the Nevado-Filábride Complex (Cap. 13.3), En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 3: The Alpine Cycle*, edited by C. Quesada and J. T. Oliveira, Springer International Publishing, Cham, doi:10.1007/978-3-030-11295-0\_14.
- Mancilla F, Stich D, Berrocoso M, Martín R, Morales J, Fernández-Ros A, Páez R, Pérez-Peña A (2013) Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology* 41:307–310,
- Mancilla, F. d. L., G. Booth-Rea, D. Stich, J. V. Perez-Peña, J. Morales, J. M. Azañón, R. Martín, F. Giaconia (2015) Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions, *Tectonophysics*, 663, 225-237, doi:10.1016/j.tecto.2015.06.028.
- Marchesi, C., C. J. Garrido, J. A. Padron-Navarta, V. López Sánchez-Vizcaíno, and M. T. Gomez-Pugnaire (2013) Element mobility from seafloor serpentinitization to high-pressure dehydration of antigorite in subducted serpentinite: Insights from the Cerro del Almirez ultramafic massif (southern Spain), *Lithos*, 178, 128-142, doi:10.1016/j.lithos.2012.11.025.
- Martín-Algarra, A *et al.* (2019). Paleozoic Basement and Pre-Alpine History of the Betic Cordillera. Springer, Cham 261–305.
- Martínez-Martínez JM (1986) Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). *Cuadernos de Geología Universidad de Granada* 13:1–194.
- Martínez-Martínez, J. M., J. I. Soto, and J. C. Balanya (1997), Crustal decoupling and intracrustal flow beneath domal exhumed core complexes, Betics (SE Spain), *Terra Nova*, 9(5-6), 223-227.
- Martínez-Martínez JM, Soto JI, Balanyá JC (2002) Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics* 21(3), 10.1029/2001tc001283.
- Martínez-Martínez, J. M. (2006), Lateral interaction between metamorphic core complexes and less-extended, tilt-block domains: the Alpujarras strike-slip transfer fault zone (Betics, SE Spain), *J Struct Geol*, 28(4), 602-620, doi:10.1016/j.jsg.2006.01.012.
- Martínez-Martínez, J. M., G. Booth-Rea, J. M. Azañón, and F. Torcal (2006), Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination, *Tectonophysics*, 422(1-4), 159-173, doi:10.1016/j.tecto.2006.06.001.
- Martínez-Martínez JM, Torres-Ruiz J, Pesquera A, Gil-Crespo PP (2010) Geological relationships and U-Pb zircon and 40 Ar/39Ar tourmaline geochronology of gneisses and tourmalinites from the Nevado-Filabride complex (western Sierra Nevada, Spain): tectonic implications. *Lithos* 119:238–250.
- Medialdea T, Vegas R, Somoza L, Vázquez JT, Maldonado A, Díaz-del-Río V, Maestro A, Córdoba D, Fernández-Puga MC (2004) Structure and evolution of the “olistostrome” complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): Evidence from two long seismic cross-sections. *Mar Geol* 209:173–198.

- Menzel, M. D., C. J. Garrido, V. López Sánchez-Vizcaíno, K. Hidas, and C. Marchesi (2019), Subduction metamorphism of serpentinite-hosted carbonates beyond antigorite-serpentinite dehydration (Nevado-Filábride Complex, Spain), *J Metamorph Geol*, 37(5), 681-715, doi:10.1111/jmg.12481.
- Morales, J., A. Molina-Aguilera, F. Mancilla, D. Stich, J. M. Azañón, T. Teixidó, J. A. López-Comino, B. Heit, X. Yuan, and A. M. Posadas (2022), Preservation of the Iberian Tethys paleomargin beneath the eastern Betic mountain range, *Gondwana Research*, 106, 237-246.
- Moragues, L., P. Ruano, J. M. Azañón, C. J. Garrido, K. Hidas, G. Booth Rea (2021), Two Cenozoic Extensional Phases in Mallorca and Their Bearing on the Geodynamic Evolution of the Western Mediterranean, *Tectonics*, 40(11), e2021TC006868, doi:10.1029/2021TC006868.
- Morten L, Bargossi GM, Martínez-Martínez JM, Puga E, Díaz de Federico A (1987) Metagabbro and associated eclogites in the Lubrin area, Sierra Nevada Complex, Spain. *Journal of Metamorphic Geology* 5:155-174.
- Morten L, Puga E (1984) Blades of olivines and orthopyroxenes in ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Spain: relics of quench-textured harzburgites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte* 5:211-218.
- Nestola, F., R. Angel, J. Zhao, C. Garrido, V. Sánchez-Vizcaíno, G. Capitani, and M. Mellini (2010), Antigorite equation of state and anomalous softening at 6 GPa: an in situ single-crystal X-ray diffraction study, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 33-43, doi:10.1007/s00410-009-0463-9.
- Nieto JM (1996) Petrología y Geoquímica de los ortogneises del Complejo del Mulhacén, Cordilleras Béticas. Universidad de Granada.
- Nijhuis HJ (1964) Plurifacial Alpine Metamorphism in the Southeastern Sierra de los Filabres South of Lubrín, SE Spain. PhD Thesis University of Amsterdam 151 p.
- Nieto JM, Puga E, Díaz de Federico A (2000) Late Variscan pyroclastic rocks from the Mulhacén Complex (Betic Cordillera, Spain). In: Leyrit H, Montenat Ch (eds) *Volcaniclastic Rocks, from magmas to sediments*. Gordon and Breach Science Publishers Amsterdam 217-234.
- Orozco M, Molina JM, Crespo-Blanc A, Alonso-Chaves FM (1999) Palaeokarst and rauhwacke development, mountain uplift and subaerial sliding of tectonic sheets (northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, Spain). *Geologie en Mijnbouw* 78:103-117.
- Padrón-Navarta JA, López Sánchez-Vizcaíno V, Garrido CJ, Gómez-Pugnaire MT, Jabaloy A, Capitani G, Mellini M (2008) Highly ordered antigorite from Cerro del Almirez HP-HT serpentinites, SE Spain. *Contrib Mineral Petrol* 156:679-688.
- Padrón-Navarta JA, Hermann J, Garrido C, López Sánchez-Vizcaíno V, Gómez-Pugnaire MT (2010a) An experimental investigation of antigorite dehydration in natural silica-enriched serpentinite. *Contrib Mineral Petrol* 159:25-42.
- Padrón-Navarta JA, Tommasi A, Garrido CJ, López Sánchez-Vizcaíno V, Gómez-Pugnaire MT, Jabaloy A, Vauchez A (2010b) Fluid transfer into the wedge controlled by high-pressure hydrofracturing in the cold top-slab mantle. *Earth Planet Sci Lett* 297:271-286
- Padrón-Navarta JA, López Sánchez-Vizcaíno V, Garrido CJ, Gómez-Pugnaire MT (2011) Metamorphic Record of High-pressure Dehydration of Antigorite Serpentinite to Chlorite Harzburgite in a Subduction Setting (Cerro del Almirez, Nevado-Filábride Complex, Southern Spain). *J Petrol* 52:2047-2078.
- Padrón-Navarta JA, Tommasi A, Garrido CJ, López Sánchez-Vizcaíno V (2012) Plastic deformation and development of antigorite crystal preferred orientation in high-pressure serpentinites. *Earth Planet Sci Lett* 349-350:75-86.

- Padrón-Navarta, J. A., V. López Sánchez-Vizcaíno, J. Hermann, J. A. D. Connolly, C. J. Garrido, M. T. Gómez-Pugnaire, and C. Marchesi (2013), Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites, *Lithos*, 178, 186-196, doi:10.1016/j.lithos.2013.02.001.
- Padrón-Navarta J, Tommasi A, Garrido CJ, Mainprice D (2015) On topotaxy and compaction during antigorite and chlorite dehydration: an experimental and natural study. *Contrib Mineral Petrol* 169, 1–20.
- Palomeras, I., S. Thurner, A. Levander, K. Liu, A. Villasenor, R. Carbonell, and M. Harnafi (2014), Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure, *Geochem Geophys Geosy*, 15(1), 140-160, doi:10.1002/2013gc004861.
- Pedreira, A., A. Ruiz-Constán, J. García-Senz, A. Azor, C. Marín-Lechado, C. Ayala, J. A. D. de Neira, and L. R. Rodríguez-Fernández (2020), Evolution of the South-Iberian paleomargin: From hyperextension to continental subduction, *J Struct Geol*, 138, 104122.
- Platt JP, Vissers RLM (1989) Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17:540.
- Platt JP, Anczkiewicz R, Soto JJ, Kelley SP, Thirlwall M (2006) Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology* 34 (11):981–984.
- Platt JP, Behr WM, Johannesen K, Williams JR (2013) The Betic–Rif arc and its orogenic hinterland: a review. *Annu Rev Earth Planet Sci* 41:14.1–14.45.
- Poulaki, E. M., and D. F. Stockli (2022) Paleotectonic evolution of the Western Mediterranean: Provenance insights from the Internal Betics, Southern Spain, *Frontiers in Earth Science*, doi:10.3389/feart.2022.929502.
- Porkoláb, K., L. Matenco, J. Hupkes, E. Willingshofer, J. Wijbrans, H. van Schrogenstein Lantman, and D. J. J. van Hinsbergen (2022), Tectonic Evolution of the Nevado-Filábride Complex (Sierra de Los Filábres, Southeastern Spain): Insights From New Structural and Geochronological Data, *Tectonics*, 41(8), e2021TC006922, doi:10.1029/2021TC006922.
- Précigout J, Gueydan F, Garrido CJ, Cogné N, Booth-Rea G (2013) Deformation and exhumation of the Ronda peridotite (Spain). *Tectonics* 32:1011–1025.
- Puga E (1971) Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental. PhD Thesis Universidad de Granada 269 p.
- Puga E, Díaz de Federico A, Fontboté, JM (1974) Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética. *Estudios Geológicos* 30:543–548.
- Puga E, Fontboté JM, Martín-Vivaldi JL (1975) Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southern Spain). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 55:227–241.
- Puga E, Díaz de Federico A (1976) Pre-Alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Cuad Geol Univ Granada* 7:161–179.
- Puga E (1977) Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bétique, Espagne du sud) d'éclogites et sur leur origine probable à partir d'une croûte océanique mésozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 285:379–1382.
- Puga E, Díaz de Federico A (1978) Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Implicaciones geodinámicas. In: Reunión Geod. Cordillera Bética y Mar de Alborán. Universidad de Granada, pp 79–114.
- Puga E (1990) The Betic Ophiolitic Association (Southeastern Spain). *Ofioliti* 15:97–117.

- Puga E, Díaz de Federico A, Bargossi GM, Morten L (1989) The Nevado-Filabride metaophiolitic association in the Córdar region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites. *Geodinamica Acta* 3:17–36.
- Puga E, Díaz de Federico A, Demant A (1995) The eclogitized pillows of the Betic Ophiolitic Association: relics of the Tethys ocean floor incorporated to the Alpine Chain after subduction. *Terra Nova* 7:32–43.
- Puga E, Nieto JM, Díaz de Federico A, Portugal E, Reyes E (1996) The intra-orogenic Soportujar Formation of the Mulhacén Complex; evidence for the polycyclic character of the Alpine orogeny in the Betic Cordilleras. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 89:129–162.
- Puga E, Bodinier JL, Díaz de Federico A, Morten L, Nieto JM (1997) Pseudo-spinifex meta-ultramafic rocks containing eclogitized rodingite dykes in the Betic Ophiolitic Association (SE Spain): evidence of Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria* 4, 98–99.
- Puga E, Nieto JM, Díaz de Federico A, Bodinier JL, Morten L (1999) Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacén Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Lithos* 49 (1–4): 23–56.
- Puga E, Nieto JM, Díaz de Federico A (2000) Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic Ophiolitic Association, Mulhacén Complex, southeastern Spain. *Can Mineral* 38:1137–1161.
- Puga E, Díaz de Federico A, Nieto JM (2002) Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. *Geodin Acta* 15 (1):23–43.
- Puga E, Díaz de Federico A, Nieto JM, Martín-Algarra A, González Lodeiro F, Martínez-Martínez JM, Jabaloy A, Estévez A, Galindo-Zaldívar J, Azañón JM, Balanyá JC, Soto JI, García-Dueñas V (2004) Complejo Nevadofilábride. En: Vera JA (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp 422–43.
- Puga E, Fanning CM, Nieto JM, Díaz de Federico A (2005) New recrystallisation textures in zircons generated by ocean-floor and eclogite facies metamorphism: a cathodoluminescence and U–Pb SHRIMP study with constraints from REE elements. *Canadian Mineralogist* 43:183–202.
- Puga E, Fanning CM, Díaz de Federico A, Nieto JM, Beccaluva L, Bianchini G, Díaz-Puga MA (2011) Petrology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Betic Ophiolites: inferences for Pangea break-up and birth of the Westernmost Tethys Ocean. *Lithos*: 124:255–272.
- Puga E, Díaz de Federico A, Fanning CM, Nieto JM, Rodríguez Martínez-Conde JA, Díaz-Puga MA, Lozano JA, Bianchini G, Natali C, Beccaluva L. (2017) The Betic Ophiolites and the Mesozoic Evolution of the Western Tethys. *Geosciences* 2017 7:31.
- Rodríguez-Cañero R, Jabaloy-Sánchez A, Navas-Parejo P, Martín-Algarra A (2018) Linking Palaeozoic palaeogeography of the Betic Cordillera to the Variscan Iberian Massif: new insight through the first conodonts of the Nevado-Filábride Complex. *International Journal of Earth Sciences* 107:1791–1806
- Rodríguez-Fernández LR, López-Olmedo F, Oliveira JT, Medialdea T, Terrinha P, Matas J, Martín-Serrano A, Martín-Parra LM, Rubio F, Marín, C, Montes M, Nozal F (2015) Mapa geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Rosenbaum G, Lister GS, Duboz C (2002) Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *J Virtual Explor* 8:107–130.

- Ruiz-Cruz MD, Sanz de Galdeano C (2017) Genetic significance of zircon in orthogneisses from Sierra Nevada (Betic Cordillera, Spain). *Mineralogical Magazine* 81:77–101.
- Ruiz-Cruz MD, Sanz de Galdeano C, Santamaría A. (2016) Geochemical Signatures and Inclusions in Apatite as Markers of a Hidden Ultrahigh-Pressure Event (Betic Cordillera, Spain). *Journal of Geology* 124:277–292.
- Sanz de Galdeano C (1997) La Zona Interna Bético-Rifeña. Monografías Tierras del Sur, Universidad de Granada.
- Sanz De Galdeano, C & Santamaría-López, Á (2019). The lithological sequence of the Nevado-Filábride complex (Betic internal zone) in the Sierras Nevada and Filabres. *Rev. la Soc. Geológica España* 32:113–126.
- Seber D, Barazangi M, Ibenbrahim A, Demnati A (1996) Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature* 379:785–790.
- Smye AJ, Greenwood LV, Holland TJB (2010) Garnet-chloritoid-kyanite assemblages: eclogite facies indicators of subduction constraints in orogenic belts. *J Metamorph Geol* 28 (7):753–768.
- Soto JI (1991) Estructura y Evolución Metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada.
- Trommsdorff V, López Sánchez-Vizcaíno V, Gómez-Pugnaire MT, Müntener O (1998) High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain. *Contrib Mineral Petrol* 132:139–148
- Torres-Roldán RL, Poli G, Peccerillo A (1986) An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea-Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol Rundsch* 75:219–234.
- Torres-Ruiz J, Pesquera A, Gil-Crespo PP, Velilla N (2003) Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southern Spain). *Chemical Geology* 197:55–86.
- Ulmer P., y V. Trommsdorff (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism, *Science*, 268(5212), 858-861.
- van Hinsbergen, D. J. J., T. H. Torsvik, S. M. Schmid, L. C. Mañenco, M. Maffione, R. L. M. Vissers, D. Gürer, and W. Spakman (2020), Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic, *Gondwana Research*, 81, 79-229, doi:10.1016/j.gr.2019.07.009.
- Varas-Reus, M. I., C. J. Garrido, C. Marchesi, D. Bosch, A. Acosta-Vigil, K. Hidas, A. Barich, and G. Booth-Rea (2017), Sr–Nd–Pb isotopic systematics of crustal rocks from the western Betics (S. Spain): Implications for crustal recycling in the lithospheric mantle beneath the westernmost Mediterranean, *Lithos*, 276, 45-61, doi:10.1016/j.lithos.2016.10.003.
- Varas-Reus, M. I., C. J. Garrido, C. Marchesi, D. Bosch, and K. Hidas (2018), Genesis of ultrahigh pressure garnet pyroxenites in orogenic peridotites and its bearing on the compositional heterogeneity of the Earth's mantle, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 232, 303-328, doi:10.1016/j.gca.2018.04.033.
- Vera JA (Ed.) (2004) Cordillera Bética y Baleares. En: Vera JA (ed) *Geología de España* 347–464, SGE-IGME, Madrid.
- Vera J, y A. Martínez-Algarra (2004), Divisiones mayores y nomenclatura de la Cordillera Bética, *Geología de España*, 348-350.
- Vergés, J., and M. Fernández (2012), Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system, *Tectonophysics*, 579(0), 144-172, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.032.

- Villaseñor A, Chevrot S, Harnafi M, Gallart J, Pazos A, Serrano I, Córdoba D, Pulgar JA, Ibarra P (2015) Subduction and volcanism in the Iberia–North Africa collision zone from tomographic images of the upper mantle. *Tectonophysics* 663:238–249.
- Visser RLM (1981) A Structural Study of the Central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), With Emphasis on Deformational Processes and Their Relation to the Alpine Metamorphism. Univ. of Amsterdam, Amsterdam.
- Voet HW (1967) Geological investigations in the northern Sierra de Filabres around Macael and Cóbdar, south-eastern Spain. PhD Thesis University of Amsterdam, 122 p.
- Zeck HP (1996) Betic–Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics* 254:1–16.
- Wortel MJR, Spakman W (2000) Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. *Science* 290:1910–1917.

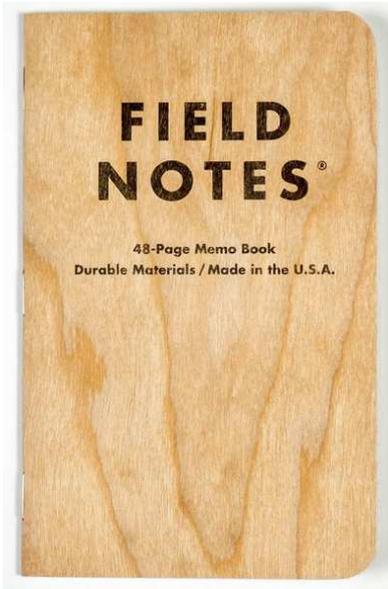
# FIELD NOTES®

48-Page Memo Book  
Durable Materials / Made in the U.S.A.



# FIELD NOTES®

48-Page Memo Book  
Durable Materials / Made in the U.S.A.







## Agradecimientos y Financiación

Los organizadores agradecen al Parque Nacional de Sierra Nevada por el permiso para realizar la excursión en el Cerro del Almirez, y a la Sociedad Geológica de España por la financiación y oportunidad de organizar esta excursión. Los organizadores agradecen, asimismo, a la Universidad de Jaén, CEACTEMA y al CSIC-IACT por su ayuda en la organización de esta excursión de campo.

Esta guía ha sido posible gracias a la financiación del proyecto DESTINE (PID2019-105192GB-I00) financiado por el MICIN/AEI/10.13039/501100011033 y el programa FEDER "una manera de hacer Europa".

J.A.P.N. agradece la financiación de un contrato Ramón y Cajal (RYC2018-024363-I) financiado por MICIN/AEI/10.13039/501100011033 y el FSE "FSE invierte en tu futuro", y M.M. un contrato posdoctoral (Postdoc\_21\_00791) financiado por la Junta de Andalucía (Consejería de Conocimiento y Universidades), FEDER y FSE. Esta guía es parte de la actividad de los grupos de investigación de la Junta de Andalucía RNM-131 y RNM-374.

