



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

**MASTER DE GEOLOGÍA AMBIENTAL Y RECURSOS GEOLÓGICOS**

**Especialidad en Procesos y Dinámica de la Litosfera**

**ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DE CIZALLA DUCTIL EN EL MACIZO  
PERIDOTÍTICO DE CALZADILLA DE LOS BARROS  
(EXTREMADURA)**

**ALBERTO JIMÉNEZ DÍAZ  
MADRID, CURSO 2007-2008**



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

**MASTER DE GEOLOGÍA AMBIENTAL Y RECURSOS GEOLÓGICOS**

**Especialidad en Procesos y Dinámica de la Litosfera**

**ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DE CIZALLA DUCTIL EN EL MACIZO  
PERIDOTÍTICO DE CALZADILLA DE LOS BARROS  
(EXTREMADURA)**

**ALBERTO JIMÉNEZ DÍAZ  
MADRID, CURSO 2007-2008**

**Calificamos el Proyecto como “Apto”.**

**TUTORES:**

**Dr. RAMÓN CAPOTE DEL VILLAR**

**Dra. ROSA MARÍA TEJERO LÓPEZ**

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación ha sido posible gracias a la ayuda y orientación de mis directores, el Dr. Ramón Capote del Villar y la Dra. Rosa María Tejero López, del Dpto. de Geodinámica. Muchísimas gracias a ambos por confiar en mí para este trabajo, y por apoyarme sin reservas.

A Charo Lunar, Lorena Ortega, Serafín Monterrubio y Fernando Gervilla, les agradezco, además de su apoyo, su inestimable ayuda en campo, y todos los conocimientos que han compartido desinteresadamente conmigo.

A Casimiro Maldonado y David Rodríguez Martínez, de Rio Narcea Nickel, S.A., quiero agradecer su total colaboración para la realización de este trabajo. Gracias David por tu compañía en campo, y por enseñarme tan buenos afloramientos.

A Jesús Fernández Carrasco, muchas gracias por el amplísimo conocimiento que has puesto a mi disposición sobre la geología de Ossa-Morena, por la formación y experiencia adquirida estos últimos meses, por hacerme partícipe de tus inquietudes y por contagiarme tu entusiasmo.

A Jesús y José, por los buenos ratos pasados cortando las muestras orientadas y secciones pulidas empleadas para la investigación, muchas gracias.

A mis compañeros y ante todo, amigos, que compartimos un mismo sueño: Antonio, Nacho, José Luís, Javi, Raquel (nuestro contacto en el *Jaume*), José Antonio, María, Anita, Cris, Rebeca...y a quienes ya lo han conseguido: Javier, Cristina e Ignacio (nuestro contacto en California)... muchas gracias por los consejos y la ayuda, por los días de campo, las charlas, y por todo el apoyo recibido.

A mis amigos: Víctor, Emilio, Pilar, Mónica, Imelda, Nieves, Laura, Emma, María, Ali, Juan, Jorge, Isma, y tantos otros, con quienes tanto he disfrutado a lo largo de la carrera. Muchas gracias a todos.

A Esther y Antonio. Muchísimas gracias a ambos por estar siempre animándome y apoyándome. Esther, tu mejor que nadie sabes lo que estas páginas significan para mí, y lo que han costado. No lo hubiera conseguido sin ti, y jamás podré agradecerte lo suficiente que siempre estés a mi lado.

A mi familia. A mis padres, Ufe y María; a mis hermanos, Alicia, Manuel y Alejandro; y a la pequeña de la casa, Patricia. Porque si a alguien le debo dar las gracias por este primer paso, es sin duda a vosotros.

Alcanzar esta primera meta habría sido completamente imposible sin una persona muy especial. No tengo palabras suficientes para agradecerte todo lo que has hecho por mí durante este tiempo. Muchísimas gracias María José por tus constantes ánimos, comprensión, apoyo y paciencia, pero sobretodo... por creer en mí.

*“La alegría de ver y entender es el  
más perfecto don de la naturaleza”  
Albert Einstein.*

A todos, muchas gracias.

---

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS .....	1
2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA .....	3
3. ANTECEDENTES .....	6
4. METODOLOGÍA .....	16
4.1. <u>Consulta de estudios previos</u> .....	16
4.2. <u>Trabajo de campo</u> .....	16
4.3. <u>Estudio microestructural</u> .....	17
4.4. <u>Análisis e Interpretación de los resultados</u> .....	18
5. LA ESTRUCTURA DEL MACIZO CERRO CABRERA Y SU ENTORNO .....	19
5.1. <u>Mapa Geológico de Calzadilla de los Barros</u> .....	19
5.2. <u>Macizo peridotítico Cerro Cabrera y Sierra de Cabeza Gorda</u> .....	21
5.2.1. <i>Serpentinitas de Sierra de Cabeza Gorda</i> .....	21
5.2.2. <i>Serpentinitas de Cerro Cabrera</i> .....	23
5.2.3. <i>Metagabros de Cerro Cabrera</i> .....	26
5.3. <u>Rocas encajantes</u> .....	31
5.3.1. <i>Sucesión Tentudía</i> .....	31
5.3.2. <i>Formación Malcocinado</i> .....	32
5.3.3. <i>Formación Torreárboles</i> .....	33
5.4. <u>La estructura del área de estudio en el marco de la deformación regional</u> .....	34
6. ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN DUCTIL .....	37
6.1. <u>La Zona de Cizalla de los Llanos</u> .....	37
6.1.1. <i>Sector de "Los Llanos de Zafra"</i> .....	38
6.1.2. <i>Sector de "El Calerizo"</i> .....	44
6.2. <u>La Zona de Cizalla de los Llanos en el marco de la deformación regional</u> .....	45
7. CONCLUSIONES .....	46
8. BIBLIOGRAFÍA .....	48

## 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El Macizo Ibérico constituye uno de los segmentos del Orógeno Varisco aflorantes en Europa occidental. En él se expone una transversal completa del orógeno, y en concreto, la Zona de Ossa Morena representa parte de la región interna de la rama meridional de la Cadena Varisca.

En la Zona de Ossa Morena existen diversas manifestaciones de rocas ultrabásicas (Monterrubio, 1991), cuyo significado geológico y geotectónico está todavía lejos de ser resuelto en conjunto. Algunas de estas rocas forman asociaciones que han sido interpretadas como complejos ofiolíticos, los cuales evidencian la existencia de paleosuturas en la cadena Hercínica. Tal situación no ofrece duda en el caso de la ofiolita de Beja-Acebuches (Crespo-Blanc, 2004), situada en el límite de Ossa Morena con la Zona Sudportuguesa, o en el caso de la serie de vulcanitas básicas y serpentinitas de Varas-Guadalbarbo, situadas en el límite meridional del Culm de Los Pedroches (Crousilles *et al.*, 1976).

A parte de estas rocas situadas en los límites de Ossa-Morena o sus proximidades, existen otras rocas ultrabásicas dentro de zonas internas:

- Al norte de la cuenca carbonífera del río Matachel, entre el Carbonífero y Rífeense del Dominio Valencia de las Torres, al SW y Paleozoico y Rífeense del Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina al NE. Se trata de pequeños lentejones de serpentinitas, gabros y dioritas que afloran a lo largo de fracturas que ponen en contacto los dominios antes citados (Apalategui e Higuera, 1983).
- En el dominio de Valencia de las Torres a lo largo de fracturas que separan el Grupo Atalaya y Grupo Higuera de Llerena-Hinojosa del Valle, en las proximidades del contacto del ortogneis de Ribera del Fresno (Chacón y Velasco, 1981; Apalategui e Higuera, 1983; Apalategui *et al.*, 1988). Se trata nuevamente de lentejones de serpentinitas asociados a fracturas, de algunas decenas de metros de potencia y que se extienden discontinuamente durante 10 km en las hojas 1:50.000 de Villafranca de los Barros, Hornachos y Usagre.
- En relación con la Falla de Azuaga (proximidades de Berlanga, Apalategui *et al.*, 1985b) y su continuación al NW, sector de Las Grullas, entre los dominios de

Valencia de las Torres y Sierra Albarrana (Chacón y Velasco, 1981; Crespo-Blanc, 2004; Azor *et al.*, 2004).

- Dentro del núcleo Precámbrico del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, en las proximidades de Calzadilla de los Barros, se hallan tres masas serpentínicas que totalizan una superficie aproximada de 18 km<sup>2</sup> (Fernández-Carrasco *et al.*, 1980).

En este trabajo se estudian los macizos situados en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, prestando especial atención al macizo Cerro Cabrera. Este cuerpo contiene mineralizaciones de Cr, Ni, Cu y Elementos del Grupo del Platino de características similares a las existentes en otras partes de Ossa Morena. En la actualidad, estas mineralizaciones son objeto de especial interés para la prospección de yacimientos de interés económico.

La presente *Tesis-Máster* se enmarca en los trabajos realizados por el equipo de investigación coordinado por la Dra. Rosario Lunar que agrupa investigadores de los Departamentos de Cristalografía y Mineralogía y de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, de la Universidad de Salamanca y del Instituto Geológico y Minero de España, dedicado a la investigación ***“Nuevas mineralizaciones de Cromo, Níquel, Cobre y Elementos del Grupo del Platino asociadas al macizo peridotítico de Calzadilla de los Barros (Extremadura): Modelización metalogénica y marco tectónico”***.

El objetivo principal de este trabajo es conocer las características de la deformación dúctil y la estructura del macizo peridotítico Cerro Cabrera y de sus rocas encajantes.

Para alcanzar este objetivo principal ha sido necesario afrontar una serie de objetivos parciales a lo largo de la investigación:

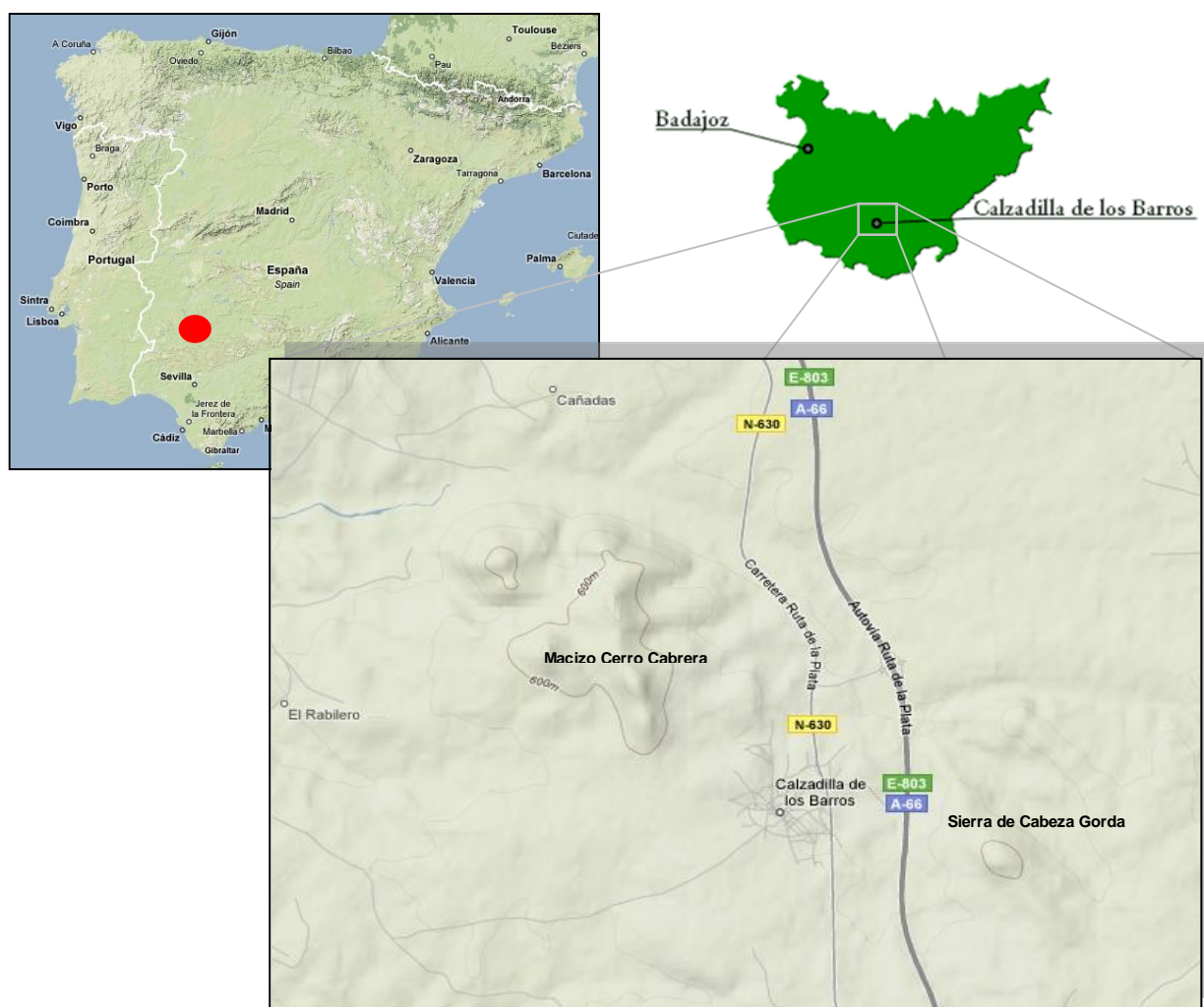
- Estudio de la macroestructura en el área de Calzadilla de los Barros.
- Estudio de la deformación dúctil asociada a la Zona de Cizalla de los Llanos.

## 2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La zona de estudio está situada al Sur de la provincia de Badajoz, dentro de la comarca de Zafra - Río Bodión, en el Término Municipal de Calzadilla de los Barros, a unos 18 km al Sur de Zafra.

El área está limitada por las coordenadas UTM (Huso 29) 728000 y 738000 m de longitud, y 4239500 y 4247000 m de latitud, incluida en las hojas topográficas escala 1:25000 876-I y 876-II editadas por el Instituto Geográfico Nacional.

La Sierra de Cabeza Gorda y el macizo Cerro Cabrera, donde afloran las rocas peridotíticas, con cotas de 630 y 672 m respectivamente abarcan un área aproximada de unos 18 km<sup>2</sup>.



**Figura 2.1.** Localización geográfica del área de estudio, en el interior de la Península Ibérica, con la situación del municipio de Calzadilla de los Barros y vías de comunicación.

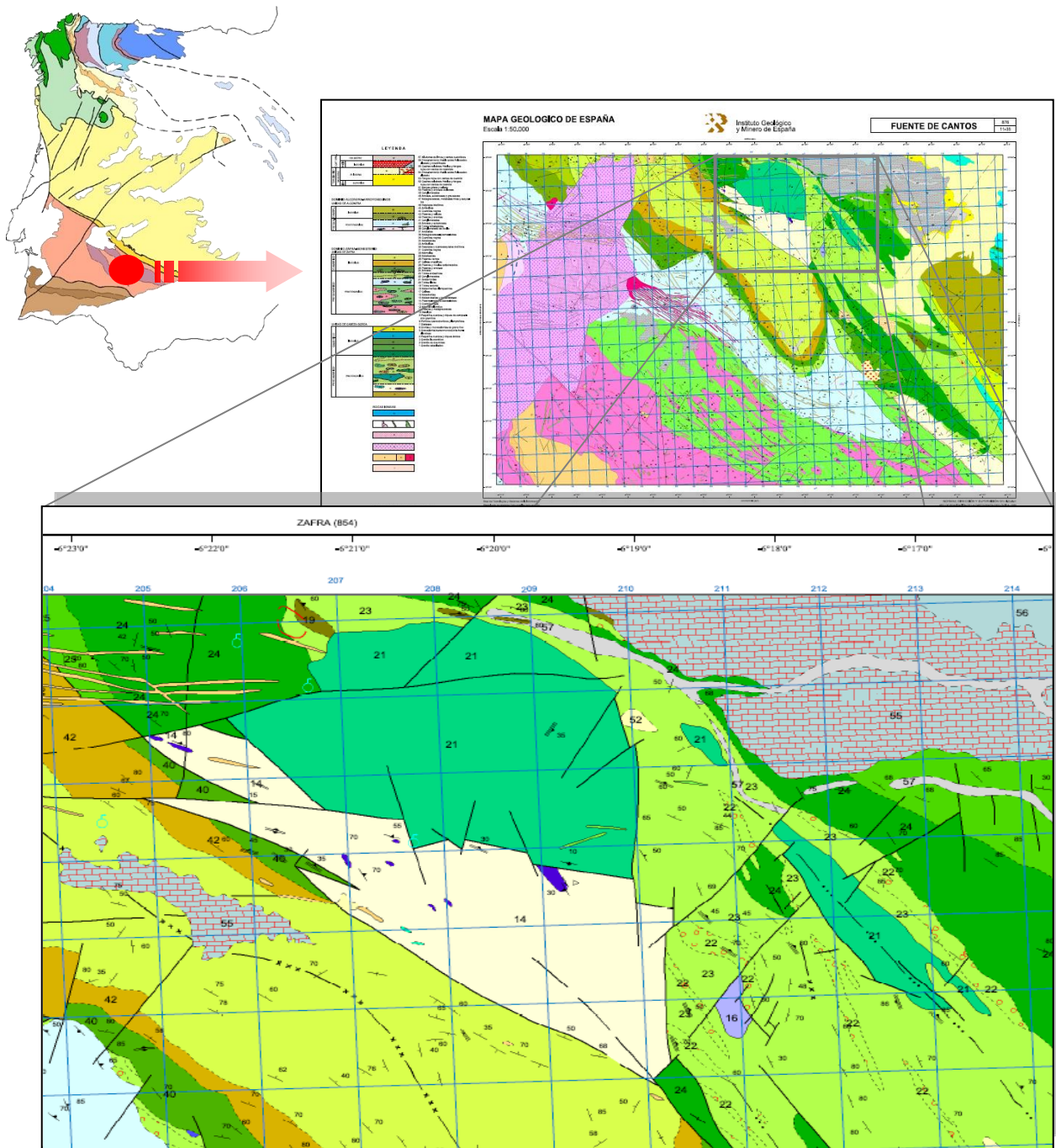
Las serpentinitas situadas en el entorno de Calzadilla de los Barros fueron detectadas durante la realización de la hoja geológica MAGNA de Fuente de Cantos realizada por Fernández-Carrasco *et al.*, (IGME, 1980) (*Fig. 2.2*).

Desde el punto de vista geológico el área de Calzadilla de los Barros se sitúa dentro de la Zona de Ossa-Morena, en el flanco Noreste del Anticlinorio Olivenza-Monesterio. Dicho Anticlinorio constituye una vasta estructura cuyo núcleo, ocupado por sucesiones proterozoicas, queda flanqueado por materiales que llegan al Cámbrico medio. En concreto, la zona de estudio se sitúa en la Unidad de Cabeza Gorda del Dominio de Zafra-Monesterio (Fernández-Carrasco *et al.*, 1980) (*Fig. 2.2*). Este dominio se caracteriza por una sucesión precámbrica de probable edad Rifeense medio, afectada por metamorfismo que en la zona más profunda llega a ser de grado alto (migmatitas de Monesterio y Sucesión Montemolín).

Sobre esta sucesión se dispone, sin solución de continuidad, una serie de materiales detríticos finos, con importante aporte volcanoclástico ácido, que engloban niveles de cuarcitas negras (Sucesión Tentudía). Sobre los materiales de la Sucesión Tentudía, en discordancia angular y erosiva, yace una formación volcanosedimentaria con tobas andesíticas y niveles de conglomerados poligénicos. Esta formación está bien representada en toda la región, llegando hasta las proximidades de Córdoba, hacia el Este, y cerca de Olivenza hacia el Oeste, habiendo sido descrita por Fricke (1941) como la Formación Malcocinado. Sobre esta formación volcanoclástica yace, en discordancia erosiva, una formación detrítica, la Formación Torreárboles, bien definida en la sierra de Córdoba por Liñan (1976). Dentro de esta formación se sitúa el límite Precámbrico-Cámbrico.

Las rocas ultramáficas de la Sierra de Cabeza Gorda se sitúan en la Formación Malcocinado que en la Unidad de Cabeza Gorda presenta una potencia importante y gran variedad litológica con rocas lávicas subvolcánicas, volcanosedimentarias y conglomeráticas. En estas litologías, Arriola *et al.*, (1984a) describe dos fases de deformación y metamorfismo regional del grado muy bajo a inicio del grado bajo. Es presumible que el macizo ultramáfico sea de edad Precámbrica, coetáneo a la Formación Malcocinado, pero este punto es de problemática demostración.

Las rocas ultramáficas que componen el macizo Cerro Cabera están en contacto por una parte con materiales de las sucesiones Tentudía y Torreárboles, y por otra, al igual que la masa de Cabeza Gorda, con materiales de la Formación Malcocinado.



**Figura 2.2.** Esquema geológico del área de estudio, extraído de la Hoja MAGNA 876 de Fuente de Cantos realizada por Fernández-Carrasco *et al.*, (IGME, 1980).

### 3. ANTECEDENTES

En el año 1980 con motivo de la realización de la Hoja 876 (Fuente de Cantos) del Proyecto MAGNA, se reconocieron por primera vez varios cuerpos de serpentinitas, con mineralizaciones de cromita, no descritos con anterioridad ni en esta área ni en ninguna otra de la Zona de Ossa-Morena, a excepción de algunas rocas ultramáficas en dominios más septentrionales, dentro de materiales precámbricos y paleozoicos (Arriola *et al.*, 1981; Apalategui e Higuera, 1981; Crousilles y Dixaut, 1977).

A raíz del descubrimiento, además de la memoria de la Hoja 876 publicada por el IGME, Arriola, Cueto, Fernández-Carrasco y Garrote (1984a) estudian las serpentinitas y las mineralizaciones de cromo asociadas. Las rocas ultramáficas serpentinizadas aflorantes en Sierra de Cabeza Gorda y Cerro Cabrera son consideradas por estos autores como parte de la Formación Malcocinado, junto con otras rocas granudas granitoides y dioríticas. Las razones que avalan esta hipótesis, según los autores citados, son:

- El hecho de que los tres afloramientos ultramáficos se encuentren en contacto con materiales de dicha formación, y que el contacto del cuerpo de Cerro Cabrera con materiales de la Sucesión Tentudía es tectónico.
- Las serpentinitas de Cabeza Gorda están en contacto con materiales tobáceos sin evidencias de que el contacto no sea concordante. Además esta masa afloraría a favor de un anticlinal que pliega a términos de la Formación Malcocinado.
- La ausencia de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes.

De los estudios petrográficos, se constata la presencia de peridotitas totalmente serpentinizadas, piroxenitas parcialmente tremolitizadas, rocas de talco-carbonato y clorititas dentro de las masas ultramáficas (Arriola *et al.*, 1984a).

Otro hecho que apoya, a su juicio, la consideración de estas rocas como parte de la Formación Malcocinado consiste en que la neoformación de antigorita, crisotilo, carbonato y magnesita en las serpentinitas; de tremolita y calcita en las piroxenitas; y de talco, carbonato y clorita en las rocas de talco-carbonato son compatibles con las condiciones metamórficas de las rocas encajantes.

Estos autores ponen de manifiesto la existencia de bandas con deformación milonítica, donde se observan dos esquistosidades. De igual manera, las muestras sin textura esquistosa son interpretadas como partes de las masas no tectonizadas.

Por otro lado clasifican la roca original como peridotita con piroxeno rómbico y cromita. Solo localmente existen piroxenitas, sin que se aprecie la relación exacta con las peridotitas (paso gradual o carácter intrusivo). Consideran estas rocas ultramáficas como peridotitas-serpentinitas de tipo Alpino emplazadas con contactos subconcordantes con el resto de materiales.

Los importantes cambios mineralógicos que presentan estas rocas son considerados por Arriola *et al.*, (1984a) como producto del metamorfismo regional en condiciones de grado bajo ya que aprecian una blastesis sintectónica asociada esencialmente a la primera fase de deformación. Las mineralizaciones de cromita que aparecen en la masa de Cabeza Gorda son de origen magmático, y representan cuerpos generados por diferenciación dentro de las peridotitas. Los análisis de los contenidos en Cr y Ni efectuados, con el fin de evaluar sus posibilidades mineras, arrojan contenidos propios de rocas ultramáficas. En el indicio de cromita la mineralización contiene tal y como aflora, del 17,64 % al 32, 70 % de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Se analizaron también elementos traza como Mn, Cu, Ti, Zn, Co y V, obteniéndose resultados normales para estas rocas.

Posteriormente y a instancias del IGME, la Compañía General de Sondeos S.A. realizó un proyecto cuyo objetivo principal consistía en el conocimiento de las características y evolución espacial de la mineralización de cromita aflorante en la parte Sur de la masa serpentinitica de Cabeza Gorda. La primera fase de este proyecto consistió en la realización de una campaña de Geofísica y elaboración de mapas de anomalías gravimétricas con el objeto de localizar las zonas más propicias para el emplazamiento de los sondeos mecánicos que les permitiera investigar la mineralización de cromita en profundidad. Como resultado de la primera fase se observó la existencia de una anomalía gravimétrica importante en el sector occidental de la terminación Sur del macizo ultramáfico de Cabeza Gorda. En una segunda fase se realizaron una serie de sondeos y calicatas en las zonas preestablecidas. Estas zonas elegidas fueron la zona de anomalía gravimétrica, emplazándose en este lugar un sondeo de 60 m de profundidad; y los afloramientos de cromita, donde se emplazaron el resto de los sondeos. Teniendo en cuenta la potencia y extensión de los afloramientos de cromita, se consideró que la mineralización no debería investigarse por encima de los 30 m de profundidad.

Posteriormente se realizaron estudios petrográficos, análisis químicos para determinar el Cr, Ni y Pt, y medidas de densidad tanto de muestras en superficie como otras procedentes de los testigos de los sondeos. De los estudios realizados se pudo comprobar que la anomalía gravimétrica se debía a una mayor densidad de la roca, al ser en ella menor la serpentización. Aunque de visu, y sobre testigo, el aspecto de la roca es el de una serpentinita en donde se conservan algunas formas cristalinas de piroxenos, al microscopio se observa que la serpentización no ha sido muy intensa permitiendo reconocer las características texturales y mineralógicas de la roca antes de la serpentización.

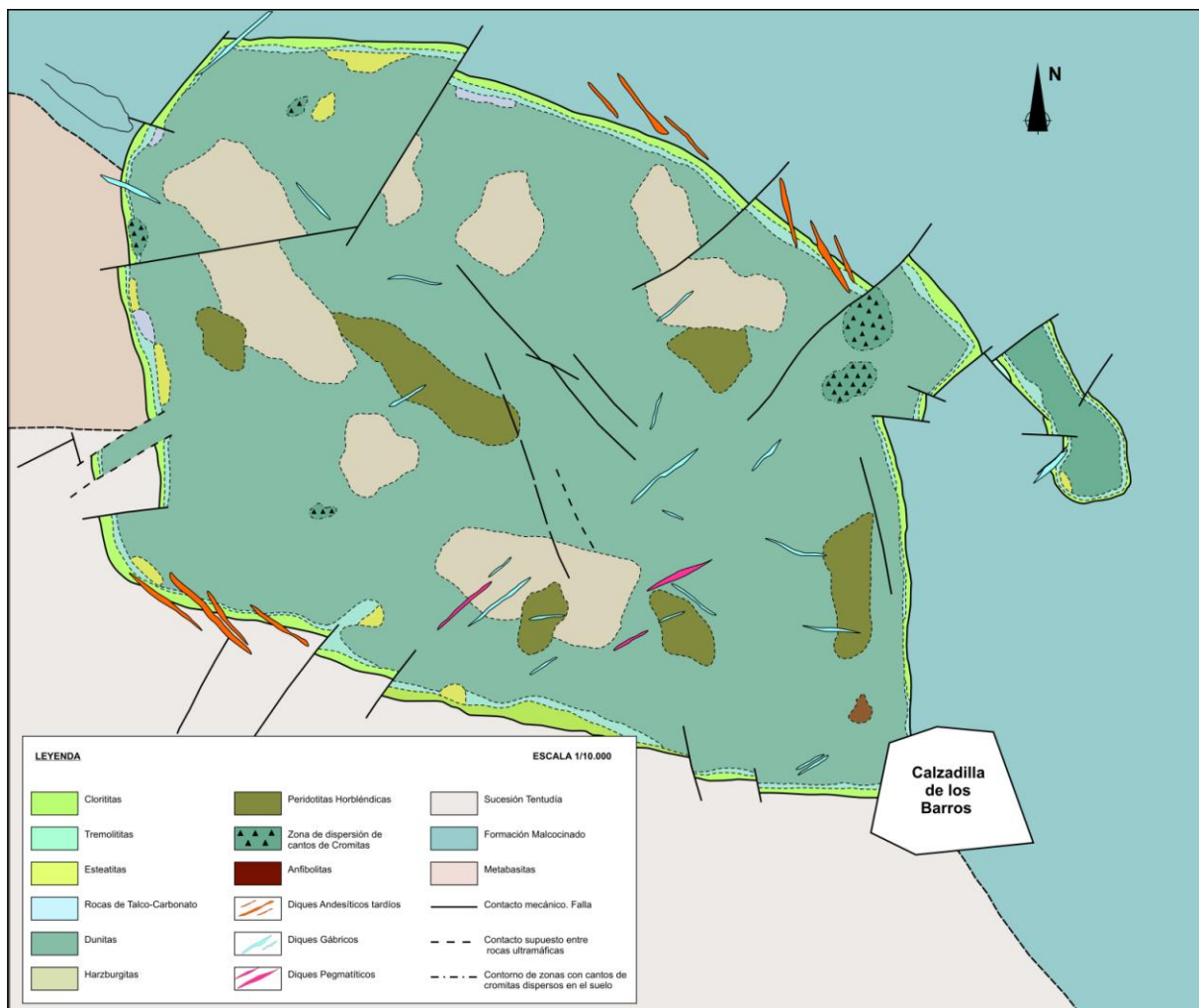
Respecto a la zona mineralizada llegan a la conclusión de que la mineralización presenta una morfología podiforme, siendo muy difícil la localización de cuerpos mineralizados por métodos de exploración de geología de superficie. De igual forma las dimensiones del cuerpo mineralizado no son suficientes como para justificar una explotación para cromita, en el supuesto de que la única masa mineralizada sea la estudiada. El contenido en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de la mineralización aflorante, todo uno, es del orden del 25 %. Se manifiesta el importante interés que experimentarían estas masas mineralizadas si se llegase a estimar de forma adecuada que el contenido en Platino de la mineralización es del orden de las cifras obtenidas en los análisis realizados (entre 1 y 2 ppm). Al igual que en el trabajo de Arriola *et al.*, (1984a), durante la realización de este Proyecto se pusieron de manifiesto la existencia de facies marginales en los bordes de las masas ultramáficas, principalmente clorititas y rocas de talco-carbonato.

De forma conjunta a las investigaciones del IGME, Aguayo (1985), realiza un estudio sistemático de las rocas ultramáficas de los tres macizos aflorantes. A continuación se describen sus principales aportaciones.

Se pone de manifiesto la serpentización prácticamente total que presentan estos materiales. No obstante, las texturas que no han sido destruidas por la serpentización, parece reflejar una variación primaria en minerales como piroxeno (enstatita?) y anfíbol (horblenda?) diferenciando tres litologías principales: Dunitas, Harzburgitas y Peridotitas horbléndicas (*Fig. 3.1*). Las muestras procedentes de los sondeos realizados por el IGME en la masa de Sierra de Cabeza Gorda, determinan que corresponden a rocas de naturaleza piroxénica formadas por diferenciación magmática, afectadas en pequeño grado por la serpentización. Gracias al muestreo sistemático se constató la presencia de una facies clorítica desarrollada de forma concéntrica en los márgenes de las masas ultramáficas, presentando ésta, localmente, una intensa deformación con formación de esquistosidad y microplegues. Destaca la presencia de una banda, más o menos desarrollada, pero siempre

presente, de rocas tremolíticas localizadas en las zonas de borde y constituyendo una facies más interna que las clorititas. Se identifican sectores esteatitizados, fundamentalmente en la masa de Cerro Cabrera, localizados en las zonas marginales, de potencia reducida en superficie con posibles variaciones en profundidad. Las rocas talco-carbonatas tienen escasa presencia en superficie, y de forma local parecen alcanzar mayor importancia en profundidad tal y como se observa en los sondeos realizados por el IGME en Cabeza Gorda.

En este estudio se identifican rocas cromitíticas de probable morfología podiforme en la masa de Cerro Cabrera. Se describe también una intensa red de diques de naturaleza básica (gabros, diabasas, en menor grado andesitas) de pequeñas dimensiones afectando a la masa de Cerro Cabrera. Por otro lado, diques andesíticos tardíos que no afectan las masas ultramáficas, o lo hacen muy ligeramente.

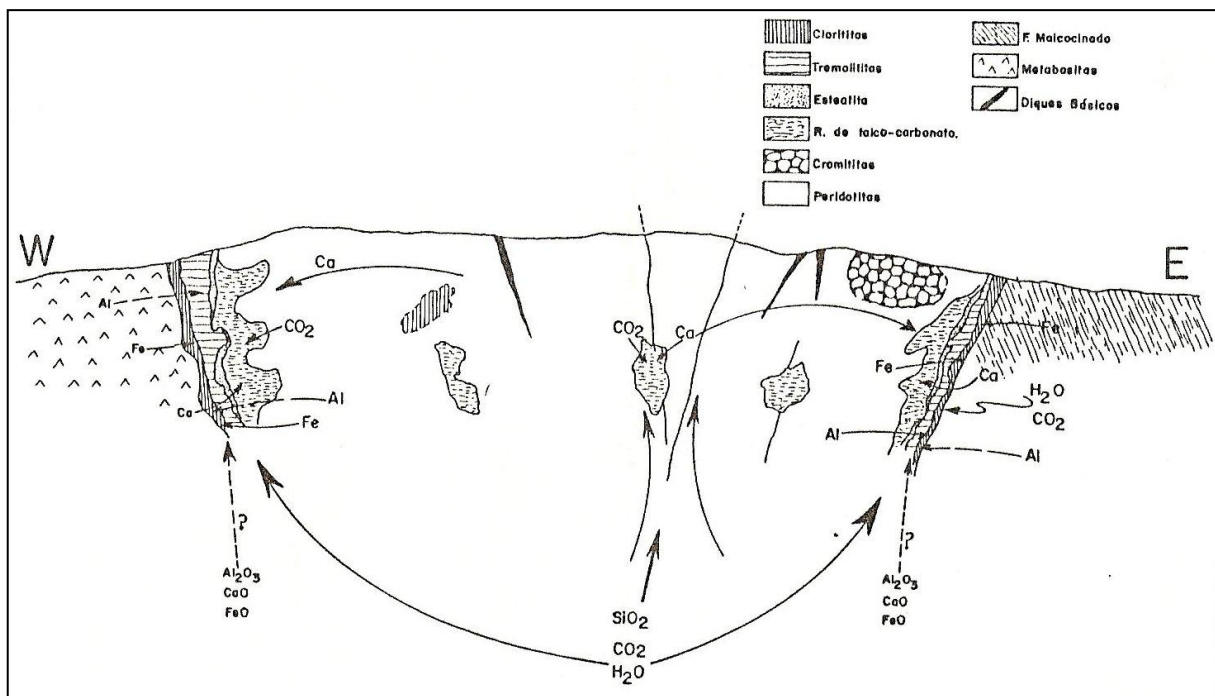


**Figura 3.1.** Esquema interpretativo de la distribución de los distintos tipos petrográficos peridotíticos, diques básicos, diques tardíos y bordes de alteración en el macizo Cerro Cabrera, a partir del muestreo sistemático realizado por Aguayo (1985). (IGME, 1987).

Se observan importantes fracturas dentro de las masas peridotíticas, sobretodo en Cerro Cabrera, que llevan asociadas una intensa deformación cataclástica. En las zonas de cizalla dúctil existen hasta dos esquistosidades de origen milonítico, y a través de las cuales, según este autor, se produce una adición principalmente de  $\text{SiO}_2$  a la roca ultramáfica. La composición química de las masas ultramáficas parece ser bastante uniforme mostrando importantes variaciones en cuanto al contenido de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{MgO}$  en los bordes de las mismas, así como en zonas internas afectadas por fracturas.

Los datos geoquímicos de estas rocas parecen apuntar hacia materiales de origen oceánico emplazados tectónicamente. Por su lado los diques básicos presentes en las masas parecen indicar un magmatismo de dorsal y fondo oceánico, aunque según el propio autor, estos datos geoquímicos deben ser manejados con precaución debido a intensa alteración de las rocas ultrabásicas. En ningún punto del contacto con el encajante se observa indicios de metamorfismo de contacto, lo que parece reafirmar el emplazamiento tectónico invocado para estas masas.

En sus conclusiones, Aguayo (1985), plantea un modelo evolutivo para las masas ultramáficas, donde destaca la complejidad de la historia geológica sufrida por estas rocas, y los posibles intercambios entre los sistemas aflorantes y los aportes de tipo externo (Fig. 3.2).



**Figura 3.2.** Corte interpretativo de los posibles intercambios de elementos acaecidos en los macizos ultramáficos de Calzadilla de los Barros. (Aguayo, 1985).

El proyecto de investigación desarrollado por el IGME identificó una mineralización de cromita asociada a las peridotitas con leyes de 0,78% Cr, 0,33% Ni, 1,7 g/T Au y con contenidos menores de Pt y Pd.

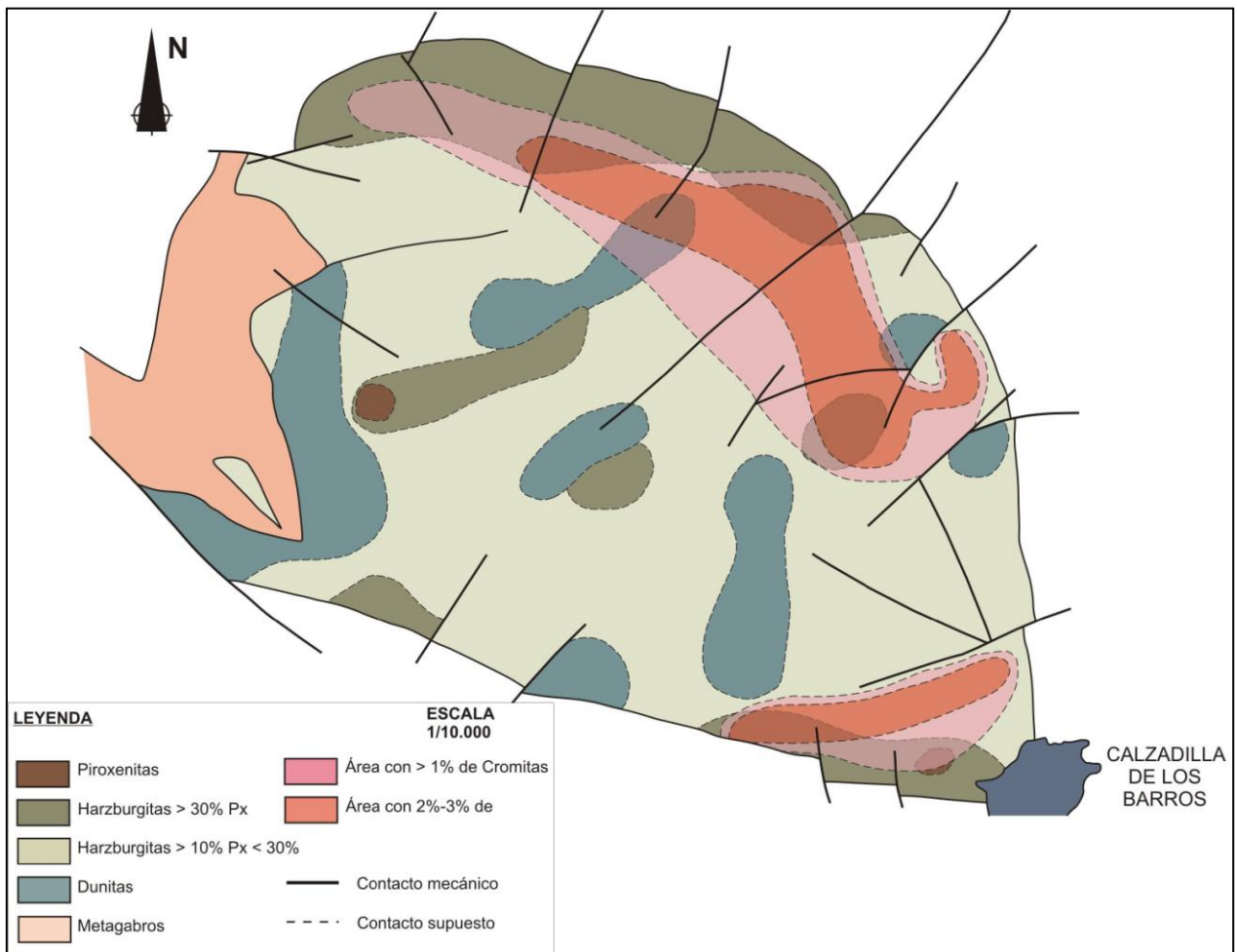
Hasta el momento, las investigaciones sobre los recursos de cromo existentes en Calzadilla de los Barros, realizadas por el IGME, se centraron exclusivamente en la masa de Cabeza Gorda. Con el trabajo de Aguayo (1985), se puso de manifiesto la existencia de rocas cromitíticas de probable morfología podiforme en la masa serpentínica de Cerro Cabrera. En 1990, y continuando los trabajos de investigación descritos anteriormente, la empresa E.N. ADARO realiza el Programa de investigación de Cr-Ni, Au y Pt en la reserva "Calzadilla de los Barros" (Badajoz), centrandó su estudio en el macizo Cerro Cabrera. A continuación se describen sus principales observaciones.

La totalidad del macizo peridotítico aparece serpentizado, conservándose solo escasos relictos de algunas fases minerales originales: olivino y cromoespinela, los cuales han sido transformados a serpentina y magnetita dominantes. El alto grado de alteración de las rocas y sobretodo de la serpentización, dificulta grandemente el estudio de este macizo. Sin embargo, a partir de un estudio textural minucioso, se pudo reconstruir la composición del protolito. De esta forma, atendiendo a estos criterios texturales, se distinguieron dentro de la masa serpentínica, los siguientes protolitos: Dunitas, Harzburgitas y Piroxenitas. En el borde Oeste aparecen metagabros genéticamente relacionados con el macizo. La distribución espacial de los tipos peridotíticos diferenciados en este trabajo (*Fig. 3.3*), no parece seguir pautas geométricas sencillas o claras. Se observa una tendencia de los tipos más ricos en piroxeno tanto en el borde Norte como en el Sur, donde son más frecuentes, si bien no son exclusivos de estas zonas. La roca podría estar formada por harzburgitas que engloban abundantes masas irregulares de dunitas, siendo el paso entre ambas gradual. Se vuelven a identificar dentro de la masa serpentínica otras litologías de menor importancia volumétrica como Piroxenitas (posibles diferenciados magmáticos), Anfibolitas, diques básicos y diques tardíos.

Como se ha comentado anteriormente, y de acuerdo con el estudio petrográfico realizado por Aguayo (1985), se remarca que la totalidad del macizo peridotítico aparece serpentizado, estando constituido más del 90% de la roca, por minerales serpentínicos; entre los que distinguieron por su hábito bastita, antigorita y crisotilo. El crisotilo se halla en cantidades muy accesorias y aparece en fibras ocupando fracturas, mientras que la antigorita y la bastita se encuentran en proporciones elevadas en estas rocas, formando el entramado básico de las mismas. Las texturas habituales son fibrosa fina, entrecruzada,

blastogranuda, en malla y fibroso-radial, y a menudo se observan texturas esquistosas. Los componentes accesorios comunes son opacos (fundamentalmente magnetita) y cromita. De forma esporádica se hallan anfíbol, talco, carbonatos y clorita. Pueden mostrar frecuentes venillas de calcedonia-ópalo, minerales de la arcilla y vetas de clorita y carbonatos.

Se describen de forma puntual afloramientos de rocas muy esquistosas constituidas, además de por serpentina, por otros minerales hidratados como talco, clorita y tremolita, localizados hacia los bordes del macizo serpentínico. La mayor parte de cantos sueltos de clorititas (sobre suelo potente) se han localizado en el borde occidental del macizo. Y se ha observado un afloramiento de tremolita que presenta una notable silicificación y una textura fibroso-radiada.



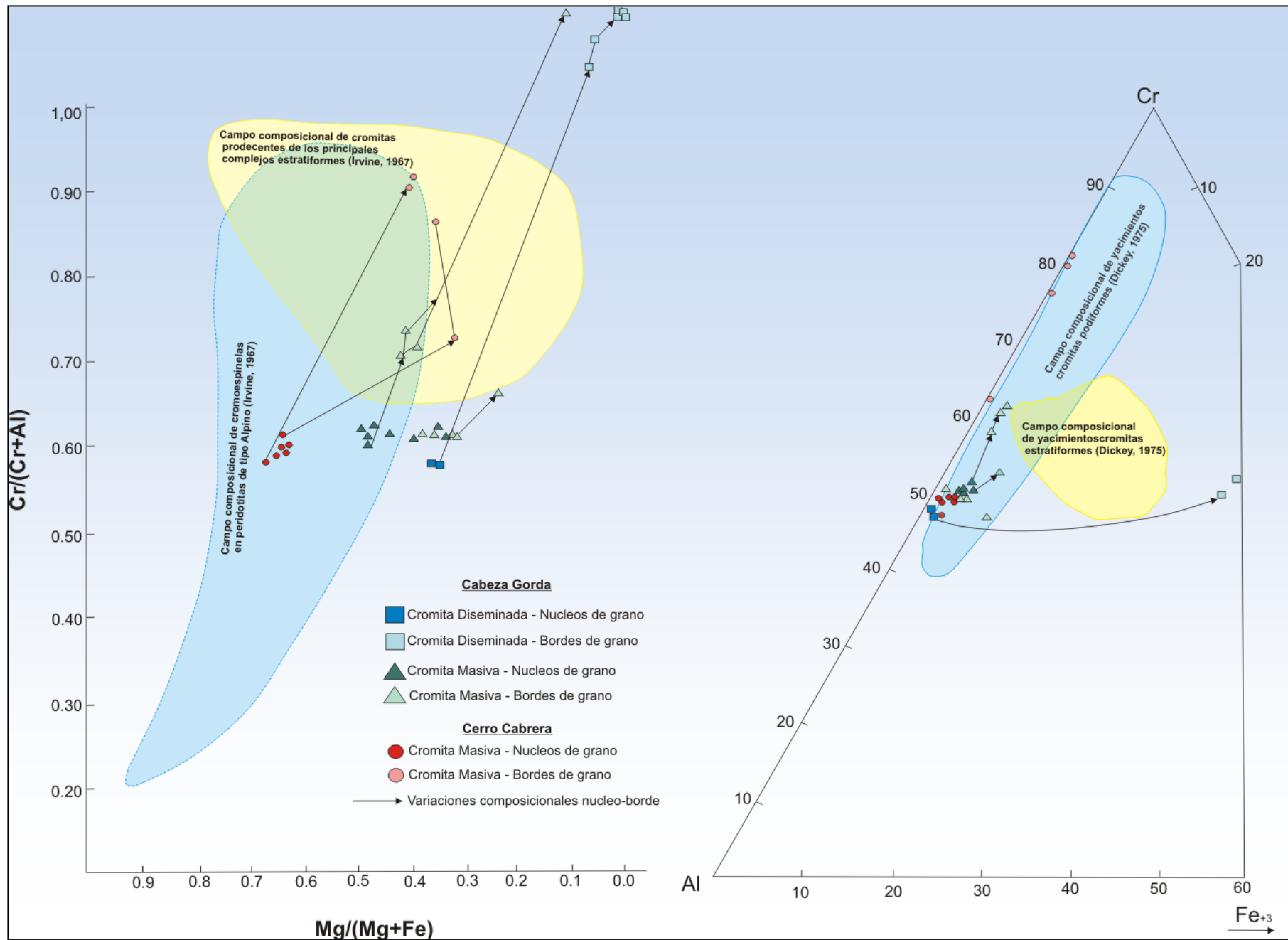
**Figura 3.3.** Mapa petrográfico y distribución espacial del contenido en Cromita en el macizo Cerro Cabrera. (E.N. ADARO, 1990).

Dentro del Proyecto realizado por ADARO, Monterrubio (1991) realiza los primeros estudios mineralógicos de las cromitas identificadas en Cerro Cabrera.

La cromita aparece en las rocas peridotíticas del macizo Cerro Cabrera en proporciones accesorias, pero se concentran en dos áreas principalmente (Fig. 3.3). La principal en una banda subparalela al contacto norte del macizo y la segunda, en el extremo suroriental del macizo. No se observa una correspondencia clara entre la distribución del contenido en cromita y la de los tipos petrográficos peridotíticos. En la S<sup>a</sup> Cabeza Gorda la mineralización consiste en un cuerpo lenticular de aproximadamente 30 m de longitud por 1.5 m de potencia y escasa continuidad en profundidad, mientras que en Cerro Cabrera está formada por fragmentos de cromita dispersos en varias áreas sin que se hayan observado *in situ*. Las muestras analizadas de Cabeza Gorda son predominantemente masivas y muy fracturadas mientras que las de Cerro Cabrera están formadas por acumulados magmáticos de granos redondeados con contenidos variables de silicatos intergranulares.

Según Monterrubio (1991), la composición química de los núcleos de cromita es muy homogénea e indica un origen ofiolítico. El Cr y el Al dominan a partes iguales, siendo muy escaso el contenido en Fe<sup>3+</sup>. En los cationes divalentes existe mayor variabilidad entre mineralizaciones de ambos macizos, dominando Mg en Cerro Cabrera y Fe<sup>2+</sup> en Cabeza Gorda. Las mayores heterogeneidades composicionales se observan en los bordes de grano, debido a la alteración que originan los procesos de serpentización y metamorfismo, siendo la zona alterada proporcional a la cantidad de matriz silicatada. Los bordes de grano muestran enriquecimientos generalizados de Fe<sup>3+,2+</sup> en Cabeza Gorda, mientras en Cerro Cabrera se originan coronas externas enriquecidas en Cr y Fe<sup>2+</sup> (Fig. 3.4). Además, se observa que los contenidos de Elementos del Grupo del Platino (EGP) son escasos y acordes con los de las cromitas podiformes.

En su investigación, Monterrubio (1991), concluye que las características químicas de las serpentinitas son muy uniformes (con la excepción de áreas de fracturas y bordes de macizos, en los que la cantidad de sílice y magnesio son muy variables) y parecen indicar, junto con los diques básicos, un origen oceánico. Por otra parte, los caracteres morfológicos, químico-mineralógicos y distribución de EGP en las cromitas concuerdan con las de las características petrológicas, geoquímicas y tectónicas del encajante, y sugieren un origen magmático en un contexto de corteza oceánica. Más concretamente, siguiendo la clasificación de Dick y Bullen (1984), nos hallaríamos ante una ofiolita de tipo alpino (Tipo I), emplazada en ambiente orogénico, y cuyo origen más probable está en una dorsal mediooceánica.



**Figura 3.4.** Proyección de la composición de las cromitas de las serpentinites de Calzadilla de los Barros sobre un diagrama Cr/(Cr+Al) – Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>), y sobre un diagrama Cr-Al-Fe<sup>3+</sup>, donde se han representado los campos composicionales de los yacimientos de cromitas estratiformes y podiformes según Dickey (1975). (Monterrubio, 1991).

En la actualidad, la empresa minera Río Nancea Nickel S.A., está desarrollando un programa específico de investigación focalizado en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio y en el complejo intrusivo de Beja que, según la propia compañía (Spiering *et al.*, 2005), podría convertir esta zona en uno de los cinturones minerales productivos relevantes de Europa occidental. En concreto, una de las zonas con mayor potencial identificadas en este programa es el macizo peridotítico de Cerro Cabrera, en Calzadilla de los Barros.

## 4. METODOLOGÍA

En la investigación se han utilizado fundamentalmente métodos propios de la geología estructural. Las técnicas utilizadas y el desarrollo del trabajo se describen a continuación.

### 4.1. Consulta de estudios previos

En primer lugar se ha procedido a la revisión y consulta de los datos geológicos existentes y al análisis de los datos publicados en la literatura científica en los últimos años sobre la Zona de Ossa Morena y la geología del área de estudio. También se han consultado otras publicaciones relacionadas con las zonas de cizalla, con los mecanismos de deformación de las rocas de falla, y con análisis de las texturas y estructuras resultantes de la deformación, tanto dúctil como frágil.

La cartografía geológica con la que se ha trabajado corresponde a la hoja 876 de la serie MAGNA (1:50.000) Fuente de Cantos (Fernández-Carrasco *et al.*, 1980), realizada por el Instituto Geológico y Minero de España; los mapas del informe “Investigación de cromitas en la reserva de Calzadilla de los Barros (Badajoz)”, realizado por el Instituto Geológico y Minero de España, y la cartografía aportada por la empresa E.N. ADARO en el Programa de investigación de Cromo-Níquel, Oro y Platino en la reserva “Calzadilla de los Barros” (Badajoz) en 1990. También se ha consultado una cartografía detallada del macizo peridotítico Cerro Cabrera realizada por Río Nancea Nickel S.A., que no ha sido publicada. Las cartografías preexistentes han permitido adquirir un buen conocimiento estructural de la zona antes de abordar los trabajos de campo.

### 4.2. Trabajo de campo

Durante los trabajos de campo se han utilizado los mapas topográficos de escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército y 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.), así como ortofotos descargadas de la red mediante el Sistema de Información Geográfica de Parcelas Agrícolas (SIGPAC). Este sistema ha ayudado a identificar las zonas de afloramiento y los accesos a dichas zonas.

El trabajo de campo ha consistido en:

- Revisión de la cartografía previa, reconocimiento de las litologías y macroestructura, y toma de datos propios.
- Toma de datos estructurales en afloramiento y observación de las diferentes fábricas a mesoescala.
- Toma de muestras orientadas para la realización de láminas delgadas transparentes pulidas con objeto de estudiar posteriormente la microestructura y petrofábrica de las mismas.

#### **4.3. Estudio microestructural**

Con objeto de caracterizar las diversas litologías y para la realización de estudios microestructurales de la deformación se analizaron con microscopio de luz transmitida, un total de 48 láminas delgadas transparentes pulidas obtenidas de muestras orientadas recogidas en afloramientos y en muestras de testigos de los sondeos de mayor interés para aportar datos sobre la geología de la zona. En este último caso quiero agradecer a Rio Narcea las facilidades para acceder al registro de los sondeos realizados en el área de estudio y para la toma de muestras.

Para los estudios de microscopía de luz transmitida se ha utilizado un microscopio binocular, perteneciente al Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid.

Para los estudios de microfábrica y con objeto de analizar la cinemática de las muestras y los mecanismos de deformación de cada roca de falla, las láminas se prepararon según cortes perpendiculares a la foliación y paralelos a la lineación, es decir perpendiculares al plano XY del elipsoide de deformación finita considerando que la foliación es paralela a dicho plano y según la dirección X coincidente con la lineación de estiramiento.

#### **4.4. Análisis e Interpretación de los resultados**

La cartografía geológica y la interpretación estructural constituyen los pilares básicos de este estudio. Las observaciones realizadas durante las campañas de campo de las estructuras y litologías cartografiadas previamente han permitido actualizar el estado de conocimiento de la estructura del macizo peridotítico Cerro Cabrera.

De cada unidad cartográfica se han definido las características geológicas que la conforman, tanto desde el punto de vista litoestratigráfico y morfológico, como estructural (meso y microestructura).

Los estudios microestructurales han servido para caracterizar las fábricas miloníticas desarrolladas, los criterios cinemáticos de la Zona de Cizalla de los Llanos, y su evolución estructural.

Finalmente, se ha procedido al análisis e interpretación de las observaciones mesoestructurales y microestructurales para la caracterización de la estructura tanto del macizo peridotítico como del encajante. Estos estudios han permitido abordar la discusión sobre el emplazamiento y evolución tectónica del macizo, y su posible significado geodinámico.

## 5. LA ESTRUCTURA DEL MACIZO CERRO CABRERA Y SU ENTORNO

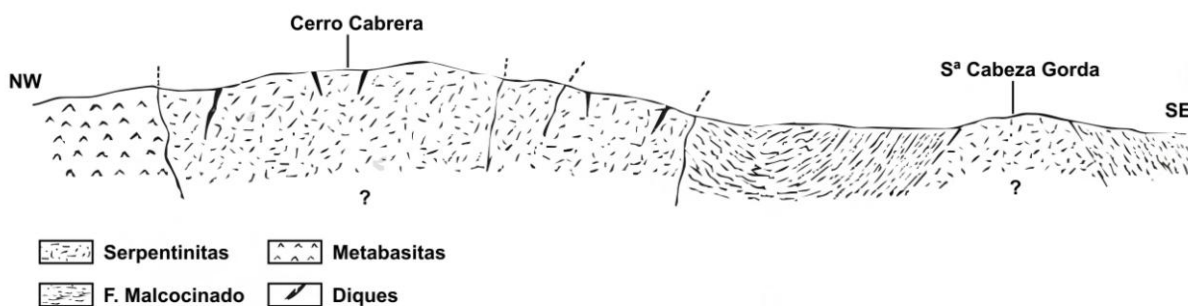
### 5.1. Mapa Geológico de Calzadilla de los Barros

Tomando como punto de partida las cartografías geológicas existentes y con el objetivo de tener una cartografía que sirviera de base para el estudio detallado de la estructura del macizo Cerro Cabrera, se ha realizado la cartografía geológica del área de Calzadilla de los Barros, cuyo resultado se muestra en la *Figura 5.1*.

La zona está caracterizada por la presencia de rocas peridotíticas en el macizo de Cerro Cabrera y en la Sierra de Cabeza Gorda, en contacto con rocas metamórficas precámbricas y cámbricas pertenecientes a la Serie Negra, y a las formaciones Malcocinado y Torreárboles.

La estructura general está definida por antiformes y sinformes de dirección NNW-SSE (*Fig. 5.1. y Fig. 5.2.*). Las peridotitas de la Sierra de Cabeza Gorda ocupan el núcleo del antiforme mas oriental, mientras que las de Cerro Cabrera se disponen mediante un cabalgamiento sobre los materiales de la Serie Negra. El límite Sur de la Unidad de Cabeza Gorda (formada por las peridotitas de Sierra de Cabeza Gorda y Cerro Cabrera, y las rocas de la Serie Negra, la Formación Malcocinado y de la Formación Torreárboles), está caracterizado por la presencia de bandas de cizalla dúctil con desplazamientos predominantemente dextro-inversos, y que en conjunto se han denominado “Zona de Cizalla de los Llanos”, y cuya deformación se describe en el *Capítulo 6*. Esta estructura dúctil superpone los materiales de la Unidad de Cabeza Gorda sobre la Unidad de Zafra (*Fig. 5.3*).

La descripción de las estructuras de la zona estudiada se va a realizar explicando las estructuras de las rocas peridotíticas y posteriormente, de las rocas encajantes.



**Figura 5.2.** Corte esquemático de las serpentinitas de Calzadilla de los Barros. (Aguayo, 1985).

730000

732000

734000

736000

738000



### MAPA GEOLÓGICO DE CALZADILLA DE LOS BARROS

Fig. 5.1.

A. JIMÉNEZ DÍAZ, 2008

#### LEYENDA

CÁMBRICO

- Pizarras y Calizas
- Serie detrítica (Fm Torreárboles)
- Conglomerado poligénico (Fm Malcocinado)

PRECÁMBRICO

- Metadioritas
- Tobas andesíticas (Fm Malcocinado)
- Cuarcitas negras (Serie Negra)
- Esquistos y Pizarras (Serie Negra)
- Serpentinitas
- Metagabros
- Milonitas y Filonitas
- Rocas gabroicas
- Dique porfídico

CERRO CABRERA

CALZADILLA DE LOS BARROS

SIERRA DE CABEZA GORDA

ZONA DE CIZALLA DE LOS LLANOS

#### SIMBOLOS CONVENCIONALES

- |  |  |  |  |
|--|--|--|--|
|  | Contacto mecánico                          |  | Falla dextral                                    |
|  | Contacto discordante y/o erosivo           |  | Cabalgamiento supuesto                           |
|  | Falla                                      |  | Anticlinal                                       |
|  | Falla sinistral                            |  | Sinclinal  |
|  | Bandas de Cizalla                          |  | Segunda Esquistosidad (S <sub>2</sub> ) vertical |
|  | Estratificación (S <sub>0</sub> )          |  | Superficies S                                    |
|  | Estratificación (S <sub>0</sub> ) vertical |  | Superficies C                                    |
|  | Primera Esquistosidad (S <sub>1</sub> )    |  | Pliegues menores                                 |
|  | Segunda Esquistosidad (S <sub>2</sub> )    |  | Clastos rotados                                  |



Proyección y Cuadrícula UTM. Huso 29

730000

732000

734000

736000

738000

4246000

4244000

4242000

4240000

4246000

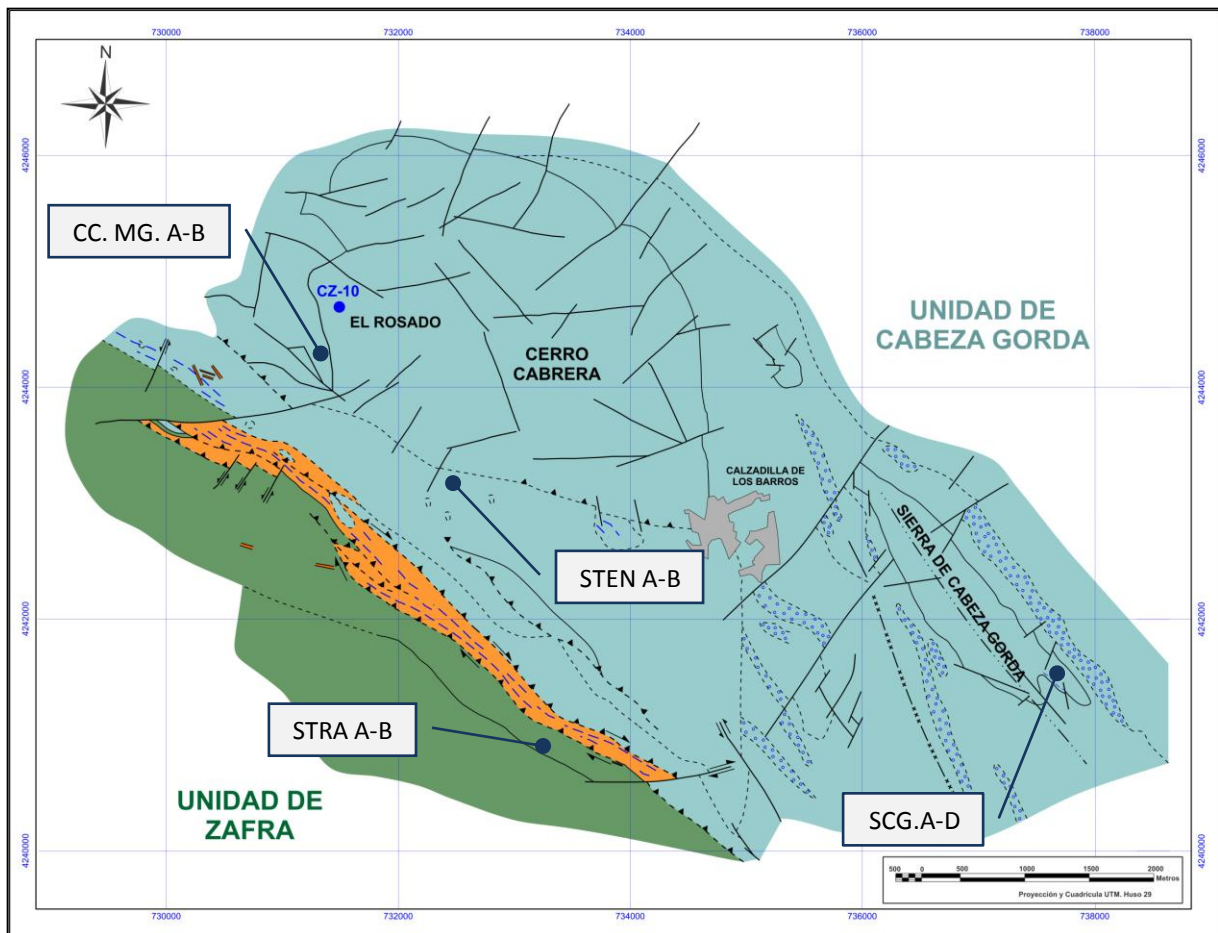
4244000

4242000

4240000

## 5.2. Macizo peridotítico Cerro Cabrera y Sierra de Cabeza Gorda

A la hora de estudiar las rocas ultramáficas y el carácter del contacto con las rocas encajantes, resulta conveniente distinguir entre las masas de Cabeza Gorda y del Cerro Cabrera. En cada una de ellos se va a describir la cartografía del área, y las observaciones en afloramiento y lámina delgada. La posición de las mismas se ha representado en un mapa esquemático de la zona.



**Figura 5.3.** Esquema geológico de Calzadilla de los Barros, donde se muestra la Unidad de Cabeza Gorda al NE, y la Unidad de Zafra al SE. Se ha señalado el área “El Rosado”, la posición del sondeo CZ-10, y la posición en afloramiento de las muestras estudiadas.

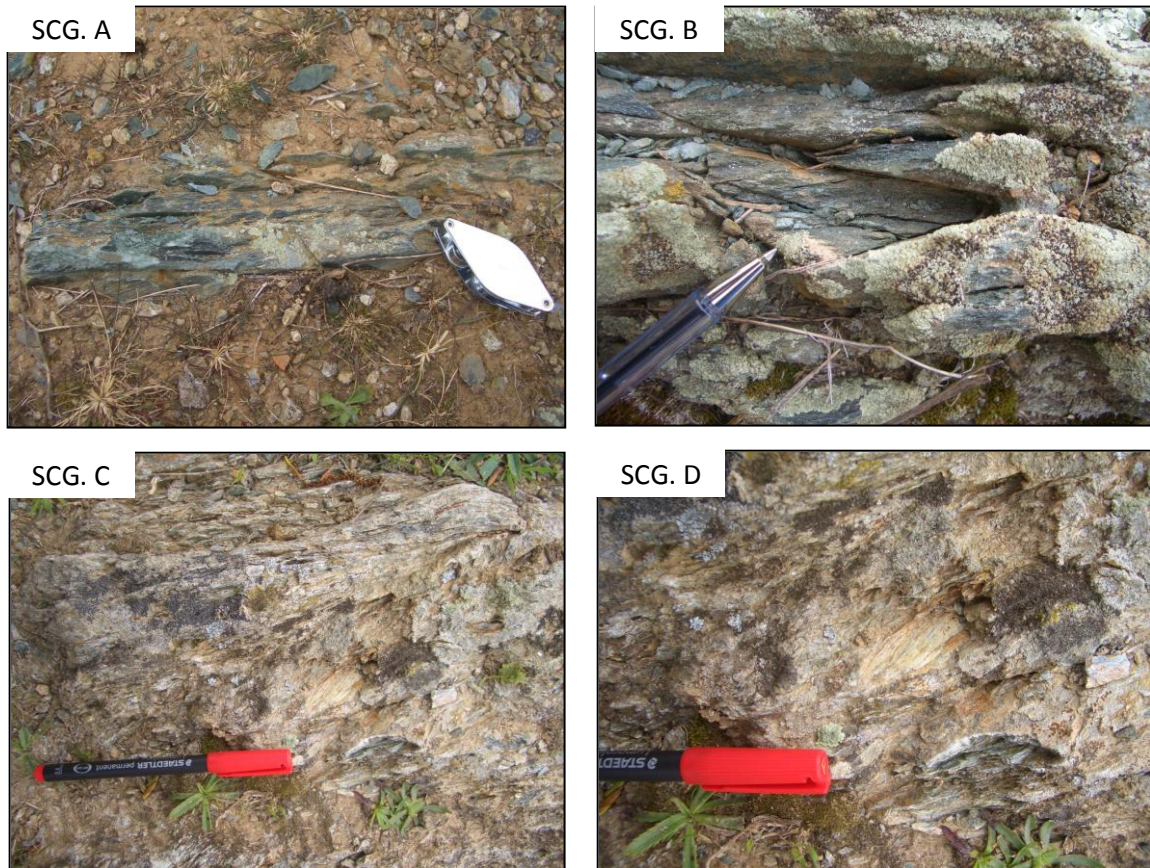
### 5.2.1. **Serpentinitas de Sierra de Cabeza Gorda**

Las serpentinitas de la Sierra de Cabeza Gorda están en contacto en su totalidad con materiales de la Formación Malcocinado, formados mayoritariamente por rocas de naturaleza conglomerática y tobácea (Arriola *et al.*, 1984a; y Aguayo, 1985).

La masa peridotítica presenta una morfología elongada con directrices NW-SW. Según Arriola et al. (1984a), los contactos con la roca de caja, como ya ponen de manifiesto son subconcordantes en la mayor parte de la masa serpentinizada, solo en el sector norte se ve interrumpida bruscamente debido a la actuación de una serie de fallas. Solamente en estas zonas se observan más claramente una tendencia a la verticalidad de los contactos. Dentro del macizo existen fallas de pequeño salto siguiendo dos directrices predominantes, una NE-SW y otra WNW-ESE. En las zonas donde el contacto ha sido más o menos mecanizado se observa una ligera milonitización tanto de la serpentinita como de la roca encajante, que en algunos casos llega a originar una esquistosidad milonítica.

Las observaciones realizadas en el sector SW de la sierra, muestra la existencia de una banda de deformación milonítica muy continua. En la *Figura 5.4.*, se han representado fotos de afloramiento de esta banda de deformación desarrollada en las peridotitas. En ella se aprecia la presencia de una esquistosidad de orientación N134-150°E y buzamiento subvertical. Los criterios cinemáticos observados en afloramiento son de movimiento dextral, y se aprecia cierto componente inverso. La esquistosidad, muy penetrativa, indica una intensa deformación de las peridotitas. No se han observado orientaciones minerales preferentes que den lineaciones en estas rocas.

Por último, y como ya ponen de manifiesto Arriola *et al.*, (1984a) y Aguayo (1985), en ningún caso se ha observado un metamorfismo de contacto en el encajante, lo que indicaría en principio, un emplazamiento a baja temperatura.



**Figura 5.4.** Banda de deformación milonítica en el sector SW de la Sierra de Cabeza Gorda.  
 SCG. A. Aspecto de la banda de deformación milonítica en el sector SW de la Sierra de Cabeza Gorda.  
 SCG. B. Detalle de bandas S-C con criterios de movimiento dextrales asociadas al afloramiento anterior.  
 SCG. C. Aspecto de la banda de deformación milonítica en el sector SW de la Sierra de Cabeza Gorda.  
 SCG. D. Detalle de bandas S-C con criterios de movimiento dextrales y componente inverso, asociadas al afloramiento anterior.

### **5.2.2. Serpentinitas de Cerro Cabrera**

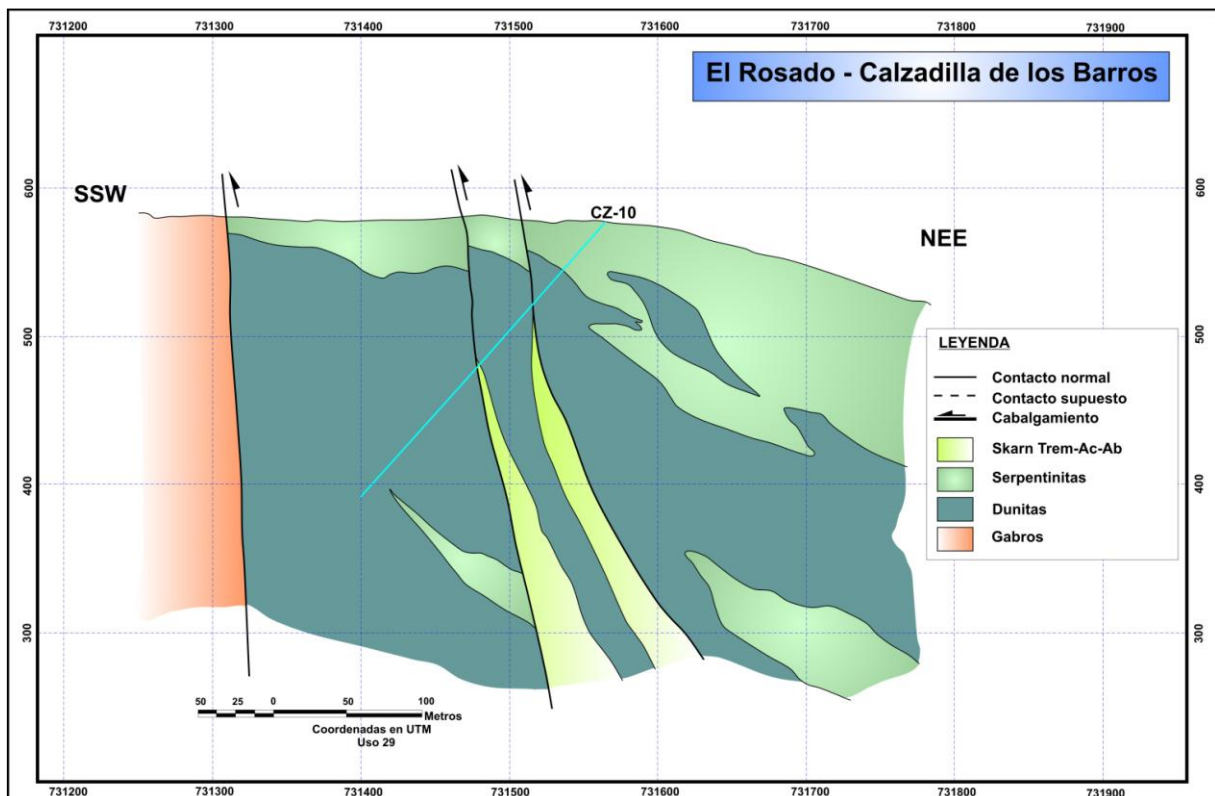
La masa peridotítica de Cerro Cabrera presenta una morfología redondeada, ligeramente elongada en dirección NW-SE. Los materiales encajantes pertenecen a la Sucesión Tentudía (Serie Negra), y a las formaciones Malcocinado y Torreárboles (Precámbrico-Cámbrico inferior).

Los contactos de esta masa parecen ser en la mayoría de los casos por falla. Son contactos en muchas ocasiones rectilíneos, que por lo general producen una ruptura de pendiente importante (Aguayo, 1985). Aunque los contactos no presentan buenas condiciones de afloramiento, los buzamientos parecen disponerse hacia las partes centrales de la masa peridotítica.

En el sector Sur de esta masa serpentínica está en contacto con materiales de la Sucesión Tentudía, formados por rocas de naturaleza detrítica (metaarcosas) entre las cuales intercalan niveles cuarcíticos. El límite de las peridotitas está retocado por una serie de fallas por lo general de salto muy pequeño, siguiendo a grandes rasgos dos directrices predominantes, una NNE-SSW y otra NNW-SSE, a favor de las cuales se producen silicificaciones.

La esquistosidad presenta, dentro del macizo, variaciones locales de dirección, que pasan en la zona NW, (“El Rosado”, *Fig. 5.3*), a tener N60°E. Estas variaciones probablemente se deban a la presencia de fallas.

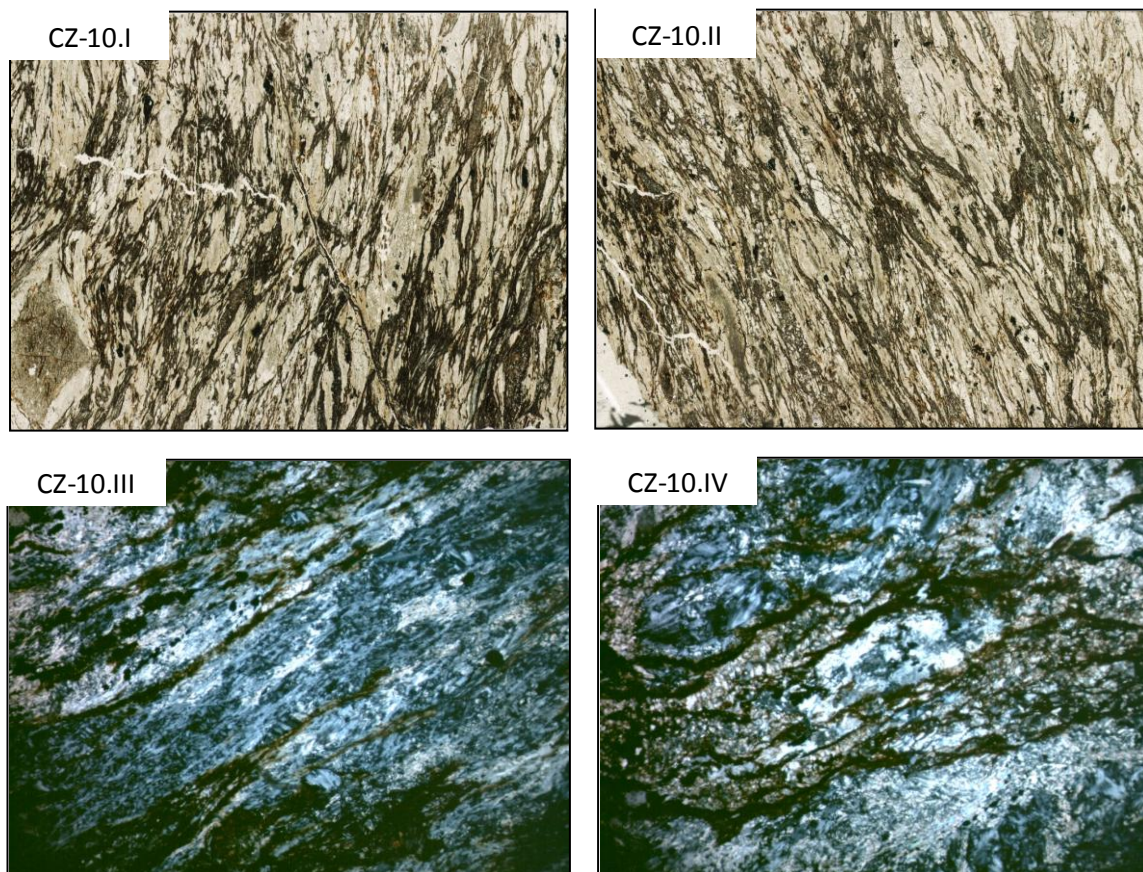
Al NW del macizo Cerro Cabrera, en la zona “El Rosado”, próxima al contacto con los metagabros (*Fig. 5.3*), Rio Narcea Nickel, S.A., ha realizado una serie de sondeos para caracterizar la estructura en profundidad (*Fig. 5.5*). Según los datos de los sondeos, la estructura interna de las peridotitas, reflejada zonas mineralizadas y en la esquistosidad, buza hacia el NNE. El reconocimiento del sondeo CZ-10 facilitado por Rio Narcea Nickel, S.A., ha permitido observar la presencia de zonas con una intensa deformación dúctil-frágil, correspondientes a zonas de falla, que según los investigadores de Rio Narcea Nickel, S.A., se pueden correlacionar con fallas inversas cartografiables en superficie (*Fig. 5.5*).



**Figura 5.5.** Sección “El Rosado”. Se muestra la posición del sondeo CZ-10, de cual se han estudiado muestras a diferentes profundidades en lámina delgada. Basado en la interpretación de Rio Narcea Nickel, S.A. (2005).

Las láminas delgadas de dos muestras recogidas a una profundidad de 47,60 m en el sondeo CZ-10, ilustra la deformación de las rocas serpentínicas (*Fig. 5.6*). Las serpentinitas, a esta profundidad, tienen un fuerte carácter cataclástico. Se aprecia un bandeo con alternancia de minerales del grupo de la serpentina y de carbonatos, los cuales son dominantes en toda la muestra, lo que le confiere un color marrón-pardo.

Es a favor de bandas de deformación de tipo S-C, que permitieron la circulación de fluidos, donde han precipitado más carbonato, que sustituye a la antigorita, y también abundante cuarzo. Se observan carbonatos muy cristalinos, en los cuales se identifican entre dos y tres fases de cristalización. Como se puede observar en el sector SW de la microfotografía CZ-10.I, destaca un gran cristal policristalino de carbonato y clorita que ha sustituido a un nódulo de antigorita, limitado por una franja de hábito fibroso de filosilicatos, y rodeado por el bandeo dominante de la muestra.



**Figura 5.6.** Muestras del Sondeo CZ-10 a una profundidad de 47,60 m.

CZ-10.I. Milonita fuertemente alterada. En el sector inferior izquierdo se observa un porfiroblasto de antigorita sustituido por carbonato cristalino y clorita, rodeado por una banda de carbonato fibroso. Ancho de la microfotografía 5 cm.

CZ-10.II. Milonita fuertemente alterada. Se observan bandas S-C de gran desarrollo. Ancho de la microfotografía 5 cm.

CZ-10.III. Detalle del bandeo mineral de la muestra. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX.

CZ-10.IV. Detalle de la deformación interna de la muestra. Bandas S-C a través de las cuales se produce la circulación de fluidos, disolviéndose la antigorita y precipitando carbonatos. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX

Al igual que ocurre con la masa de S<sup>a</sup> Cabeza Gorda, en ninguno de los contactos se observa un metamorfismo de contacto sobre el encajante, indicativo de un emplazamiento del material peridotítico a baja temperatura.

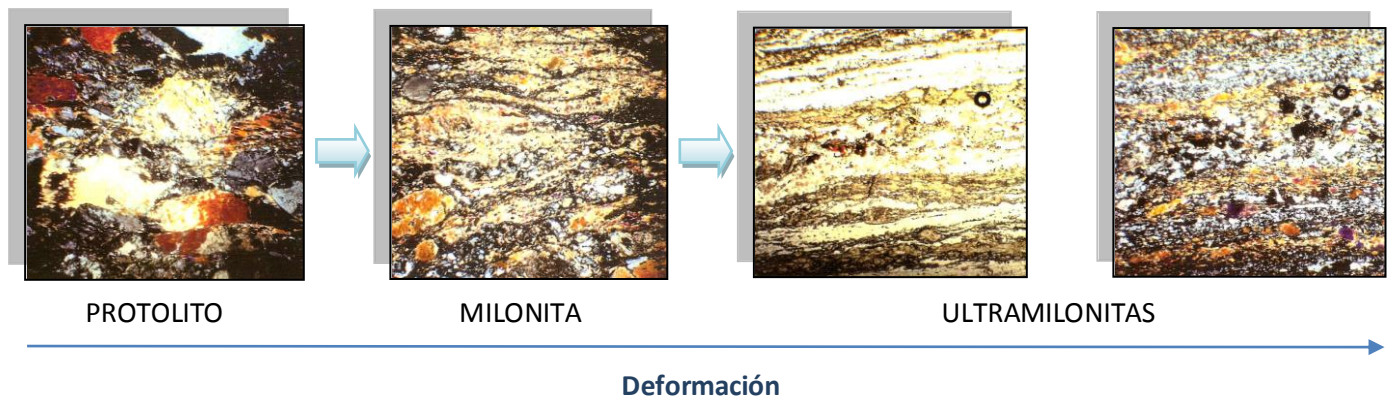
Por último, al E del Cerro Cabrera existe una pequeña masa que presenta unas malas condiciones de afloramiento. Los contactos, en la mayoría de los casos no son observables. Parece estar, en algunas zonas, relacionada e incluso en contacto con la del Cerro Cabrera (Aguayo, 1985).

### **5.2.3. Metagabros de Cerro Cabrera**

En la zona occidental del macizo ultrabásico Cerro Cabrera (*Fig. 5.1*), y en contacto mecánico con éste, aflora una masa de gabros afectados por una retrogradación en mayor o menor grado, que presenta una intensa deformación por cizalla que origina auténticas milonitas.

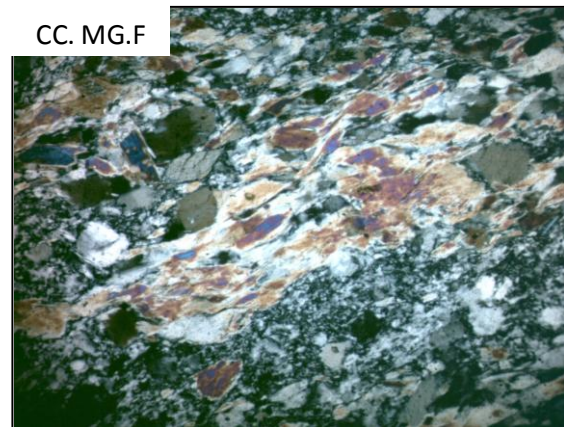
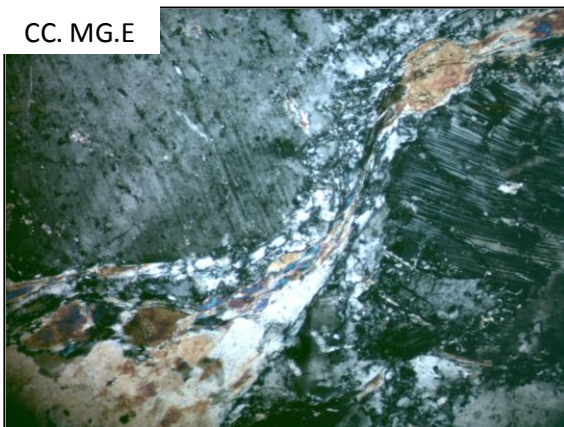
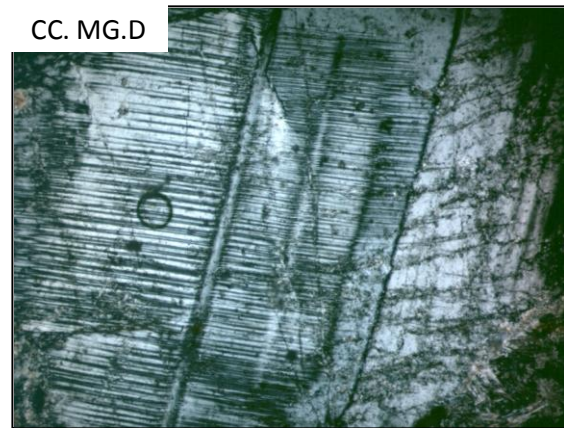
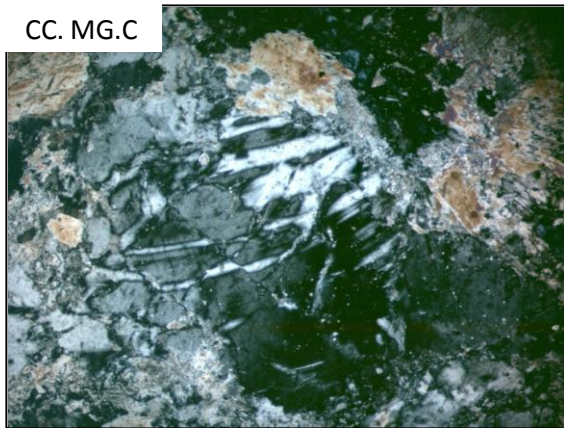
Muestran una textura hipidiomorfa, heterogranular, hasta tamaño grueso (8 mm). Están formadas esencialmente por plagioclasa y anfíbol. Los constituyentes accesorios son opacos (muy escasos), apatito, allanita y productos secundarios como sericita, prenhita, cuarzo, clinozoisita, calcita, clorita y esfena. En general, se hallan en estado bastante fresco, especialmente la plagioclasa (*Fig. 5.8*).

En sectores próximos al contacto con las serpentinitas la roca presenta una esquistosidad muy marcada, al mismo tiempo que una disminución de tamaño de sus componentes minerales. Se trata de una deformación asociada a una zona de cizalla situada en el contacto con las serpentinitas. El estudio de ADARO (1990), describe esta zona de cizalla haciendo hincapié en los distintos tipos de rocas de cizalla dúctil presentes en función del grado de deformación. Como se ve en la *Figura 5.7.*, extraída de ADARO (1990), en los metagabros se pueden encontrar desde la roca poco deformada (protolito), hasta ultramilonitas. La milonitización da lugar, en un primer estadio (*Fig. 5.7. A*), a la fracturación y formación de maclas de deformación en la plagioclasa, y la flexión y rotura del anfíbol. En estadios de mayor intensidad, a los que corresponde la mayor parte de las muestras estudiadas, el anfíbol se granula intensamente y tiende a segregarse en bandas (bandeado milonítico) quedando los cristales de plagioclasa como porfiroclastos redondeados envueltos por una matriz anfibólica fina (*Fig. 5.7. B, C y D; y Fig. 5.8*). En algún caso puede apreciarse cómo los subgranos de anfíbol han recrystalizado (blastomilonitización incipiente).



**Figura 5.7.** Evolución de la deformación dúctil en metagabros. A) Metagabro escasamente deformado. B) Metagabro milonítico. C) Ultramilonita de gabro. D) *Ídem* con nicols cruzados. (ADARO, 1990).

En afloramiento, además de la esquistosidad milonítica, en muestras menos deformadas, se observa la presencia de una lineación, definida por la orientación preferente de plagioclasa y anfíboles, de orientación N136°E (*Fig. 5.8*). En las láminas delgadas de las muestras CC.MG.A. y CC.MG.B., se observan cristales de plagioclasa fracturados, y con maclas de deformación (*Fig. 5.8., CC.MG.C y CC.MG.D*). Destacan porfiroclastos de plagioclasa, rodeados por bandas miloníticas de anfíbol, cuarzo, y plagioclasa orientados, y bandas de deformación tipo S-C en matriz de grano fino formada por anfíbol, cuarzo, y plagioclasa, con criterios cinemáticos dextrales (*Fig. 5.8., CC.MG.E y CC.MG.F*).



**Figura 5.8.** Aspecto en campo de los Metagabros, y detalles de la deformación interna.

CC. MG. A. Aspecto en campo de los Metagabros. Se aprecian tonalidades verdosas debido al grado de retrogradación.

CC. MG. B. Aspecto en campo de los Metagabros. Se observa lineación de la plagioclasa, N136°E.

CC. MG. C. Fracturación en plagioclasa. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX.

CC. MG. D. Fracturación y maclado mecánico en plagioclasa. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX.

CC. MG. E. Porfiroclastos de plagioclasa, rodeados por bandas miloníticas de anfíbol, cuarzo, y plagioclasa orientados. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX.

CC. MG. F. Bandas S-C en matriz de grano fino formada por anfíbol, cuarzo, y plagioclasa. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX.

### **5.3. Rocas encajantes**

A continuación se describen las características más relevantes de las diferentes litologías encajantes presentes en el área de estudio, en base fundamentalmente a los trabajos previos de Fernández-Carrasco *et al.* (1980), Arriola *et al.* (1984a), Aguayo (1985), Monterrubio (1991), en los informes del IGME (1987) y E.N. ADARO (1990), y en observaciones propias realizadas durante la campaña de campo y el estudio petrográfico.

Las rocas encajantes del macizo peridotítico son atribuidas al Precámbrico y Cámbrico, representados en la zona por las formaciones Torreárboles y Malcocinado, y la Sucesión Tentudía, de extenso desarrollo en el Dominio de Zafra-Monesterio.

#### **5.3.1. *Sucesión Tentudía***

Techo de la Serie Negra, la Sucesión Tentudía aparece bordeando al macizo por el Oeste y el Sur, y presenta muy escasos afloramientos en una zona peneplanizada, reducidos casi exclusivamente a los niveles de cuarcitas negras y carbonatados.

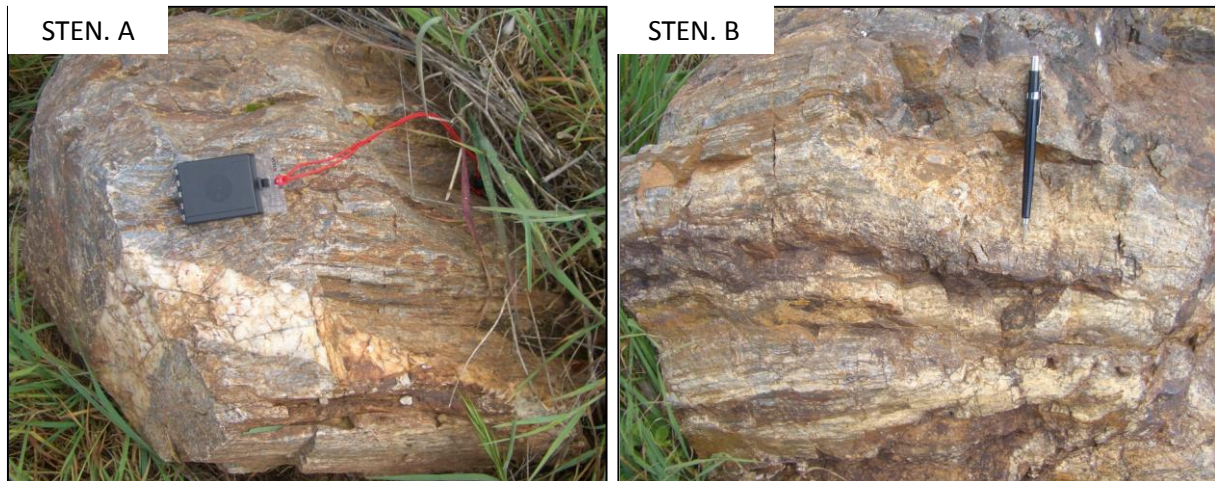
Según los estudios de esta sucesión en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, está formada por una alternancia monótona de metagrauvacas y pizarras con intercalaciones de metatobas, metavulcanitas, lechos métricos de cuarcitas negras, etc., que le confiere un marcado carácter vulcanosedimentario. Su metamorfismo es de grado muy bajo, y está afectada por tres fases de deformación. (Eguíluz *et al.*, 1984; Arriola *et al.*, 1984b; Arriola *et al.*, 1984c; Aguayo, 1985).

En el contacto Sur de la masa peridotítica de Cerro Cabrera esta sucesión se caracteriza por la abundancia de niveles cuarcíticos intercalados. Son cuarcitas de color negro que en algunos sectores pueden alcanzar potencias considerables, llegando a ser los materiales mayoritarios en algunas zonas. El resto de los materiales aflorantes en este sector está constituido por rocas detríticas de grano fino a medio, localmente conglomeráticas. Su aspecto en campo se muestra en la *Figura 5.9*.

La textura se asemeja más a la de una roca sedimentaria que a una metamórfica. Por lo general presenta una textura heterogranular areniscosa con tamaño de grano que varía desde tamaño arena hasta clastos de algunos centímetros. La orientación mineralógica de

estas rocas es muy poco acusada. Solo en ocasiones se observa una grosera orientación de la clorita dando una incipiente esquistosidad.

Algunos datos permiten establecer la etapa final de depósito de los materiales de la Sucesión Tentudía, mediante las edades de los zircones detríticos más jóvenes, en torno a los 565 Ma. (Schäfer *et al.*, 1993).



**Figura 5.9.** Aspecto de la Sucesión Tentudía al Sur del macizo Cerro Cabrera.

### **5.3.2. Formación Malcocinado**

Discordante sobre los materiales de la Serie Negra, bordea al macizo Cerro Cabrera por el E y NE (*Fig.5.1*). Solamente se han realizado observaciones de esta formación en el límite SE de la Sierra de Cabeza Gorda, donde se encuentran intensamente deformadas (*Apartado 5.1.1*). La descripción se basa en datos bibliográficos que han servido para su reconocimiento en el campo.

A escala regional se engloba en esta unidad un conjunto de materiales de naturaleza volcánica o subvolcánica, caracterizado por su variedad litológica y que constituye el final del Precámbrico, siendo atribuida al Rifeense superior-Vendiense. En esta zona aparecen tobas ácidas de colores grises claros algo verdosos con frecuentes porfiroblastos de plagioclasa, así como pelitas y cuarcitas de tonos claros verdosos. Abundan los términos conglomeráticos con cantos de rocas volcánicas y del substrato, especialmente de pizarra, grauvacas, granitoides, cuarzo y cuarcitas negras. Los cantos de cuarcitas negras presentan ocasionalmente una estructuración previa (Eguíluz, 1988).

Los materiales aflorantes en los contactos de los macizos peridotíticos presentan características fundamentalmente detríticas. Se tratan de rocas en las que generalmente se observan dos esquistosidades. Una esquistosidad principal ( $S_1$ ) bien desarrollada con dirección N120°E prácticamente vertical afectada por una esquistosidad de fractura ( $S_2$ ) mas espaciada de dirección N40°E buzando ligeramente al W.

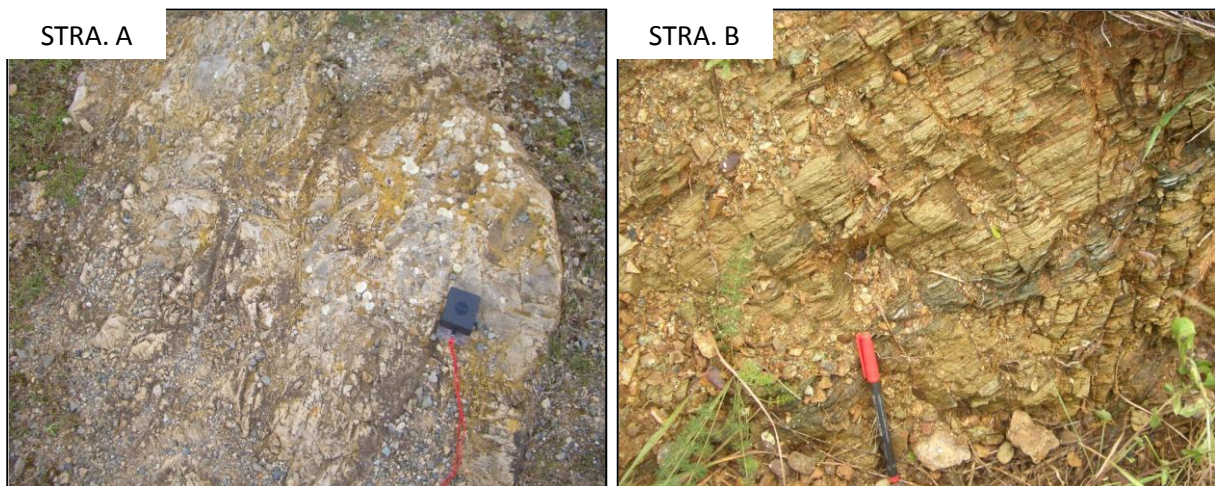
Son rocas poco evolucionadas, su textura presenta características sedimentarias, con un entramado heterométrico de granos de cuarzo y feldespatos, englobados en una matriz de grano fino de naturaleza cuarzo-feldespática. Superpuesta a esta textura se observa otra lepidoblástica más o menos marcada por las placas de biotita-clorita de carácter sincinemático con la deformación. Estos materiales han sido afectados por un metamorfismo regional de grado bajo-muy bajo. No presentan síntomas de haber sobrepasado la isógrada de la clorita, si bien existe puntualmente biotita-clorita. A menudo estos materiales están atravesados por diques de pórfidos y diabasas de potencias de hasta veinte metros y que son claramente secantes con la esquistosidad principal, formando con ella pequeños ángulos.

### **5.3.3. Formación Torreárboles**

Bordea al macizo por el Norte y Noroeste. Esta unidad marca el principio del Cámbrico, en contacto discordante y/o erosivo sobre el resto de materiales. Es predominantemente detrítica, compuesta por arcosas, areniscas y conglomerados poligénicos muy heterométricos con cantos redondeados de diámetro máximo decimétrico, formando bancos de potencia métrica. Las areniscas tienen tonos beige y son arcósicas y heterométricas, formando bancos de potencias centimétricas y decimétricas con intercalaciones pelíticas centimétricas.

Esta formación aflora en el extremo sudoeste, sin entrar en contacto con el macizo peridotítico. Su composición en esta zona es similar a la del resto, con menor presencia de las facies conglomeráticas. Cartográficamente se sitúa al Sur de la Sucesión Tentudía y el contacto con ella no aflora. Este contacto, tradicionalmente considerado como mecánico, corresponde a la “Zona de Cizalla de los Llanos”, que limita la Unidad Cabeza Gorda al Norte y la Unidad de Zafra al Sur, y cuya naturaleza será explicada en el *Capítulo 6*.

En la *Figura 5.10.*, se han representado fotos de afloramiento de la Formación Torreárboles al Sur del contacto con la Sucesión Tentudía. Se aprecia como el desarrollo de la esquistosidad es distinto en términos de la formación con mayor o menor competencia. En los términos más arcósicos y competentes (*STRA.A*), no se desarrolla esquistosidad, manteniendo la roca un aspecto más masivo. En los términos más pelíticos, y por tanto, menos competentes, la esquistosidad tiene un gran desarrollo (*STRA.B*).



**Figura 5.10.** Aspecto de la Formación Torreárboles al Sur del contacto con la Sucesión Tentudía. STRA.A) Término más arcósico y competente, de aspecto masivo. STRA.B) Término pelítico y poco competente, donde la esquistosidad tiene un gran desarrollo.

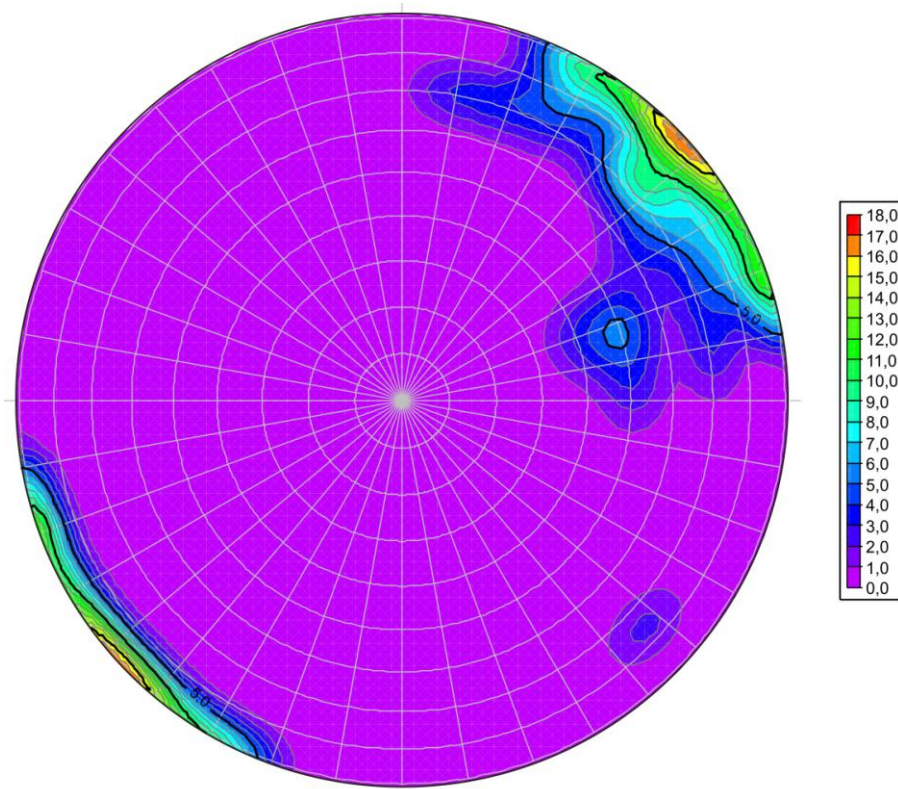
#### **5.4. La estructura del área de estudio en el marco de la deformación regional**

Para caracterizar bien la deformación es necesario profundizar en las estructuras de la deformación de las rocas y en sus relaciones temporales.

##### ***5.4.1. Esquistosidad en el área de Calzadilla de los Barros***

La estructura más visible en las rocas aflorantes en el área de estudio es una esquistosidad con orientación media de N143°E y buzamientos altos (media 79°) hacia el SW y NE (*Fig. 5.11*).

El máximo presenta una orientación N47°E, dentro de una variación de los valores entre N30°E y N75°E, con buzamientos de los planos altos en todos los casos.



**Figura 5.11.** Proyección estereográfica de los polos de la esquistosidad en las formaciones Malcocinado y Torreárboles.

#### **5.4.2. Plegamiento en el área de Calzadilla de los Barros**

La estructura general en el área de Calzadilla de los Barros está definida por antifórmes y sinfórmes de dirección NNW-SSE (*Fig. 5.1. y Fig. 5.2.*).

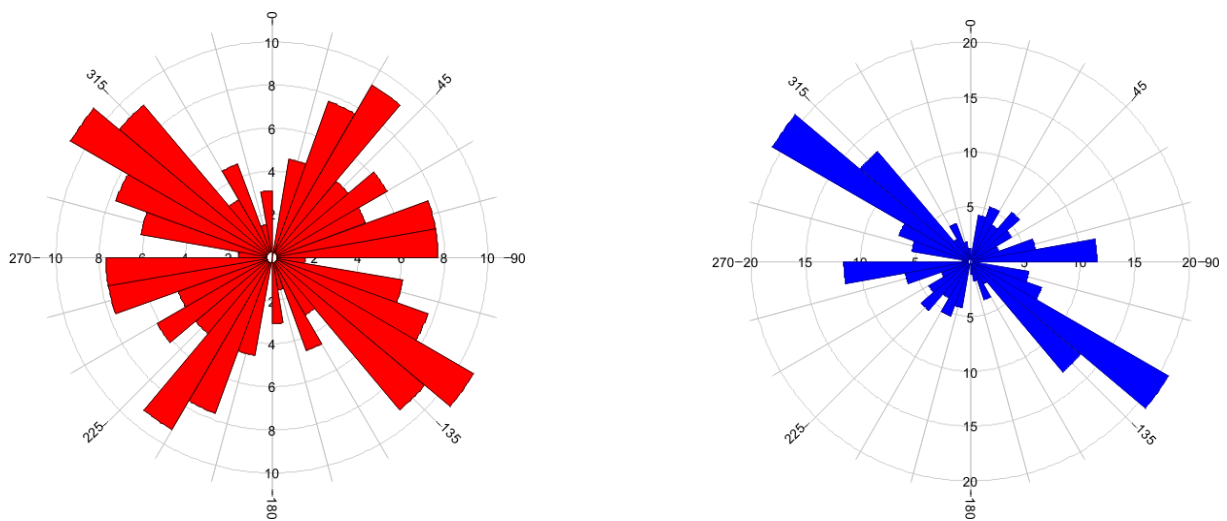
Dentro de las etapas de deformación descritas en la zona, estas estructuras podrían corresponder a la fase 3 caracterizada por una dirección dominante N140-150°E. A escala regional, los pliegues cartografiados se identifican más claramente gracias a los niveles de conglomerado y cuarcitas de la Formación Torreárboles.

### 5.4.3. Fracturación frágil y dúctil-frágil en el macizo Cerro Cabrera

Además de la deformación dúctil en el macizo Cerro Cabrera se han cartografiado un conjunto de fallas frágiles y dúctil-frágiles.

Las dos directrices regionales de fracturación están presentes en la zona y pertenecen a dos sistemas principales de dirección N120-140°E y N40-60°E (Fig. 5.1). Las fallas N120-140°E son paralelas a los pliegues de fase tres y han funcionado en diversas épocas condicionando la paleogeografía y estableciendo los límites de los dominios y unidades de la región con desplazamientos muy considerables. El sistema N40-60°E suele presentar escaso salto en comparación con el principal

En la Figura 5.12. se ha diferenciado por un lado la fracturación en el macizo Cerro Cabrera (en rojo), donde la isotropía de las serpentinitas condiciona un diaclasamiento heterogéneo. Por otra parte, en el encajante predomina el sistema N120-140°E, coherente fundamentalmente con la orientación de la Zona de Cizalla de los Llanos. Las fallas frágiles afectan tanto a los macizos peridotíticos como a las rocas encajantes precámbricas y paleozoicas, por lo que podrían ser tardihercínicas.



**Figura 5.12.** Rosa de direcciones de la fracturación. A) Proyección de la fracturación del macizo Cerro Cabrera. B) Proyección de la fracturación asociada a la “Zona de Cizalla de los Llanos”.

#### **5.4.4. Fases de deformación en el Dominio de Zafra-Monesterio**

Los estudios estructurales proponen la presencia de tres fases de deformación con desarrollo de pliegues y esquistosidad.

##### **5.4.4.1. Primera fase**

Se ha reconocido en las sucesiones de Montemolín y Tentudía. En la sucesión Montemolín esta materializada por una esquistosidad sinmetamórfica con abundantes diferenciados granoblásticos.

En la sucesión Tentudía, la misma fase genera una esquistosidad subparalela a la estratificación que coincide con el momento del desarrollo del metamorfismo regional, y con fuertes transposiciones. No se han reconocido pliegues asociados a esta fase, y aunque replegada por las fases posteriores, la primera esquistosidad debió ser subhorizontal asociada a pliegues isoclinales apretados.

##### **5.4.4.2. Segunda fase**

Se ha observado también solamente en las sucesiones Montemolín y Tentudía. En la sucesión de Montemolín desarrolla micropliegues vergentes al SW sinesquistosos y sinmetamórficos. En estos micropliegues se observan la estratificación y la primera esquistosidad, con sus diferenciados granoblásticos, plegadas y transpuestas. La esquistosidad de segunda fase es menos penetrativa que la primera aunque lleva asociada la blastesis de los mismos minerales. Con frecuencia, durante la segunda fase se producen transposiciones. En la sucesión Tentudía produce micropliegues sinesquistosos que obliteran en menor o mayor grado las estructuras y texturas anteriores. Igualmente hay blastesis sintectónica.

##### **5.4.4.3. Tercera fase**

Afecta a todos los materiales Precámbricos y Paleozoicos pero con un desarrollo desigual. En la sucesión Montemolín se caracteriza por pliegues de geometría cilíndrica de dirección dominante N140-150°E, ejes subhorizontales y vergencia SW. Estos pliegues se reconocen muy frecuentemente en cuarcitas y anfibolitas. Los pliegues de tercera fase van

acompañados de una esquistosidad espaciada, mejor desarrollada en los lechos polícticos, que buzán fuertemente hacia el NE. No se ha observado blastesis asociada a esta fase en la sucesión Montemolín, aunque localmente producen reorientación mecánica de algunos minerales. En la sucesión Tentudía, la tercera fase produce pliegues semejantes a los descritos en la sucesión Montemolín con esquistosidad espaciada, sin blastesis y reorientación mineral localizada. En algunos puntos la esquistosidad de fase tres es la superficie más fácilmente reconocible sobre el terreno.

La formación Malcocinado presenta como primera esquistosidad la de fase tres. Es una esquistosidad irregular, poco penetrativa, con blastesis de cuarzo y/o clorita y/o sericita. Esta esquistosidad engloba porfiroclastos y fragmentos de rocas con desarrollo de sombras de presión con blastesis mineral sintectónicas; entre los canto englobados hay rocas, en particular cuarcitas negras, donde se reconocen dos fases de deformación. En los materiales paleozoicos (Formación Torreárboles) la fase tres produce pliegues de gran longitud de onda ligeramente vergentes al SW y una esquistosidad poco penetrativa con buzamientos fuertes hacia el NE.

La fase tres es la responsable de las estructuras cartográficas mayores, por ejemplo, el sinclinal de la unidad de Zafra y los sinclinales y anticlinales de la unidad de Cabeza Gorda.

#### **5.4.4.4. Fases póstumas**

Posteriormente se desarrollan dos fases más de deformación, que originan pliegues suaves: una de ellas genera micropliegues de la esquistosidad  $S_3$  en la formación Malcocinado y materiales superiores. Esta fase es probablemente homoaxial con la fase tres. La otra, de dirección  $N40^\circ E$ , sería responsable de las ondulaciones en pliegues de fase 3, sobre todo en las sucesiones de Montemolín y Tentudía.

#### **5.4.4.5. Edades de la deformación**

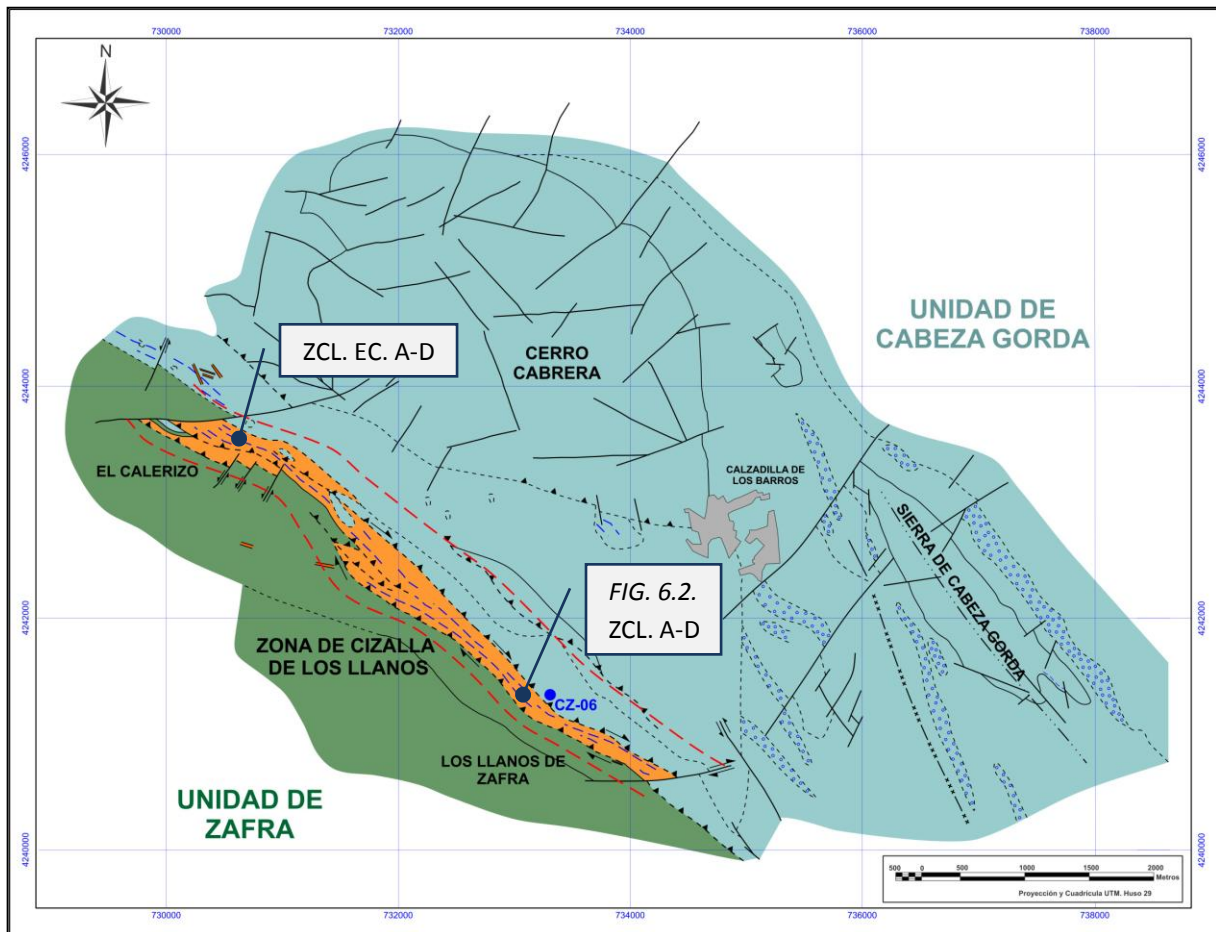
Las dos primeras fases son anteriores a la deformación Malcocinado, y por tanto su edad sería precámbrica, posiblemente pre-Rifeense superior-Vendiese y asimilable a la Orogenia Cadomiense. La tercera fase es post-Cámbrico y por comparación con los datos regionales, asimilable a la Orogenia Hercínica. Las dos últimas fases serían igualmente Hercínicas.

## 6. ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN DUCTIL

### 6.1. La Zona de Cizalla de los Llanos

El límite entre la Unidad Cabeza Gorda y la Unidad de Zafra viene definido por una zona de cizalla de aproximadamente 1 km de ancho y orientación NW-SE, La Zona de Cizalla de los Llanos (Fig. 6.1).

Debido a la escasez de afloramientos, la estructura no ha sido cartografiada hasta que se han integrado datos geofísicos y geoquímicos de suelos recogidos por los investigadores de Rio Narcea Nickel S.A. La Zona de Cizalla de los Llanos está formada por varias láminas cabalgantes, constituidas por peridotitas similares a las del macizo Cerro Cabrera, limitadas por zonas de intensa deformación con desarrollo de milonitas.



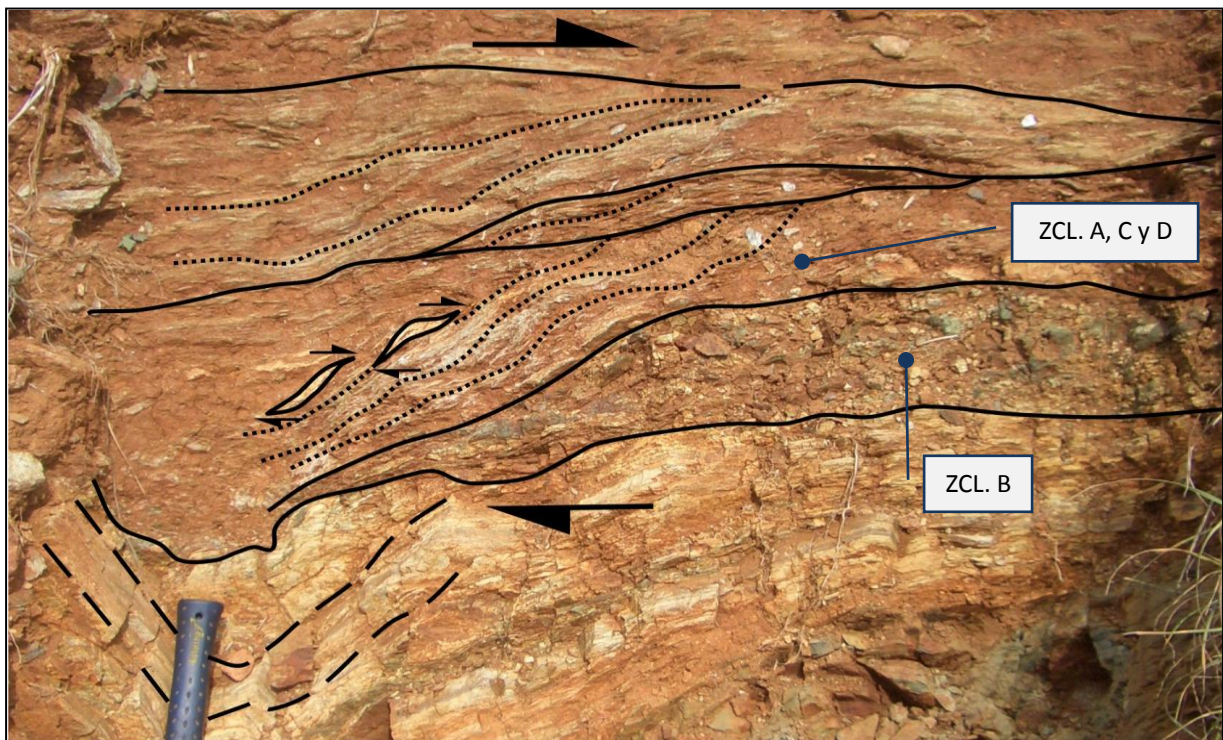
**Figura 6.1.** Mapa Geológico de Calzadilla de los Barros. En rojo, aparece señalado en el límite entre la Unidad de Zafra al Sur, y la Unidad de Cabeza Gorda al Norte, la Zona de Cizalla de los Llanos. Se han señalado los sectores “El Calerizo”, y “Los Llanos de Zafra”; la posición del sondeo CZ-06, y la posición en afloramiento de las muestras estudiadas.

En este trabajo, el estudio de la Zona de Cizalla de los Llanos se ha centrado en dos áreas preferentes, “Los Llanos de Zafra”, situada en su extremo SE, y en “El Calerizo”, situada en el extremo NW, con el fin de caracterizar la estructura en todo su desarrollo. En el caso del área de “Los Llanos de Zafra”, además de las observaciones de campo y el estudio de láminas delgadas de muestras orientadas recogidas en el campo, se ha efectuado un estudio microestructural de muestras tomadas del sondeo CZ-06 realizado por Rio Narcea Nickel S.A. (Fig. 6.1).

### 6.1.1. Sector de “Los Llanos de Zafra”

En campo, en el borde sur de la Zona de Cizalla de los Llanos, se observa una gran diversidad de litologías, donde se reconocen diabasas, metarriolitas, materiales de la Formación Torreárboles, y serpentinitas semejantes a las del macizo peridotítico Cerro Cabrera, todas fuertemente deformadas y milonitizadas.

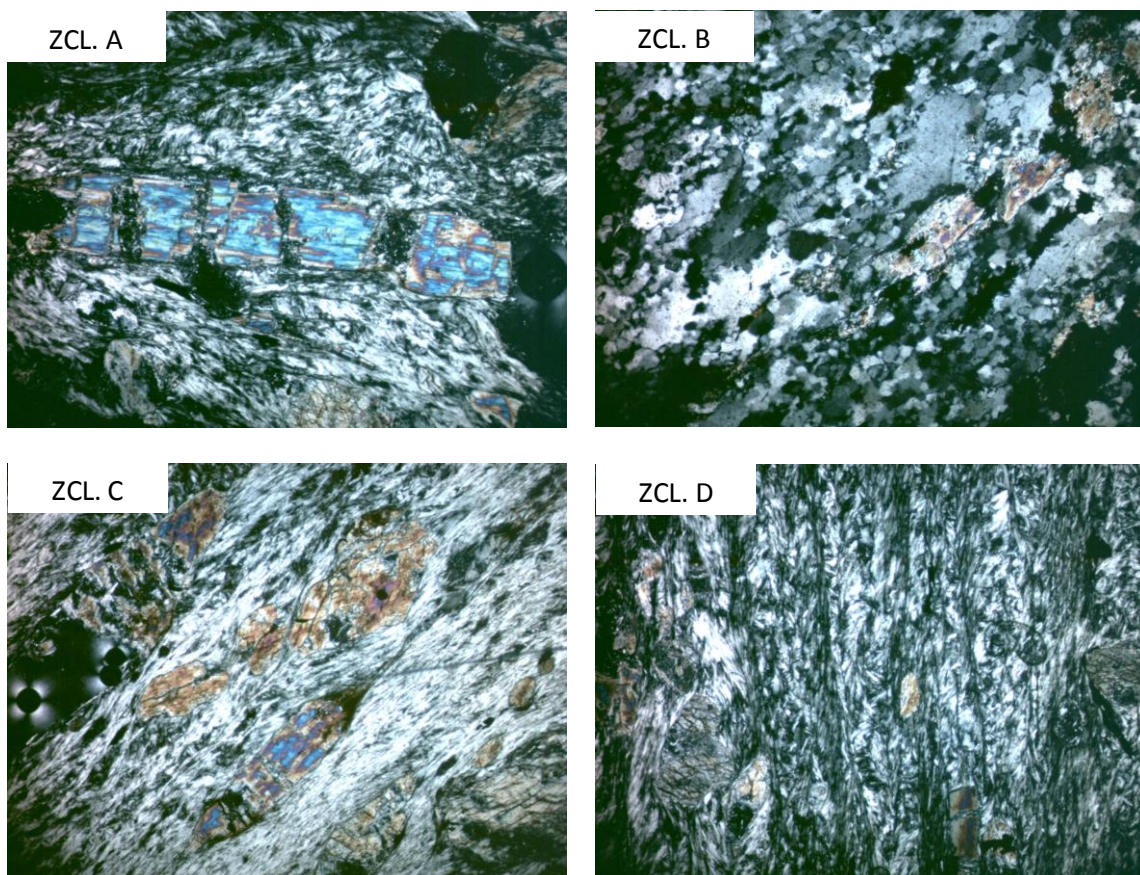
En afloramiento se pueden ver estructuras indicativas de la cinemática de la Zona de Cizalla de los Llanos. Se observan criterios cinemáticos de ambos tipos, siendo los dextrales con cierto componente inverso los que alcanzan un mayor desarrollo en la zona (Fig. 6.2.).



**Figura 6.2.** Aspecto en campo de la Zona de Cizalla de los Llanos, borde Sur. Son dominantes los criterios cinemáticos dextrales, con cierto componente inverso. (El mango del martillo situado en el sector inferior izquierdo sirve de escala del afloramiento).

En lámina delgada, las muestras correspondientes al afloramiento de la *Figura 6.2.*, presentan una deformación de carácter milonítico caracterizado por el desarrollo de una esquistosidad penetrativa (*Fig.6.3*). Esta esquistosidad aparece crenulada, indicando la superposición de al menos dos fases de deformación (*Fig.6.3. ZCL.D*).

Los anfíboles se encuentran como porfiroblastos que pueden estar fragmentados o aboudinados (*Fig.6.3. ZCL.A*). En algunas láminas se observa la presencia de subgranos de cuarzo, caracterizados por bordes suturados muy irregulares, resultado de procesos de recristalización dinámica (*Fig.6.3. ZCL.B*). Destacan bandas de deformación de tipo S-C muy penetrativas, que rodean porfiroclastos más resistentes a la deformación.



**Figura 6.3.** Microestructura y deformación interna de Filonitas asociada a la Zona de Cizalla de los Llanos.

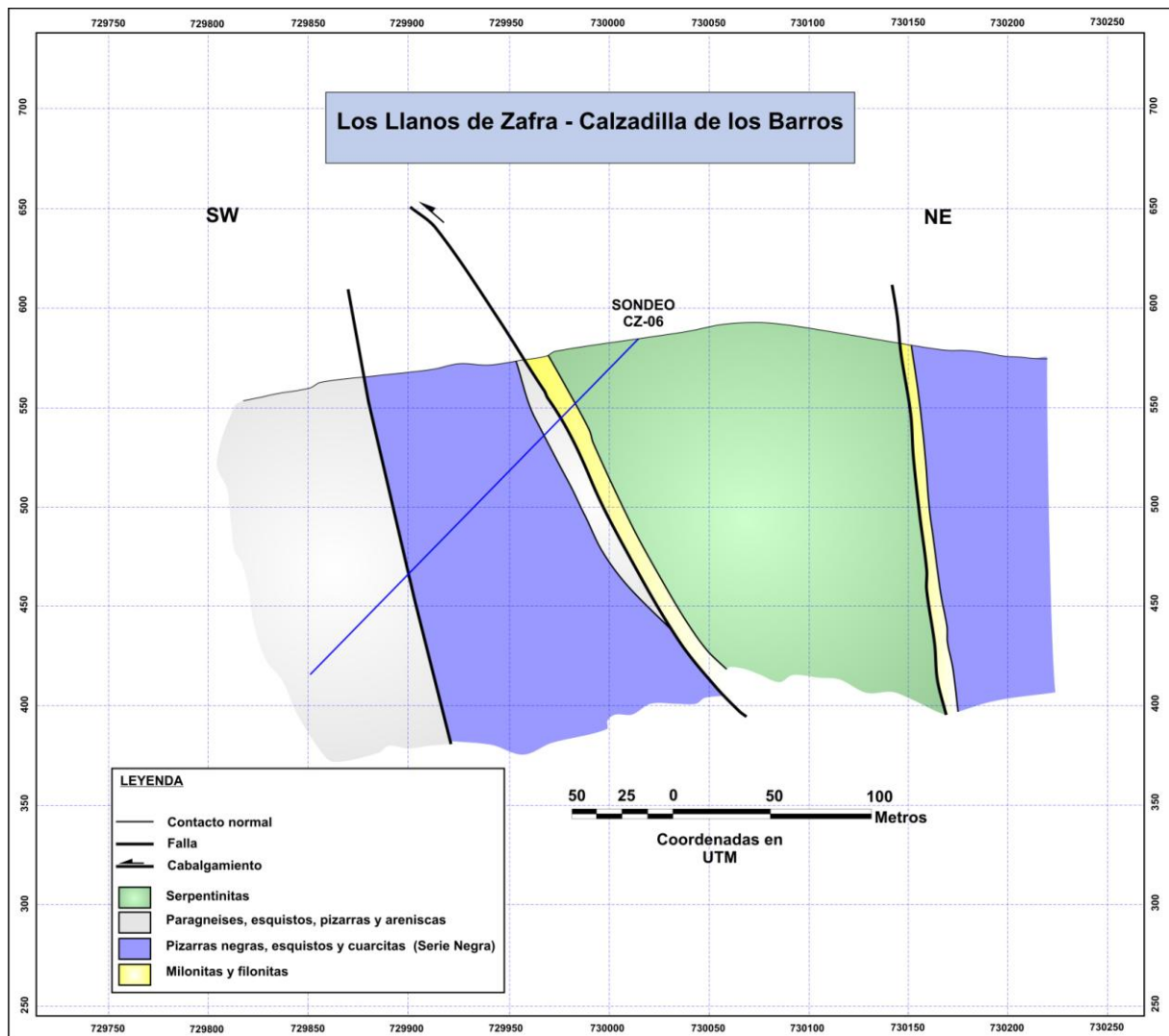
ZCL. A. Detalle de cristal de anfíbol fragmentado por estiramiento. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX.

ZCL. B. Procesos de recristalización dinámica de cuarzo. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX.

ZCL. C. Detalle de la deformación interna de la muestra. Porfiroclastos de anfíbol, rodeados por bandas miloníticas de anfíbol, cuarzo, y plagioclasa. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX.

ZCL. D. Detalle de la deformación interna de la muestra. Crenulación de la esquistosidad principal. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x, NX.

Para el estudio microestructural, se han analizado un total de 17 muestras correspondientes a diferentes profundidades del sondeo inclinado CZ-06, que atraviesa en profundidad la Zona de Cizalla de los Llanos en el sector SE, y que han permitido seguir el progresivo desarrollo de los procesos de cizalla dúctil y frágil desde el techo de la banda hacia el muro (Fig. 6.1 y Fig. 6.4). Este sondeo emboquillado en las serpentinitas afines a las del macizo Cerro Cabrera, atraviesa una zona de cizalla dúctil con una intensa deformación asociada.



**Figuras 6.4.** Sección de "Los Llanos de Zafra". Se muestra la posición del sondeo CZ-06, de cual se han estudiado un total de 17 muestras a diferentes profundidades en lámina delgada. Basado en la interpretación de Rio Narcea Nickel, S.A. (2005).

Las rocas muestran fábricas cataclásticas y miloníticas que indican aumento de la deformación con la profundidad, hasta atravesar la banda de cizalla y llegar al muro de ésta, donde aparecen metasedimentos lutítico-limolíticos de tonalidades negras correspondiente a la Serie Negra (*Fig. 6.5*).

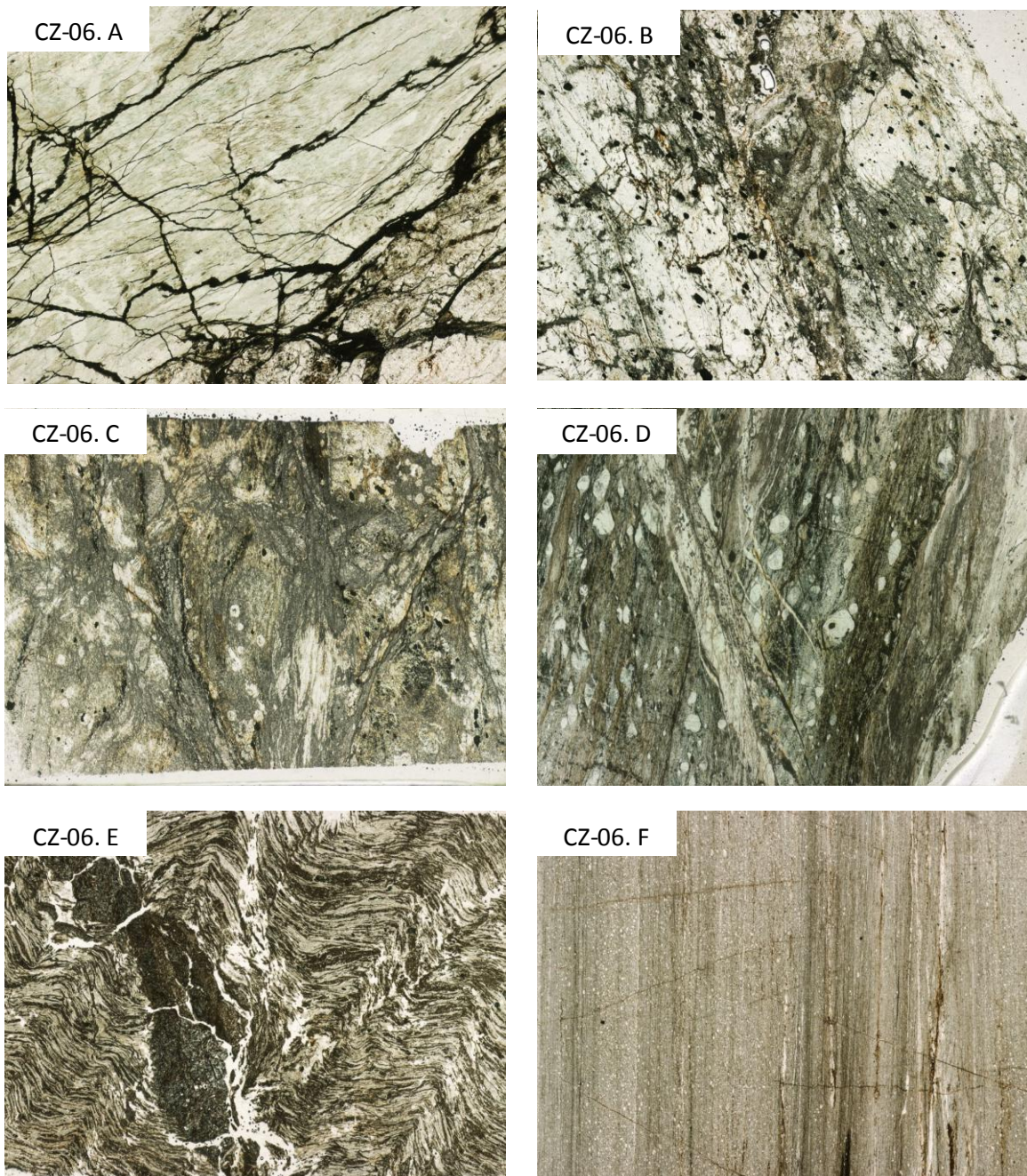
La mayor parte de las rocas son serpentinitas más o menos cizalladas formadas por una malla de crisotilo y antigorita, con una foliación muy bien definida, con abundantes estructuras sigmoides y en ocasiones un claro bandeo tectónico. Se observan abundantes opacos y granos y venas de calcita, esta últimas formadas por cristales con maclas de origen mecánico. Se identifican al menos dos familias de venas de carbonato cristalino y carbonato fibroso, incluso secuencias de cristalización de carbonato cristalino y cuarzo.

Las serpentinitas cizalladas pasan hacia verdaderas milonitas en profundidad, con porfiroclastos redondeados, totalmente serpentinizados, incluidos en una matriz de grano más fino también serpentinizada (*Fig. 6.5. CZ-06.D*). En esta muestra, parece que los nódulos serpentiniticos han sido aislados en una primera fase de deformación, y que han sido rotados y deformados en una fase posterior.

Algunos porfiroclastos presentan estructuras en dominó, con microfracturas sintéticas y antitéticas respecto al sentido de la cizalla determinada mediante las estructuras sigmoides de la foliación y de sistemas de porfiroclastos de tipo  $\sigma$  y  $\delta$ . Se observan también agregados de granos finos formados por recristalización dinámica. Los minerales opacos aparecen frecuentemente deformados, dando secciones elipsoidales (*Fig. 6.6*).

Las bandas tipo kink observadas en la muestra CZ-06. E (*Fig. 6.5*), podrían evidenciar que estas rocas estuvieron sometidas a períodos de deformación plástica durante el incremento del volumen de la masa ultramáfica al serpentinizarse.

Se observan bandas de deformación poco penetrativas, con sentidos de deslizamiento diverso, desarrolladas en unas condiciones de comportamiento dúctil-frágil, con criterios cinemáticos sinestrales. Además, se observa una deformación dúctil más penetrativa, donde los criterios cinemáticos son dextrales con cierta componente inversa, lo que estaría de acuerdo con las observaciones de campo y macroestructurales (*Fig. 6.2*). Superpuesta a esta cizalla dúctil penetrativa se observan bandas bien delimitadas con material de grano muy fino, con foliación muy fina oblicua, que dan sentidos de deslizamiento dextrales, y que se desarrolló en unas condiciones de comportamiento más frágil.



**Figura 6.5.** Progresión de la deformación con la profundidad en el Sondeo CZ-06, Zona de Cizalla de los Llanos.

CZ-06. A. Protocataclasita a 9,20 m de profundidad. Ancho de la microfotografía 5 cm.

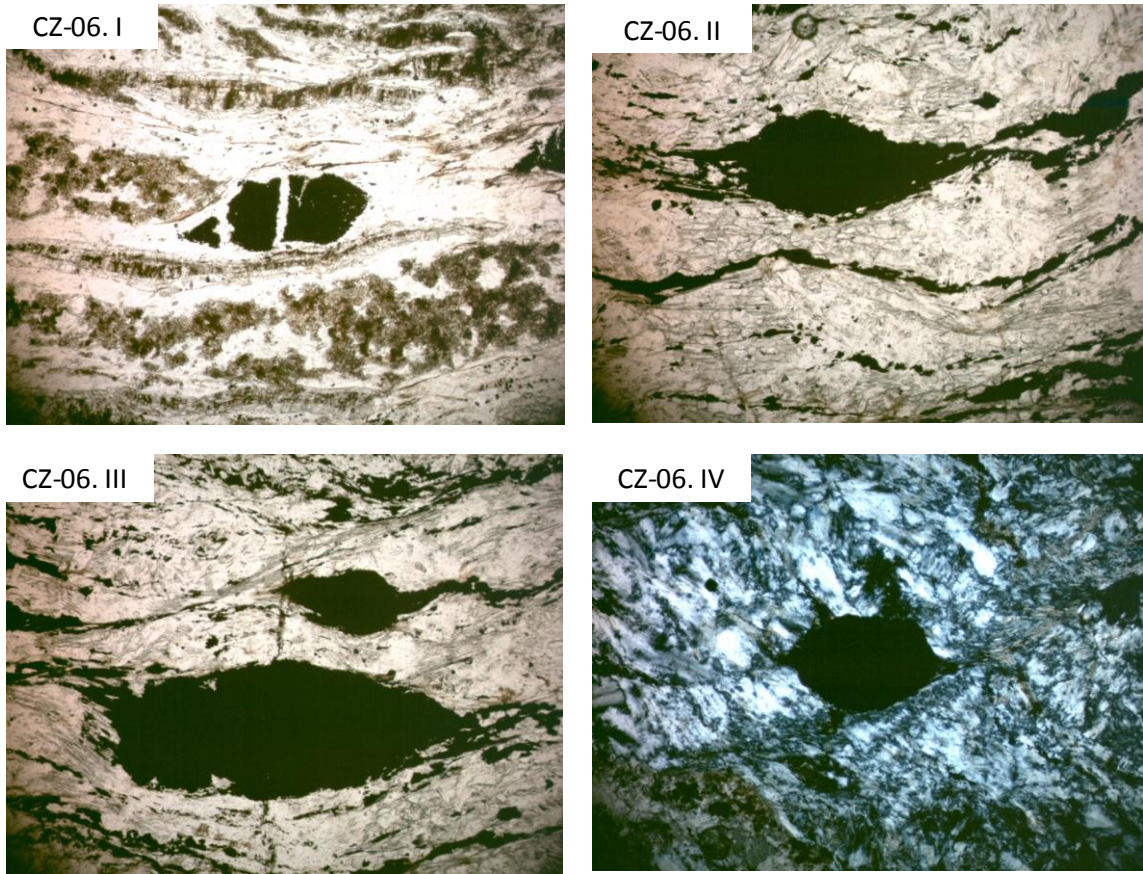
CZ-06. B. Serpentinita con foliación muy marcada a 31, 50 m de profundidad. Ancho de la microfotografía 5 cm.

CZ-06. C. Protomilonita a 39,35 m de profundidad. Ancho de la microfotografía 5 cm.

CZ-06. D. Milonita a 43 m de profundidad. Ancho de la microfotografía 5 cm.

CZ-06. E. Milonita muy alterada con fuerte deformación tipo kink, a 52,20 m de profundidad. Ancho de la microfotografía 5 cm.

CZ-06. F. Esquistos de la Serie Negra a 59,45 m de profundidad. Ancho de la microfotografía 5 cm.



**Figura 6.6.** Deformación de cristales opacos en el Sondeo CZ-06, Zona de Cizalla de los Llanos.

CZ-06. I. Cristal opaco con rotura en dominó. Criterio cinemático dextral. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x.

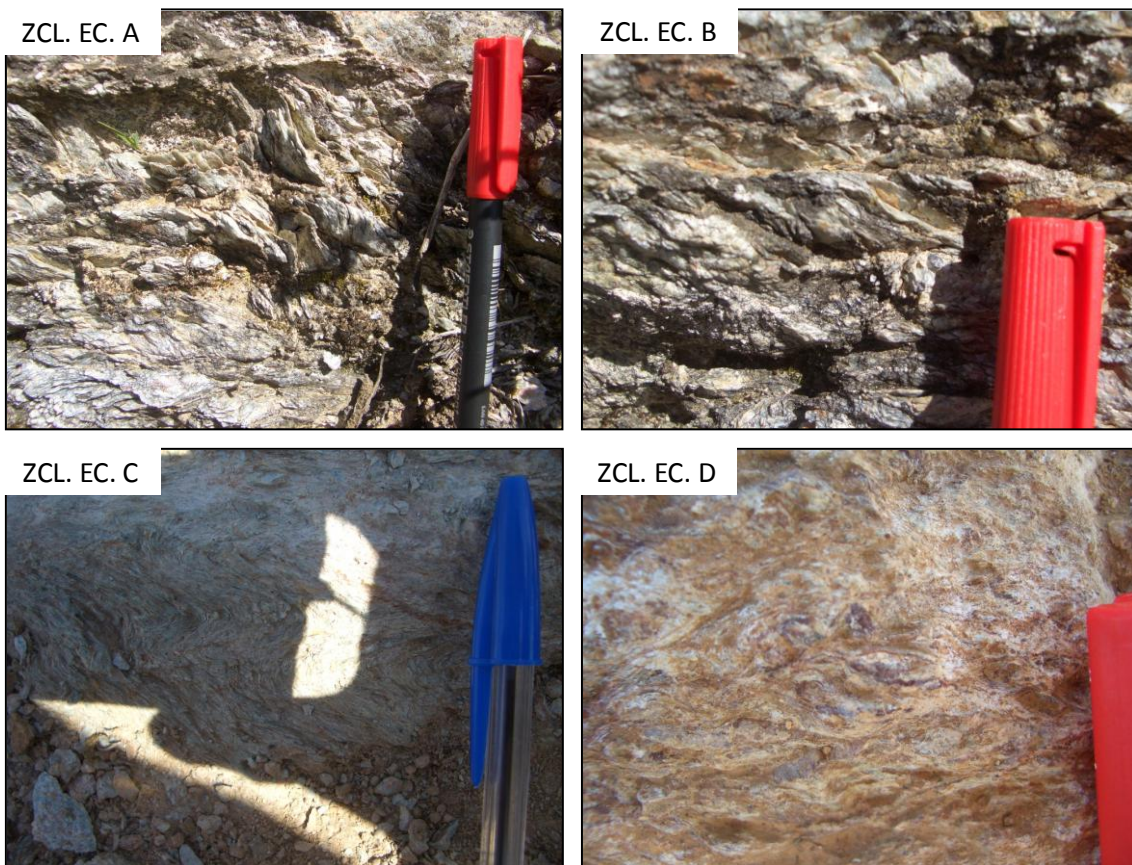
CZ-06. II. Cristal opaco deformado por cizalla. Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x.

CZ-06. III. Cristal opaco deformado por cizalla. Sistema  $\sigma$ . Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x.

CZ-06. IV. Cristal opaco deformado por cizalla. Sistema  $\sigma$ . Ancho de la microfotografía 3 mm. Objetivo 10x.NX.

### 6.1.2. Sector de “El Calerizo”

En el extremo NW de la Zona de Cizalla de los Llanos, en la zona de “El Calerizo”, destaca la alternancia de niveles filoníticos con planos de cizalla discretos, con foliación oblicua que indican sentidos de movimiento dextrales, alternando con niveles más competentes, con una marcada crenulación en la que se reconocen pliegues en “Z” asimétricos y muy apretados, de componente sinestral (Fig. 6.7).



**Figura 6.7.** Afloramiento de zona de deformación en “El Calerizo”, al NW de la Zona de Cizalla de los Llanos.

ZCL. EC. A. Aspecto de campo de Filonitas de la Zona de Cizalla de los Llanos en el área de El Calerizo. Bandas S-C con criterios cinemáticos sinestrales.

ZCL. EC. B. Aspecto de campo de Filonitas de la Zona de Cizalla de los Llanos en el área de El Calerizo. Detalle de sigmoide S-C con criterios cinemáticos sinestrales.

ZCL. EC. C. Crenulación en Filonitas de la Zona de Cizalla de los Llanos en el área de El Calerizo.

ZCL. EC. D. Detalle de sigmoide S-C con criterios cinemáticos sinestrales.

## **6.2. La Zona de Cizalla de los Llanos en el marco de la deformación regional**

Esta estructura pone en contacto la Unidad de Cabeza Gorda, que cabalga sobre la Unidad de Zafra situada al SE. En este contacto se ven involucrados materiales precámbricos y paleozoicos, destacando la presencia de escamas cabalgantes de serpentinitas semejantes a las del macizo Cerro Cabrera.

Del estudio microestructural se deducen al menos tres fases de deformación superpuestas, que se pueden resumir en:

- Bandas de deformación poco penetrativas, con sentidos de deslizamiento diverso, desarrolladas en unas condiciones de comportamiento dúctil-frágil, con criterios cinemáticos sinestrales.
- Deformación dúctil más penetrativa, donde los criterios cinemáticos son dextrales con una componente inversa. La ausencia de lineación impide cuantificar el valor de cada componente.
- Bandas bien delimitadas con material de grano fino, con foliación muy fina oblicua, que dan sentidos de deslizamiento dextrales, y que se desarrolló en unas condiciones de comportamiento más frágil.

Su orientación es similar a la de las estructuras variscas (fallas N140°E) que individualizan afloramientos alargados de la misma orientación que los pliegues de fase tres. Regionalmente se sabe que las fallas de este sistema han funcionado desde antiguo condicionando la paleogeografía, y que separan con frecuencia dominios y unidades diferentes, como ocurre en el caso de la Zona de Cizalla de los Llanos.

Con los datos de que disponemos, se le atribuye una edad Varisca, aunque es difícil precisar la o las etapas de deformación en que fue activa.

## 7. CONCLUSIONES

La Zona de Ossa-Morena forma parte de las zonas internas del Orógeno Varisco aflorantes en el extremo SO del Macizo Ibérico. Dentro de esta zona, en el área de estudio –zona de Calzadilla de los Barros- se pueden distinguir dos unidades: la Unidad de de Cabeza Gorda, formada por macizos peridotíticos y rocas precámbricas y cámbricas, y la Unidad de Zafra formada por rocas precámbricas y cámbricas. En esta área se ha realizado una investigación de carácter estructural en la que se han realizado las primeras observaciones de la microfábrica de las rocas, fundamentalmente en la zona de cizalla dúctil que pone en contacto ambas unidades. Las principales conclusiones obtenidas en este trabajo son:

1. El mapa geológico de la zona de Calzadilla de Los Barros muestra que la estructura general presenta una orientación NW-SE a NNW-SSE y está caracterizada por pliegues de longitud de onda kilométrica. Alineados según una dirección aproximada NW-SE se encuentran dos macizos peridotíticos: el de Cerro Cabrera al NW y el de la Sierra de Cabeza Gorda al SE. El macizo de Cerro Cabrera se dispone sobre los materiales de la Serie Negra (Precámbrico) mediante un cabalgamiento. El macizo peridotítico de la Sierra de Cabeza Gorda parece encontrarse en el núcleo de un antiforme NNW-SSE, aunque, dónde se han podido realizar observaciones, se ve que el contacto mediante las peridotitas y su encajante es por falla.
2. El límite entre la Unidad Cabeza Gorda y la Unidad de Zafra viene definido por una zona de cizalla de aproximadamente 1 km de ancho y orientación NW-SE, La Zona de Cizalla de los Llanos.
3. La Zona de Cizalla de los Llanos está caracterizada por la presencia de bandas de cizalla dúctil con desplazamientos predominantemente dextro-inversos, que superpone los materiales de la Unidad de Cabeza Gorda sobre la Unidad de Zafra, estando involucrados materiales precámbricos y paleozoicos, y destacando la presencia de escamas cabalgantes de serpentinitas semejantes a las del macizo Cerro Cabrera. El estudio microestructural evidencia al menos tres fases de deformación superpuestas. Esta estructura es de edad Varisca, aunque es difícil precisar la o las etapas de deformación en que fue activa.

4. La estructura que predomina en las rocas aflorantes en el área de estudio es una esquistosidad con orientación media de N143°E y buzamientos altos (media de 79°) hacia el SW y NE, y que en los estudios regionales se atribuye a la fase tres de edad Varisca.
5. Además de la deformación dúctil, en el macizo Cerro Cabrera destaca un conjunto de fallas frágiles y dúctil-frágiles, que pertenecen a dos sistemas principales de dirección N120-140°E y N40-60°E. Las fallas N120-140°E son paralelas a los pliegues de fase tres y han funcionado en diversas épocas condicionando la paleogeografía y estableciendo los límites de los dominios y unidades de la región con considerables desplazamientos.
6. Los estudios previos de los macizo peridotíticos proponen que representan una ofiolita de tipo alpino, emplazada en ambiente orogénico, y cuyo origen más probable está en una dorsal medioceánica. El estudio de la estructura interna de las peridotitas pone de manifiesto que en la columna de la ofiolita se asciende hacia el NE. Teniendo esto en cuenta, los metagabros, en contacto mecánico con las peridotitas de Cerro Cabrera, que formarían parte del nivel de gabros bandeados inmediatamente por encima de la Moho, deberían aflorar en la zona NE del macizo peridotítico Cerro Cabrera, y no al WSW tal como se encuentran. Por ello, es posible que los metagabros formen parte de una secuencia ofiolítica en profundidad, y que el macizo Cerro Cabrera y la Sierra de Cabeza Gorda correspondan a segmentos cabalgantes.

Se han expuesto los primeros resultados de la investigación de la deformación dúctil en el área de Calzadilla de los Barros. De ellos se desprende que los objetivos principales para la investigación futura se basarían en:

- Cartografía de detalle para establecer las relaciones entre las distintas formaciones.
- Observaciones meso y microestructurales de la Zona de Cizalla de los Llanos para conocer su cinemática.
- Estudiar los mecanismos de deformación en rocas de litologías muy contrastadas, con distintas respuesta mecánica frente a los esfuerzos.
- Establecer la secuencia de la deformación. ¿Existe deformación Cadomiense?  
¿Cuándo se emplazan las peridotitas?

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Aguayo Fernández, J.M. 1985. Rocas ultramáficas en el sector de Calzadilla de los Barros (Badajoz). Tesis de Licenciatura, Univ. País Vasco, 110 p.
- Arriola, A., Cueto, L.A., Fernández-Carrasco, J. y Garrote, A. 1984a. Serpentinitas y mineralizaciones de cromo asociadas, en el Proterozoico superior de Ossa-Morena. *Cuad. do Lab. Xeol. de Laxe* **8**, 137-145.
- Arriola, A., Eguíluz, L., Fernández-Carrasco, J. y Garrote, A. 1984b. Individualización de los diferentes dominios y unidades en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio. *Cuad. do Lab. Xeol. de Laxe*, **8**,147-168.
- Arriola, A., Eguíluz, L., Fernández-Carrasco, J., Garrote, A. y Sánchez-Carretero, R, 1984c. Zonación metamórfica en el área Monesterio-Fuente de Cantos; criterios texturales y mineralógicos. *Cuad. do Lab. Xeol. de Laxe* **8**, 169-194.
- Bandrés, A., Eguíluz, L., Gil Iburguchi, J. I., y Palacios, T. 2002. Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa-Morena Zone, Iberian Massif. *Tectonophysics* **352**, 105-120.
- Casquet, C. y Galindo, C. 2004. Magmatismo varisco y postvarisco en la zona de Ossa-Morena. En: Geología de España. (J.A. Vera, Ed.) SGE, IGME, pp. 194-198.
- Dallmeyer, R. D. y Quesada, C. 1992. Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics* **216**, 339-364.
- Dallmeyer, R. D., Fonseca, P. E., Quesada, C., y Ribeiro, A. 1993.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints for the tectonothermal evolution of a Variscan suture in southwest Iberia. *Tectonophysics* **222**, 177-194.
- Dallmeyer, R. D., García Casquero, J. L., y Quesada, C. 1995. Ar/Ar mineral age constraints on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous Complex (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Bol.Geol.Min.* **106**, 203-214.
- Eguíluz, L., Fernández-Carrasco, J., Garrote, A., Liñán, E., y Quesada, C. 1984. Sucesiones estratigráficas del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio en la transversal de Montemolín-Arroyomolinos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* **8**, 117-123.

- Etxebarria, M., Chalot-Prat, F., Apraiz, A. y Eguíluz, L. 2006. Birth of a volcanic passive margin in Cambrian time: Rift paleogeography of the Ossa-Morena Zone, SW Spain. *Precambrian Research* **147**, 366-386.
- Expósito, I., Simancas, J. F., González Lodeiro, F., Azor, A., y Martínez Poyatos, D. J. 2002. Estructura de la mitad septentrional de la zona de Ossa-Morena: deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Rev. Soc. Geol. Esp.* **15**, 3-14.
- Expósito, I., Simancas, J. F., González Lodeiro F., Bea, F., Montero, P., y Salman, K. 2003. Metamorphic and deformational imprint of Cambrian-Lower Ordovician rifting in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Spain). *Journal of Structural Geology* **25**, 2077-2087.
- Fernández-Carrasco, J., Portero García, J.M., Garrote, A., Arriola, A., Eguíluz, L., Sánchez-Carretero, R., Quesada, C. y Cueto, L.A. (1980). Hoja 1:50.000 nº 876 (Fuente de Cantos). IGME.
- García-Izquierdo, B. 2005. Evolución geodinámica y procesos mantélicos en el macizo de Herbeira, Complejo de Cabo Ortegal (NO de la Península Ibérica). Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 246 p.
- Garrote, A. 1976. Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. De Córdoba). Sierra Morena Central. *Mem. Not. Univ. Coimbra* **82**, 17-39.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Jenner, G.A., Tubrett, M.N, Cox, R, y Jackson, S.E. 2002. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics* **365**, 221-232.
- Liñán, E. 1984. Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa-Morena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* **8**, 283-314.
- Matte, P. 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorican microplate: a review. *Terra Nova* **13**, 122-128.
- Monterrubio Pérez, S. 1991. Mineralizaciones asociadas a rocas ultrabásicas en el Hercínico español. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 323 p.
- Murphy, J.B., Eguíluz, L. y Zulauf, G. 2002. Cadomian Orogens, peri-Gondwanan correlatives and Laurentia-Baltica connections. *Tectonophysics* **352**, 1-9.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A. y Dostal, J. 2006. *Geology* Vol.**34**, nº5, p.321-415.

- Nicolás, A. 1995. Las montañas bajo el mar: Expansión de los océanos y Tectónica de placas. Ed. Springer, 200 p.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, A., Azor, A., Simancas, J. F., y González Lodeiro, F. 2004. La Cordillera Varisca europea: El Macizo Ibérico. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.) SGE, IGME, pp. 21-230.
- Pin, C., Liñán, E., Pascual, E., Donaire, T., y Valenzuela, A. 2002. Late Neoproterozoic crustal growth in the European Variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Córdoba Andesites (Ossa-Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics* **352**, 133-151.
- Quesada, C. 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in Iberian Massif. *Tectonophysics* **185**, 225-245.
- Quesada, C. y Dallmeyer, R. D. 1994. Tectonothermal evolution of the Badajoz-Cordoba shear zone (SW Iberia): characteristics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics* **231**, 195-213.
- Revé, D., Rodríguez, G., Melgarejo i Draper, J.C., Gervilla, F. y Proenza, J.A. 1998. Las cromititas ofiolíticas del yacimiento Mercedita (Cuba): Un ejemplo de cromititas ricas en Al en la zona de transición manto-corteza. *Acta geológica hispánica* **33**, 1-4, 179-212.
- Romeo, I., 2006. Estudio estructural, gravimétrico y geocronológico del Complejo Ígneo de Santa Olalla (SO de la Península Ibérica): Marco tectónico del yacimiento de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 228 p.
- Sánchez-García, T., Bellido, F. y Quesada, C. 2002. Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics* **365**, 233-255.
- Sánchez-Jiménez, N. 2003. Estructura gravimétrica y magnética de la corteza del suroeste peninsular (Zona Surportuguesa y Zona de Ossa-Morena). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 243 p.
- Simancas, J. F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., y González Lodeiro, F. 2001. The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics* **332**, 295-308.

- Simancas, J. F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G. R., Pascual, E., Sáez, R., y Expósito, I. 2003. Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics* **22**, 1062.
- Tornos, F., Invierno, C.M.C., Casquet, C., Mateus, A., Ortiz, G. y Oliveira, V. 2004. The metallogenic evolution of the Ossa-Morena Zone. *Journal of Iberian Geology* **30**, 143-181.
- Tornos, F., Casquet, C., y Relvas, J. M. R. S. 2005. Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusion of deep mafic sills: A model for the unusual metallogenesis of SW Iberia. *Ore Geology Reviews*. **27**[1-4] 133-163.