



Universitat Autònoma de Barcelona

**ADVERTIMENT.** L'accés als continguts d'aquesta tesi queda condicionat a l'acceptació de les condicions d'ús establertes per la següent llicència Creative Commons:  [http://cat.creativecommons.org/?page\\_id=184](http://cat.creativecommons.org/?page_id=184)

**ADVERTENCIA.** El acceso a los contenidos de esta tesis queda condicionado a la aceptación de las condiciones de uso establecidas por la siguiente licencia Creative Commons:  <http://es.creativecommons.org/blog/licencias/>

**WARNING.** The access to the contents of this doctoral thesis it is limited to the acceptance of the use conditions set by the following Creative Commons license:  <https://creativecommons.org/licenses/?lang=en>



**UAB**

Universitat Autònoma  
de Barcelona

Departament de Geologia  
Unitat de Petrologia i Geoquímica

**Evolució del mantell subcontinental  
litosfèric del NE d'Ibèria a partir de  
l'orientació cristal·logràfica preferent  
i la geoquímica de xenòlits  
mantè·lics**

**Tesis doctoral**

**Mercè Fernàndez-Roig**

Dirigida per Gumer Galán

**2017**





Universitat Autònoma  
de Barcelona

Departament de Geologia

**Evolució del mantell subcontinental  
litosfèric del NE d'Iberia a partir de  
l'orientació cristal·logràfica preferent i la  
geoquímica de xenòlits mantèl·lics**

per  
Mercè Fernàndez Roig

Tesis presentada per Mercè Fernàndez Roig per optar al títol de doctor de la Universitat Autònoma de Barcelona. Aquesta memòria ha estat dirigida per Gumer Galán, professora titular del departament de geologia, unitat de petrologia i geoquímica de la Universitat Autònoma de Barcelona.

Bellaterra, Juny de 2017



*A la meva petita família*



## CONTINGUTS

---

AGRAÏMENTS

RESUM

ABSTRACT

RESUMEN

<b>1. INTRODUCCIÓ .....</b>	<b>1</b>
<b>2. ANTECEDENTS .....</b>	<b>7</b>
2.1. Localització dels xenòlits mantèl·lics dins de la placa europea .....	7
2.2. Contexts tectònics dels xenòlits mantèl·lics europeus .....	8
2.3. Característiques dels xenòlits mantèl·lics europeus .....	11
2.4. Antecedents dels xenòlits de la Zona Volcànica Catalana i problemes plantejats .....	20
<b>3. CONTEXT GEOLÒGIC DE LA ZONA VOLCÀNICA DE CATALUNYA</b>	
3.1. Context pre-rift Neogen- Quaternari .....	31
3.2. Formació del rift Neogen- Quaternari .....	33
3.3. Característiques de la Zona Volcànica Catalana .....	34
<b>4. OBJECTIUS .....</b>	<b>43</b>
<b>5. METODOLOGIA.....</b>	<b>47</b>
5.1. Treball de camp i selecció de les mostres .....	47
5.2. Estudi petrogràfic amb microscopi .....	47
5.3. Estudi de imatges per SEM .....	48
5.4. Anàlisis d'elements majors en minerals per microsonda electrònica .....	49
5.5. Anàlisis de l'OCP per SEM- EBSD .....	49
5.6. Anàlisis químics d'elements majors i traça en roca total per ICP-MS .....	52
5.7. Anàlisis químics d'elements traça per LA-ICP-MS en clinopiroxè .....	53



<b>6. GEOLOGIA DE CAMP .....</b>	<b>57</b>
<b>7. PETROGRAFIA .....</b>	<b>61</b>
7.1. Descripció macroscòpica dels xenòlits mantèl·lics .....	61
7.2. Classificació modal dels xenòlits .....	62
7.3. Classificació microestructural de peridotites i piroxenites .....	63
7.4. Microestructures de reacció .....	68
7.5. Mineralogia .....	75
7.6. Conclusions parcials .....	80
<b>8. QUÍMICA MINERAL .....</b>	<b>96</b>
8.1. Olivina .....	96
8.2. Ortopiroxè .....	98
8.3. Clinopiroxè .....	100
8.4. Espinel·la .....	102
8.5. Amfíbol .....	104
8.6. Flogopita .....	105
8.7. Plagiòclasi .....	105
8.8. Vidre .....	106
8.9. Correlacions entre la composició química de les fases minerals .....	106
8.10. Química mineral de les corones al voltant de l'espinel·la, l'amfíbol i l'ortopiroxè .....	108
8.11. Sulfurs de Fe-Ni-Cu .....	111
8.12. Conclusions parcials .....	114
<b>9. CONDICIONS D'EQUILIBRI .....</b>	<b>166</b>
9.1. Temperatura d'equilibri .....	166
9.2. Pressió d'equilibri .....	171
9.3. Fugacitat d'oxigen .....	173
9.4. Conclusions parcials .....	176
<b>10. ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT (OCP) .....</b>	<b>184</b>
10.1. Introducció .....	184

10.2.	La fàbrica de l'OCP de minerals en xenòlits mantèl·lics de la placa europea: Estat de la qüestió .....	192
10.3.	Mostres analitzades i criteris de classificació .....	193
10.4.	Les OCP de l'olivina i els piroxens .....	196
10.5.	Discussió .....	202
10.6.	Conclusions parcials .....	210
<b>11.</b>	<b>ANISOTROPIA SÍSMICA .....</b>	<b>226</b>
11.1.	Introducció .....	226
11.2.	Resultats .....	228
11.3.	Relació entre les propietats sísmiques, l'OCP i les microestructures .....	230
11.4.	Les propietats sísmiques i la deformació .....	230
11.5.	Comparació i relació entre les propietats sísmiques calculades i les dades geofísiques d'altres models .....	232
11.6.	Origen de l'anisotropia en la ZVC .....	234
11.7.	Conclusions parcials .....	236
<b>12.</b>	<b>GEOQUÍMICA .....</b>	<b>244</b>
12.1.	Elements majors en roca total .....	244
12.1.1.	<i>Química dels minerals en relació a la de roca total .....</i>	<i>248</i>
12.1.2.	<i>Comparació amb zones pròximes a la ZVC .....</i>	<i>249</i>
12.1.3.	<i>Relació entre la geoquímica de elements majors del MSCL i el context geodinàmic .....</i>	<i>249</i>
12.2.	Elements traça en roca total .....	252
12.2.1.	<i>Covariació dels elements traça vs. %MgO total ....</i>	<i>252</i>
12.2.2.	<i>Covariació entre elements traça .....</i>	<i>253</i>
12.2.3.	<i>Diagrames REE i multielementals .....</i>	<i>254</i>
12.2.4.	<i>Comparació amb altres zones pròximes .....</i>	<i>258</i>
12.3.	Elements traça en clinopiroxè i amfíbol: comparació amb les dades de roca total .....	260
12.3.1.	<i>Covariació dels elements traça vs. %MgO total .....</i>	<i>260</i>
12.3.2.	<i>Covariació entre elements traça .....</i>	<i>261</i>
12.3.3.	<i>Diagrames REE i multielementals .....</i>	<i>261</i>

**13. DISCUSSION ..... 298**

13.1. What does the new sampling tell us about the  
SCLM beneath the Catalan Volcanic Zone? ..... 298

13.2. Petrography and mineralogy ..... 299

13.3. Mineral chemistry ..... 303

    13.3.1. *Essential silicates and spinel* ..... 303

    13.3.2. *Accessory silicates* ..... 306

    13.3.3. *Phases in overgrowth microstructures, gabbro-norite  
microband and in pyrometamorphic  
microstructures* ..... 306

    13.3.4. *Sulphides* ..... 310

13.4. T, P, fO<sub>2</sub> equilibrium conditions ..... 312

13.5. Crystal preferred orientations (CPO) of minerals:  
deformation episodes and correlation P-T-fO<sub>2</sub>  
conditions ..... 313

13.6. Mantle anisotropy and structure ..... 316

13.7. Whole-rock major element geochemistry, whole-rock  
and clinopyroxene trace element geochemistry:  
inferences on the type of mantle and on petrogenetic  
processes ..... 319

    13.7.1. *The nature of the studied SCLM* ..... 319

    13.7.2. *Petrogenetic processes* ..... 320

    13.7.3. *Evolution of the SCLM in NE Iberia: relationships  
between petrogenetic episodes and CPO* ..... 334

13.8. The subcontinental lithospheric mantle of NE Iberia  
compared to other domains of the European SCLM .... 339

**14. CONCLUSIONS ..... 350**

**REFERÈNCIES ..... 356**

**ANNEX**





## AGRAÏMENTS

Primerament vull agrair a la meua directora Gumer Galán per confiar en mi i donar-me l'oportunitat de fer aquesta tesi, sense ella res de tot això hagués estat possible. Gràcies per haver estat sempre al meu costat, recolzar-me en tot moment i per ajudar-me en tots els aspectes. No hagués pogut tenir una millor directora i professora. Ha estat una gran lluita i aprenentatge.

Aquesta tesi ha estat finançada pel projecte d'investigació CGL2011-26700 del Ministerio de Ciencias e Innovación (MICINN) i la beca FPI BES- 2012-051860 del Ministerio de Educación y Cultura (MEC), a més de les dues beques del MEC per a les estades breus que es van dur a terme durant aquests 4 anys, tres mesos a la Universitat de Liverpool (EEBB-I-2014-07880) i dos mesos a la Universitat Blaise-Pascal a Clermont- Ferrand (EEBB-I-2015-10193).

També el meu agraïment als professors, becaris i personal d'administració del departament de geologia de la UAB, amb qui he compartit molts moments i xerrades, per l'acolliment durant la realització del treball. El meu agraïment especial pel Valentí Oliveras pel treball i mostreig fet anteriorment a l'inici d'aquesta tesi.

Durant aquests anys també he necessitat l'ajuda tècnica (i amistat) de Lluís Gordón del laboratori de preparació de làmines primes del Departament de Geologia de la UAB, per la preparació de làmines primes i roques pel seu posterior anàlisi. Agrair a en Francesc Bohils i l'Emma Rossinyol, del Servei de Microscòpia de la UAB, la seva assistència amb el microscopi electrònic d'escombrat i per deixar-me utilitzar tantes vegades com necessités l'ordinador amb el software Channel 5. També agrair a en Xavier Llovet el suport durant les llargues sessions de microsonda electrònica als Serveis Científicotècnics de la UB.

Per altra banda, agrair a la Dr. Elisabetta Mariani "Betty" i al Dr. Christian Pin la seva càlida acollida i ajuda durant les estades breus. A Jean-Luc Devidal per ensenyar-me el funcionament del LA-ICP-MS i facilitar-me un lloc on agradable on treballar durant la meua estada a Clermont- Ferrand, i a la Carmel Pinnington per la seva ajuda tècnica amb el SEM-EBDS. També agrair a tota aquella gent que em va envoltar durant les estades breus i congressos fent d'ells una experiència única.

A la Erzika Cruz i la Carmen Ma Aguilar, dues bones amigues que encara que no ens veiem gaire, quan ho fem, les xerrades poden arribar a ser interminables. Gràcies pels vostres somriures, el bon rollo i felicitat que irradiieu.

Gràcies infinites al meu el pare i la meua mare, que sempre em diuen que es senten molt orgullosos de mi, que han estat al meu costat en tots els moments, que m'han acompanyat on fes falta i han esperat el temps que fos. Gràcies per no fallar-me mai.

Gràcies Ivan, el meu company de viatge des de ja fa més de 13 anys, molts moments, bons, dolents, però cap per oblidar. Per estar sempre allà, donar-me ànims i ser sempre positiu, per treure el millor de mi, i per les experiències que hem viscut i que ens queden per viure.

No podia faltar el meu agraïment al Kimbo, el meu petit tresor, que m'acompanya sempre i del que he après tantes coses.

I finalment, agrair a totes aquelles persones amb qui comparteixo el meu camí, el meu germà, les tietes, la iaia, i tota la família, també comptant els que ja no hi són però amb qui també hi penso molt,... perquè de cadascun d'ells he après alguna cosa.



## RESUM

*Els estudis previs en xenòlits mantèl·lics englobats en roques basàltiques del Neogen- Quaternari de la Zona Volcànica Catalana, van revelar l'existència d'un mantell subcontinental litosfèric heterogeni, format principalment per lherzolites i harzburgites protogranulars amb espinel·la, i piroxenites en menor proporció. Ambdues peridotites es van interpretar com residus de la fusió parcial, que posteriorment van experimentar diferents episodis metamòtics. Un metasomatisme antic causat per fluids de subducció només el registren les harzburgites, mentre que un metasomatisme posterior, relacionat amb fosos silicatats i derivats carbonatítics va afectar a les harzburgites i algunes lherzolites. Les piroxenites es van relacionar amb fosos màfics alcalins de l'últim metasomatisme. A més, aquests estudis van plantejar altres preguntes que eren necessàries avaluar sobre aquest mantell subcontinental litosfèric europeu i que són l'objectiu d'aquesta tesi: (1) relacions entre la deformació del mantell i les microestructures; (2) identificació de les associacions minerals dels sulfurs; i (3), relació entre la deformació mantèl·lica i els processos petrogenètics com la fusió parcial i la interacció roca-fos infiltrant. Per poder tractar aquests temes es van utilitzar tècniques clàssiques com el microscopi petrogràfic, combinades amb d'altres més analítiques: anàlisis d'elements majors en minerals per EPMA i de traces per LA-ICP-MS, anàlisis de roca total (elements majors i traça) per ICP-MS, anàlisis d'imatges d'electrons retrodispersats per l'estudi dels sulfurs i les fases en microestructures de reacció per SEM, i la indexació de les orientacions cristal·logràfiques preferents dels minerals principals per SEM-EBDS.*

*El nou mostreig confirma que les roques mantèl·liques d'aquesta zona són lherzolites (56%) i harzburgites (40%) amb espinel·la i websterites olivíniques (4%) protogranulars. Entre les lherzolites a més, n'hi ha un 15% amb microestructura porfiroclàstica i un 10% amb microestructura equigranular. Les peridotites i websterites protogranulars es van equilibrar a major temperatura (1175-1025 °C) i pressió que les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars (994-803 °C). Les associacions mineralògiques dels sulfurs són el resultat de la desmescla de solucions sòlides monosulfúriques (Fe-Ni) i intermèdies de Cu d'alta temperatura (1000-900 °C) al disminuir aquesta (600 °C). Prèviament a ser arrencat per la lava, aquest mantell va experimentar varies etapes de fusió parcial, interacció roca-fos, amb diferents fraccions de fos, i deformació. La indexació de les orientacions cristal·logràfiques preferents va revelar l'existència de tres fàbriques de deformació de l'olivina. Una fàbrica axial [010], forta i coherent amb la dels piroxens en la majoria dels casos, característica de la majoria de les harzburgites, lherzolites i websterites protogranulars. Aquesta fàbrica es relaciona amb una deformació tardi-Herciniana per cisalla simple o transpressió, i que van perdurar posteriorment per l'annealing i el creixement cristal·lí afavorit per la infiltració limitada de fosos, des de la descompressió herciniana fins al final del rift Cretàcic. Les fàbriques més dèbils, ortoròmbica i axial [100], són més típiques de lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars, els piroxens de les quals tenen fàbriques incoherents amb les de l'olivina. Aquestes fàbriques s'expliquen per una deformació transtensiva, a esforços més elevats i condicions de temperatura i pressió decreixent respecte la deformació anterior. Es relacionen amb la extensió tardi Alpina que va formar les conques neògenes. Prèviament a la deformació herciniana, la història evolutiva de les peridotites va poder ser diferent, i en part condicionada per processos dicotòmics. El metasomatisme i possible fusió parcial en una zona de subducció de les harzburgites, no va ser registrat per les lherzolites. Aquestes deriven d'una fusió parcial menys intensa, però la moda més baixa de l'olivina i més alta de l'ortopiroxè de les que indiquen les trajectòries de fusió, suggereix la interacció amb un volum important d'un fos ric en SiO<sub>2</sub>, és a dir, un metasomatisme camuflat. La infiltració post herciniana d'un volum limitat de fosos alcalins, especialment durant el Cretàcic superior, va afavorir la conservació de les fàbriques tipus axial [010], també va metasomatitzar de forma críptica les harzburgites i algunes lherzolites. Tots aquests processos són anteriors a la deformació transtensional tardi Alpina que va afectar tant a les lherzolites metasomatitzades com les no metasomatitzades. Només serien post-cinemàtiques algunes de les microestructures esporàdiques de reacció, degut a una interacció limitada roca-fos just abans de la fragmentació i transport del mantell per la lava.*





## ABSTRACT

*Previous studies on mantle xenoliths enclosed in Neogene-Quaternary basaltic rocks from the Catalan Volcanic Zone revealed a heterogeneous subcontinental lithospheric mantle formed mainly of protogranular spinel lherzolites and harzburgites with minor pyroxenites. Both peridotites were thought to represent residues after partial melting of a Primitive Mantle followed by subsequent metasomatic episodes. An earlier metasomatism caused by subduction-related fluids was only registered by harzburgites. A later metasomatism caused by alkaline silicate melts and carbonatite derivatives was registered by harzburgites and some lherzolites. Pyroxenites were related to the mafic alkaline melts of the later metasomatism. However, other topics remained to be explored in this part of the European lithospheric mantle, among which the following are the aims of this study: (1) relationships between deformation and microstructures, (2) identification of sulphide mineral associations; and, (3) relationships between mantle deformation and petrogenetic processes (partial melting, melt-rock interaction). To approach these issues, we enlarged the xenolith sampling and used classical techniques as the petrographic microscope, combined with EPMA (major element analyses of minerals), ICP-MS (whole-rock major and trace element analyses), LA-ICP-MS (mineral trace element analyses), SEM (backscattered images of sulphides and of mineral overgrowth microstructures) and SEM-EBSD (indexing of the crystal-preferred orientations of the main minerals).*

*The new sampling confirms that protogranular anhydrous spinel lherzolites (56%) and harzburgites (40%) with minor olivine websterites (4%) are the main mantle lithologies. Porphyroclastic and equigranular lherzolites are 15 and 10%, respectively, of the total lherzolites. Protogranular peridotites and websterites were equilibrated at higher temperature (1175-1025 °C) and pressure than porphyroclastic and equigranular lherzolites (994-803 °C). Sulphide mineral associations resulted from the breakdown of high temperature (1000-900 °C) Ni-Fe monosulphide solid solutions and Cu intermediate solid solution at temperature < 600 °C. Previous to the lava transport, the lithospheric mantle of this area experimented multi-stage processes of melt depletion, melt-rock interaction, at different melt/rock ratio, and deformation. Indexation of crystal-preferred orientations revealed three olivine deformation fabrics. Most protogranular harzburgites, lherzolites and one websterite show strong olivine [010]-fiber fabric and coherent pyroxene fabrics. These fabrics are related to late Hercynian simple shear or transpression, and to subsequent annealing and grain growth, favoured by the limited percolation of melts, from the late Hercynian decompression to the Cretaceous rifting. Weaker olivine orthorhombic and rare [100]-fiber fabrics are more characteristic of porphyroclastic and equigranular lherzolites, the pyroxenes of which show mostly incoherent fabrics. These fabrics are explained by transtensional deformation at higher stress and decreasing T and P with respect to the [010]-fiber type, during late Alpine extensional movements that led to the formation of Neogene basins. The evolution history of both peridotites, before the common Hercynian deformation, could have been different and conditioned by a dichotomy in processes. The earlier subduction-related metasomatism, and possible melt depletion, of harzburgites is not registered by lherzolites. Lherzolites are also the result of less severe melt depletion, but the most fertile of them, with olivine and orthopyroxene mode under and over melt depletion trends, respectively, suggest SiO<sub>2</sub>-rich melt (fluid)-rock interaction at high melt fraction (i.e., stealth metasomatism). Post-Hercynian percolation of a limited volume of alkaline silicate melts and derivatives, during the Cretaceous, contributed to preserve the olivine [010]-fiber fabric and to metasomatize cryptically harzburgites and some lherzolites. These petrogenetic processes pre-dated the late Alpine transtensional deformation that affected both metasomatized and non metasomatized lherzolites. Only sporadic mineral overgrowth microstructures, due to limited melt-rock interaction shortly before the transport of the xenoliths by the lavas, seem to be post-kinematic.*



## RESUMEN

Los estudios previos sobre xenolitos mantélicos en rocas basálticas neógeno-cuaternarias de la Zona Volcánica de Cataluña revelaron la existencia de un manto subcontinental litosférico heterogéneo, formado principalmente por lherzolitas y harzburgitas protogranulares con espinela, y por piroxenitas en menor proporción. Las dos peridotitas se interpretaron como residuos de fusión parcial que experimentaron posteriormente diferentes episodios metasomáticos. Un metasomatismo más viejo causado por fluidos de subducción solo lo registraron las harzburgitas, mientras que un metasomatismo posterior, relacionado con fundidos silicatados y derivados carbonatíticos, afectó a las harzburgitas y a algunas lherzolitas. Las piroxenitas se relacionaron con fundidos máficos alcalinos del último metasomatismo. Además, estos estudios plantearon otras cuestiones sobre esta parte del manto litosférico europeo que era necesario evaluar y que son el objetivo de esta tesis: (1) relaciones entre la deformación del manto y las microestructuras; (2) identificación de las asociaciones minerales de sulfuros; y (3), relación entre la deformación mantélica y procesos petrogenéticos como la fusión parcial y la interacción roca-fundidos percolantes. Para tratar estos temas se utilizaron técnicas clásicas, como el microscopio petrográfico, combinadas con otras más analíticas: análisis de elementos mayores en minerales por EPMA y de trazas por LA-ICP-MS, análisis de roca total (elementos mayores y traza) por ICP-MS, análisis de imágenes de electrones retrodispersados para estudio de sulfuros y de fases en texturas de reacción por SEM, e indexación de orientaciones cristalográficas preferentes en los minerales principales por SEM-EBSD.

El muestreo nuevo confirma que las rocas mantélicas de esta zona son lherzolitas (56%), harzburgitas (40%) con espinela y websteritas olivínicas (4%) protogranulares. Entre las lherzolitas hay además un 15% con microestructura porfidoclástica y 10% con microestructura equigranular. Las peridotitas y websteritas protogranulares se equilibraron a mayor temperatura (1175-1025 °C) y presión que las lherzolitas porfidoclásticas y equigranulares (994-803 °C). Las asociaciones minerales de sulfuros son el resultado de la desmezcla de soluciones monosulfúricas (Fe-Ni) e intermedias de Cu de alta temperatura (1000-900 °C) al descender esta (< 600 °C). Previamente a ser fragmentado por la lava, este manto experimentó varias etapas de fusión parcial, de interacción roca-fundido a diferentes fracciones de fundido, y de deformación. La indexación de orientaciones cristalográficas preferentes reveló la existencia de tres fábricas de deformación del olivino. La fábrica axial [010], fuerte y coherente con la de los piroxenos en la mayoría de casos, es característica de la mayoría de harzburgitas, lherzolitas y websteritas protogranulares. Esta fábrica se relaciona con una deformación tardi Hercínica por cizalla simple o transpresión, y persistió posteriormente por annealing y crecimiento cristalino favorecidos por la percolación limitada de fundidos, desde la descompresión hercínica hasta el final del rift Cretácico. Fábricas más débiles, de tipo ortorrómbico y axial [100], son más típicas de lherzolitas porfidoclásticas y equigranulares, los piroxenos de las cuales tienen fábricas incoherentes con las del olivino. Estas fábricas se explican por una deformación transtensiva, bajo mayores esfuerzos, y en condiciones de temperatura y presión decrecientes respecto a la deformación anterior. Se relacionan con la extensión tardi Alpina que formó las cuencas neógenas. Previamente a la deformación hercínica de ambas peridotitas, su historia evolutiva pudo ser diferente y en parte condicionada por procesos dicotómicos. El metasomatismo, y posible fusión parcial, en una zona de subducción de las harzburgitas no fue registrado por las lherzolitas. Las lherzolitas derivan de una fusión parcial menos intensa, pero la moda más baja de olivino y más alta de ortopiroxeno que las que indican las trayectorias de fusión sugiere la interacción de la peridotita con un volumen importante de fundido rico en SiO<sub>2</sub>, es decir de metasomatismo camuflado. La percolación post Hercínica de un volumen limitado de fundidos alcalinos, especialmente durante el Cretácico Superior, favoreció no sólo la conservación de las fábricas tipo axial [010], sino que también metasomatizó de forma críptica las harzburgitas y algunas lherzolitas. Todos estos procesos son anteriores a la deformación transtensional tardi Alpina que afectó tanto a las lherzolitas metasomatizadas como a las no metasomatizadas. Sólo serían post-cinemáticas algunas microestructuras de reacción esporádicas, debidas a una interacción limitada roca-fundido poco antes de la fragmentación y transporte del manto por la lava.



## INTRODUCCIÓ

La Terra es divideix principalment en nucli, mantell i escorça com a resultat de dos processos fonamentals. Per una banda, la formació d'un nucli metàl·lic als inicis de la història de la Terra, i per l'altre la formació de l'escorça continental a partir de la fusió parcial del mantell silicatat. Aquest procés, s'ha estat donant amb una intensitat variable des de l'inici de la història de la Terra, modificant principalment la zona més somera del mantell, que es troba aïllada del mantell inferior que experimenta moviments convectius i que seria més homogeni (Palme & O'Neill, 2003).

El mantell subcontinental litosfèric (MSCL), ha experimentat diferents processos de fusió, metasomatisme i deformació que han modificat la seva composició original. L'estudi dels fragments que afloren d'aquest mantell, com els massissos peridotítics orogènics, les roques ultramàfiques de les ofiolites i els xenòlits mantèl·lics en kimberlites i basalts alcalins, amb la seva heterogeneïtat composicional i microestructural, brinden l'oportunitat d'esbrinar i relacionar aquests processos petrogenètics i estructurals de manera multidisciplinària (petrologia, mineralogia, microestructures i fàbriques de deformació dels minerals, geoquímica, geofísica)

Els xenòlits mantèl·lics són fragments del mantell superior transportats a la superfície per roques volcàniques majoritàriament de naturalesa alcalina. A diferència dels massissos peridotítics, els xenòlits conserven les signatures químiques, mineralògiques i físiques, així com les condicions d'equilibri característiques de la zona d'on se'ls ha extret. És a dir, el seu estudi ens pot donar informació de zones concretes del mantell, encara que no existeix relació espacial entre les mostres. Com a inconvenient, està el fet que la majoria d'aquests xenòlits representen al MSCL en context de intraplaca, si bé cada vegada hi ha més estudis sobre xenòlits mantèl·lics englobats per roques volcàniques orogèniques, que representarien al MSCL en zones de subducció (e.g., Swanson et al., 1987; Parkinson et al., 2003; Ishimaru et al., 2007; Ionov et al., 2010). En canvi, els massissos orogènics conserven les relacions espacials entre els diferents tipus de roques mantèl·liques, però com han estat emplaçats tectònicament en l'escorça, són susceptibles de reequilibrar-se durant el seu

emplaçament i de no reflectir les composicions i estructures originals del mantell. Malauradament, la mida petita, i per tant la quantitat de mostra de molts dels xenòlits, no és estadísticament significativa, la qual cosa dificulta l'estimació de la composició total de la roca, ja que es poden accentuar les heterogeneïtats que hi puguin haver. Així que, tot i que xenòlits i massissos provenen del mantell litosfèric, la informació que se'n extreure pot ser diferent i a la vegada complementaria (Pearson et al., 2003).

Els estudis geoquímics sobre el MSCL s'han estat desenvolupant des de fa molts anys (e.g., Frey & Green, 1974), però en la última dècada van proliferar especialment degut al desenvolupament de tècniques microanalítiques que permeten analitzar tant una gran varietat d'elements traça com isòtops "in situ". Dels anys 70 són també els primers estudis sobre microestructures (Mercier & Nicolas, 1975; Harte, 1977) i la deformació dels minerals del mantell, especialment de l'olivina (e.g., Carter & Avé Lallemant, 1970). Encara que, fins no fa gaire, no s'ha començat a avaluar la possible retroalimentació entre composició química del mantell (condicionada per processos com la fusió parcial, interacció roca-fos) amb les fàbriques de deformació observades (e.g., Le Roux et al., 2007; Bascou et al., 2008; Soustelle et al., 2009).

Els xenòlits es poden classificar segons la naturalesa variable de les laves que els engloben en:

- Basalts alcalins *sensu-lato* (que inclou basanites, nefelinites i melilitites).
- Lampròfirs i lamproïtes.
- Kimberlites.

Els dos primers tipus engloben principalment peridotites amb espinel·la, mentre que les últimes també inclouen peridotites amb granat. Una classificació de xenòlits més útil, geològicament parlant, que l'anterior, és la que té en compte el context geològic on es troben (Pearson et al., 2003), ja que aquest condiona la seva composició química. La divisió més bàsica seria entre xenòlits de zones oceàniques i de zones continentals, els últims més abundants que els primers. Els de zones continentals es poden a la vegada subdividir depenent de l'edat de l'escorça i de la història tectònica de l'àrea on es troben en:

- **Cratònics i circum- cratònics:** es troben principalment englobats per kimberlites i són de dos tipus: de baixa i d'alta temperatura. Els primers són generalment de gra groller i poca deformació, equilibrats a temperatures per sota dels 1100 °C. Els

segons mostren una mida de gra fina i signes de deformació evidents, amb temperatures d'equilibri que es situen entre els 1100 i els 1500 °C. Es tracta principalment de peridotites amb granat que poden provenir de profunditats majors de 200km.

- **No- cratònics:** es troben normalment en zones que han experimentat un aprimament litosfèric recent, englobats per basalts alcalins i per lampròfirs. Es van diferenciar clàssicament dos grups ([Frey & Prinz, 1978](#)): el grup I són peridotites, majoritàriament lherzolites amb espinel·la, encara que el granat també hi pot aparèixer; el grup II, o grup de l'Al-augita, inclou wehrlites-dunites menys riques en Mg i Cr que el grup I, i més riques en Ti. Les temperatures d'equilibri d'aquests dos grups de xenòlits es solapen, i poden apareixer en associació estreta formant xenòlits compostos. La profunditat d'un provenen aquests xenòlits és menor dels 140km.

A més de per a determinar la composició química del mantell litosfèric, els xenòlits s'han revelat també molt útils per a estudiar la seva deformació, especialment en context de rifting ([Baptiste et al., 2015](#); [Tommasi et al., 2016](#)), però també en zones de subducció i col·lisió precedents als episodis de rifting ([Falus et al., 2008; 2011](#); [Hidas et al., 2016](#)).

Les observacions sobre el gradient de la velocitat de moviment entre blocs continentals indiquen que en els continents, la deformació es localitza principalment en fractures o zones de cisalla en comptes de ser distribuïda, i que molt probablement, tota la litosfera estigui implicada en la deformació. Ara bé, no és clar que el mantell litosfèric es comporti igual que l'escorça, encara que la monitorització geodèsica de falles actives indica que sí. Això significaria que les grans falles o zones de cisalla afectarien a tota la litosfera. De ser certa aquesta deducció, hi ha varies qüestions a resoldre, entre elles quin és el comportament mecànic del mantell i l'amplada d'aquestes zones de cisalla en el mateix ([Vauchez et al., 2012](#)).

Afortunadament, el mantell té una composició mineralògica més senzilla que l'escorça, dominada per l'olivina (50-80%). Això facilita delimitar els processos de deformació a partir de les roques naturals deformades, dels estudis experimentals i de les dades geofísiques. La majoria d'aquestes dades indiquen que el mantell flueix mitjançant "dislocation creep", que integra lliscament i salt de dislocacions a més de recristal·lització. A l'escala dels cristalls, el lliscament de dislocacions es produeix per un número limitat de plans cristal·logràfics, que en el cas de l'olivina és principalment el sistema [100] {0kl} ([Demouchy et al., 2009](#) i



referències incloses). Les OCPs o fàbriques de deformació resultants condicionen l'anisotropia mantèlica a partir del sistema de lliscament disponible, de la seva resistència, que a la vegada està condicionat per la temperatura, la pressió, els esforços dirigits i la velocitat de la deformació, i del règim de deformació (Tommasi et al., 1999). Per tant, l'anàlisi de microestructures i de les OCPs dels xenòlits permeten avaluar els mecanismes, les condicions i el règim de la deformació del mantell litosfèric (Ben Ismaïl & Mainprice, 1998; Tommasi et al., 1999). Les microestructures dels xenòlits mantèlics són variades. Predominen les de gra groller, molt d'elles protogranulars segons la terminologia de Mercier & Nicolas (1975), però també el gra és groller en els xenòlits amb microestructures porfiroclàstiques. Per contra, són més rares les microestructures de gra més fi, de tipus milonític i ultramilonític, la qual cosa implicaria que la deformació localitzada associada a una disminució de gra no és molt freqüent en el mantell litosfèric, o que aquestes microestructures de gra fi relacionades amb zones de cisalla tenen poques probabilitats de subsistir en el mantell litosfèric representat pels xenòlits (Vauchez et al., 2012). Una possibilitat és que com aquestes zones de cisalla són zones de debilitat, afavoreixen la circulació de fos o fluids que reaccionen amb la roca (interacció roca-fos), la qual cosa incrementaria la difusió química, i en conseqüència, els processos de recristal·lització estàtica (o "annealing") i l'augment de la mida de gra.

Per altra banda, com que l'anisotropia sísmica en el mantell superior és principalment el resultat de l'OCP d'olivina durant la deformació plàstica, aquestes OCPs es poden utilitzar per a estimar les propietats sísmiques del mantell (Mainprice & Silver, 1993; Ben Ismaïl & Mainprice, 1998). Aquestes estimacions permeten delimitar millor les mesures geofísiques de camp i totes plegades proporcionen informació per avaluar l'estructura del mantell (Baptiste & Tommasi, 2014; Klébetz et al., 2015).

En la present tesis doctoral, es va escollir com a cas d'estudi per tractar aquests temes els xenòlits no cratònics del grup I, englobats per les laves basàltiques alcalines de la Zona Volcànica de Catalunya, que forma part del vulcanisme de intraplaca neogen- quaternari de la Península Ibèrica (Ancochea, 2004) i a major escala, de la província volcànica terciària-recent d'Europa (Wilson & Downes, 2006). Encara que ja existien nombroses dades geoquímiques sobre aquests xenòlits (Bianchini et al., 2007; Galán et al., 2008, 2011; Galán & Oliveras, 2014), l'estudi es va plantejar per a aprofundir en l'avaluació d'alguns processos conflictius que van quedar plantejats en els estudis precedents, com l'evolució composicional per fusió parcial y/o per refertilització del mantell, la deformació d'aquest i la

possible existència de retroalimentació entre la deformació i la percolació de fosos (fluids) que van condicionar la seva composició.



## ANTECEDENTS

### 2.1 Localització dels xenòlits mantèl·lics dins de la placa europea

Els xenòlits mantèl·lics de la placa europea es troben majoritàriament en medi continental i representen un MSCL que s'hauria estructurat des del Precambrià fins al Fanerozoic, d'acord amb els esdeveniments tectonotèrmics de l'escorça que es troba a sobre. Els situats en terrenys Precàmbrics i del Paleozoic inferior es situen al N-NE de la Línia Tornquist (o Zona de Sutura Trans-Europea), mentre que al S-SO d'aquesta línia l'escorça continental s'estructura principalment durant les orogènesis Herciniana i/o Alpina (Fig.2.1a; Downes & Coltorti, 2008). Els xenòlits al S-SO d'aquesta línia estan inclosos majoritàriament en laves màfiques alcalines de la província volcànica neògena centre-occidental europea (Wilson & Downes, 2006). Inclosos també en laves basàltiques terciàries i quaternàries es troben els xenòlits mantèl·lics de l'illa Spitsbergen, que es situa entre el N de Noruega i el Pol Nord (Ionov et al., 1993; Grégoire et al., 2010), encara que l'escorça en aquesta zona s'hauria estructurat durant el Proterozoic i l'orogènia Caledoniana a principis del Paleozoic. En la província volcànica centre-occidental europea es troben xenòlits en diversos terrenys (Fig.2.1b; Downes, 2001): Massís Central a França (Brown et al., 1980; Downes & Dupuy, 1987; Lenoir et al., 2000; Wittig et al., 2007) i els camps volcànics d'Urach (Glahn et al., 1992), Roine (Franz & Wirth, 1997) i Eifel (Witt-Eickschen et al., 2003) a Alemanya; Polònia (Matusiak-Malek et al., 2010; 2014; Puzievick et al., 2011), la República Checa (Ackerman et al., 2007; 2015), però també n'hi ha a Àustria (Kurat et al., 1980; Coltorti et al., 2007), Hongria (Embey-Isztin et al., 1989; Szabó et al., 2004; Nedli et al., 2010; Kóvacs et al., 2012), Romania (Downes et al., 1995; Falus et al., 2008; 2011), Sèrbia (Cvetković et al., 2004), la Itàlia peninsular (Jones et al., 2000; Beccaluva et al., 2001a; Downes et al., 2002; Rocco et al., 2012), Sardenya (Beccaluva et al., 2001b), Sicília (Tonarini et al., 1996) i a la Península Ibèrica (Tournon, 1968; Ancochea & Nixon 1987; Beccaluva et al., 2004; Oliveras & Galán, 2006, 2007; Bianchini et al. 2007; Galán et al., 2008; 2011; Galán & Oliveras, 2014; Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010; Puelles et al., 2016). Els estudis sobre aquests

xenòlits són variats, però predominen els petrogràfics i geoquímics d'elements majors, elements traça en roca total i més recentment, en minerals des del desenvolupament de les tècniques microanalítiques per ICP-MS amb làser acoblat (LA-ICP-MS), a més de dades isotòpiques de Sr, Nd, Lu-Hf, U-Th, Pb (Bianchini et al., 2007; Wittig et al., 2007), Re-Os (Harvey et al., 2010; González-Jimenez et al., 2014; Ackerman et al., 2016), O (Ackerman et al., 2016) i Li (Wagner & Deloule, 2007; Medaris et al., 2015). Menys freqüents són els estudis de les fàbriques de deformació dels minerals d'aquests xenòlits, entre els que cal citar els de Falus et al. (2008, 2011) i recentment el de Puelles et al. (2016).

A més dels xenòlits, el MSCL d'Europa també esta representat per massissos peridotítics orogènics (e.g., en els Pirineus orientals, Alps italians i Serralades Bètiques) que proporcionen informació complementària a la dels xenòlits, ja que encara que les roques estiguin deformades i alterades durant el seu emplaçament tectònic, també permeten establir relacions espacials entre elles i ens aporten informació sobre la seva abundància relativa.

## 2.2 Contexts tectònics dels xenòlits mantèl·lics europeus

### 2.2.1. Xenòlits de litosfera cratònica: Escut Bàltic i Plataforma Oriental Europea.

Els xenòlits de l'escut Bàltic es localitzen en kimberlites i roques relacionades que es van intruir cap als 600Ma en la zona nord oriental de Finlàndia, Arkhangelsk i la Península de Kola (Rússia) (Fig.2.1), els quals reflecteixen un mantell format per lherzolites i harzburgites amb granat, websterites granatíferes, peridotites amb espinel·la (inclòs wehrlites), roques amb pirop- rutil-ilmenita± eclogites amb diamants. Les edats model  $T_{RD}$  Os oscil·len entre els 3,3 i els 1,5 Ga (Peltonen & Brüggmann, 2006). Aquests xenòlits corresponen a tres nivells del mantell que es van denominar de menys a més profunditat com A, B i C. Els xenòlits B, d'una profunditat entre 110-180 km, inclouen harzburgites granatíferes i peridotites amb diamants. L'Os és poc radiogènic i donen una "aluminocrona" de 3,3 Ga, que es correspon amb l'edat més antiga de la formació de l'escorça suprajacent, fet que s'interpreta com una edat de fusió parcial. Es considera que deriven d'un MSCL estabilitzat durant el Paleoarcaic i que no va ser modificat posteriorment. Els xenòlits C provenen d'una profunditat d'entre 180 i 250 km, i són la font principal dels xenocristalls de pirop rics en Ti (O'Brien et al., 2005), però no apareixen harzburgites amb granat. La composició isotòpica en Os és més radiogènica que la dels xenòlits B i dóna edats model proterozoiques. Els xenòlits C s'interpreten com a derivats d'un mantell tipus B que hauria estat

metasomatitzat per un fos durant l'ascens d'una ploma mantèl·lica que causaria la ruptura continental cap als 2,0 Ga. Finalment, els xenòlits A (60-110 km de profunditat) estan molt empobrits i han estat metasomatitzats per Os radiogènic possiblement de fluids de subducció. Representarien una cunya mantèl·lica sota l'arc de l'illa Svecofennian d'edat proterozoica. Aquest hauria estat subduït a sota del mantell cratònic B cap als 1,9 Ga.

### ***2.2.2. Xenòlits de litosfera proterozoica (?)***

Segons [Downes & Coltorti \(2008\)](#), un mantell proterozoic o retreballat durant el Proterozoic podria estar representat pels xenòlits mantèl·lics que es localitzen a Escòcia (illes britàniques) i a Escània (sud de Suècia). A Escòcia els xenòlits mantèl·lics apareixen en basanites d'edat Carbonífer- Pèrmic i només en una localitat es troben en un dic de 47 Ma ([Upon et al., 2011](#)). Aquestes basanites travessen terrenys que s'han estructurat des de l'Arcaic i el Paleoproterozoic (Hèbrides) fins a l'Orogènia Caledoniana. Els xenòlits estan formats principalment per lherzolites amb espinel·la i representarien residus de fusió mantèl·lica de grau variable o possible refertilització. Els de les Hèbrides, a més haurien estat afectats per un metasomatisme nastro-carbonatític, pels que es dedueix una edat de finals de l'Arcaic o principis del Proterozoic (2,5-2,0 Ma). A Escània, a la vora de l'escut Bàltic, es troben xenòlits mantèl·lics en basanites juràssiques ([Rehfeldt et al., 2007](#)). Els afloraments volcànics es localitzen en la intersecció entre dues fractures, una de les quals ("Protegine Zone") separa els terrenys gnèssics de Suècia al SW del Cinturó Igni Transescandinau i les roques supracorticals de Suècia al NE. Aquestes roques corticals han experimentat esdeveniments tectonotèrmics des de finals del Mesoproterozoic. Els xenòlits mantèl·lics inclouen lherzolites amb espinel·la i harzburgites, wehrlites i dunites sense espinel·la. Les lherzolites són interpretades com residus de fusió que hauria pogut tenir lloc a finals del Proterozoic o durant el Carbonífer- Pèrmic. Les dunites tindrien un origen metasomàtic.

### ***2.2.3. Xenòlits de litosfera fanerozoica en la província volcànica neògena del centre-oest d'Europa***

El context tectònic d'aquests xenòlits es basa principalment en la síntesis de [Downes \(2001\)](#) i [Wilson & Downes \(2006\)](#).

L'activitat volcànica durant el Terciari i el Quaternari a Europa apareix en dos contextos geodinàmics principals: orogènic i anorogènic. Els xenòlits apareixen bàsicament en relació amb

el vulcanisme extensiu anorogènic, predominantment alcalí, localitzat al N de la zona de col·lisió Alpina, lligat al desenvolupament del sistema de rift cenozoic europeu, o el rift centre-occidental europeu (abreviat ECRIS en anglès). Aquest sistema inclou el Massís Central Francès, el Massís de Renano, la conca del Rin a Alemanya i la conca d'Eger a la part N del Massís de Bohèmia (República Txeca i Polònia) (Fig.2.2). Més cap a l'est, el vulcanisme alcalí anorogènic és posterior a una fase major de vulcanisme orogènic en la conca de Panònia (Àustria, Hongria, Romania), Dinàrides (Sèrbia, Eslovènia, Croàcia i N de Bòsnia), Bulgària i O de Turquia. Cap al S, en el Mediterrani, el vulcanisme anorogènic amb xenòlits aflora a Sicília, Sardenya, el Mont Vulture i la regió de Veneto a Itàlia i el mar d'Alboran (Fig.2.2), on també és posterior a una fase de vulcanisme orogènic. Finalment, en la Península Ibèrica, aquest vulcanisme anorogènic s'estén pel Camp Volcànic de Calatrava, la ZVC i en afloraments menors en la costa de Llevant (illes Columbretes i Cofrentes), en relació amb un sistema de fractures de rift que es podria considerar el perllongament meridional del ECRIS. La litosfera on es localitzen els afloraments volcànics lligats al ECRIS, es va estructurar durant les orogènies Herciniana i Alpina (últims 400-300 Ma). Molts d'aquests afloraments estan en zones elevades del sòcol que semblen estar afavorides per l'ascens diapíric de l'astenosfera. L'origen de l'ECRIS està lligat a la convergència d'Àfrica i Euràsia. Durant el Cretàcic superior i el Cenozoic, es va produir la clausura de les conques oceàniques en la regió Mediterrània, seguida de la col·lisió entre la placa Euroasiàtica i Africana, que desemboca en la formació de les Serralades Alpines. La deformació compressiva en l'Europa central i occidental apareix com a conseqüència de la col·lisió aparellada dels orògens Alpí i Pirinenc amb els seus avantpaïsos. Durant el Terciari, hi va haver un desplaçament gradual de la compressió tectònica des de l'avantpaís dels Carpats i els Alps orientals cap a l'avantpaís dels Alps centrals i occidentals. Els esforços relacionats amb la col·lisió d'Europa i Iberia van interferir amb els esforços transmesos des del front de col·lisió Alpí, jugant un paper molt important durant la reestructuració eocènica del sistema de fractures del ECRIS. Anteriorment a l'orogènia Alpina, el sòcol o basament europeu va ser estructurat durant l'orogènia Herciniana. Aquest basament està dividit en una sèrie de terrenys o zones separades per fractures profundes amb una gran extensió lateral (Fig.2.1b) i que s'interpreten com a sutures tectòniques: serien principalment el resultat de la col·lisió de l'Hercinià entre Lauràsia i Gondwana. Els límits entre aquests terrenys poden ser zones anòmalament debilitades o aprimades de la litosfera que semblen haver controlat de manera significativa la localització del subseqüent ECRIS.

El vulcanisme anorogènic alcalí de la Península Ibèrica és posterior a la fase principal de la compressió alpina. Concretament, en la ZVC el magmatisme s'associa amb el sistema de falles NO-SE i NE-SO, on el magmatisme més antic seguiria la tendència de les falles NE-SO (ECRIS), i el més jove es relacionaria amb les falles que van formar durant la convergència alpina en els Pirineus. El context dels afloraments del Camp Volcànic de Calatrava és similar al de la ZVC (Villaseca et al., 2010), però aquests autors conclouen que abans del vulcanisme anorogènic alcalí, el MSCL hauria experimentat un metasomatisme provocat per fòsors- fluids de subducció, d'edat possiblement terciària i lligada a la formació de les serralades Bètiques (Fig.2.2). A aquesta conclusió també hi arriben Puellas et al. (2016), però suggereixen una altre opció per l'edat de la subducció (orogènia Cadomiense entre l'Ediacarà i el Càmbric Inferior). Finalment, en la zona de Tallante, al SE de la Península Ibèrica el vulcanisme Cenozoic, mostraria dues fases magmàtiques diferents dividides en: 1) un magmatisme orogènic, que es va desenvolupar durant l'Eocè inferior- Miocè, el qual estaria relacionat amb una zona de subducció; i 2) un magmatisme anorogènic, durant el Miocè inferior- Quaternari, que es relacionaria amb el procés d'extensió provocat pel roll-back de les regions de les Eòlies- Tirrena i de les Bètiques-Alboran, on hi hauria l'ascens de petits diapirs mantèl·lics (Beccaluva et al., 2001).

### 2.3 Característiques dels xenòlits mantèl·lics europeus

Downes (2001) va fer una primera síntesis del MSCL d'aquesta placa a partir dels xenòlits i dels massissos emplaçats tectònicament. Les conclusions principals d'aquesta síntesis són:

1. Els massissos orogènics afloren als Pirineus, Alps i Bètiques. Les roques dominants en els massissos pirinencs són lherzolites i harzburgites amb espinel·la, però també hi ha piroxenites amb espinel·la- granat en bandes, venes i discs d'hornblendites, piroxenites riques en amfíbol i piroxenites amb granat- amfíbol. És comú que les peridotites tinguin amfíbol i flogopita entorn als discs. Els massissos dels Alps inclouen lherzolites amb espinel·la, harzburgites i alguna dunita, junt amb bandes de piroxenites i discs de piroxenita, gabrenorita i hornblendita (Balmuccia), lherzolites amb espinel·la i rares piroxenites (Baldisier), harzburgites amb amfíbol i flogopita (Finero), lherzolites amb plagiòclasi, piroxenites, gabres i peridotites molt refractàries (Lanzo), i finalment, hi ha lherzolites amb espinel·la± granat± plagiòclasi, amb bandes de piroxenita amb espinel·la o granat a més de gabre olivínic a Ronda (Bètiques).



2. La litologia dels xenòlits és molt similar a la dels massissos, tot i així mostren algunes diferències com la gradació de lherzolites amb espinel·la a harzburgites amb espinel·la i la presència subordinada de piroxenites amb espinel·la, dunites, wehrlites i hornblendites. A més, hi ha <1% de piroxenites granatíferes, piroxenites amb amfíbol i piroxenites amb flogopita. Les peridotites amb plagiòclasi o amb espinel·la- granat són molt rares entre els xenòlits. A la zona de Gees a Eifel (Alemanya) són freqüents les wehrlites, dunites i clinopiroxenites amb flogopita.
3. La gradació lherzolita- harzburgita s'explicaria per l'empobriment per fusió parcial o bé per la interacció roca-fos (refertilització). Les piroxenites es formarien a partir de magmes astenosfèrics infiltrants o derivarien d'una escorça oceànica subduïda i reciclada pel mantell. Els dics d'hornblendita i piroxenita es formarien per la injecció de magmes màfics alcalins. Les wehrlites serien el resultat de la interacció mantell-fos carbonatític. Finalment, les peridotites riques en flogopita es formarien per la interacció entre el mantell i fosos-fluids de subducció (e.g., A Gees, Calatrava, Itàlia, massís de Finero).
4. A més de definir trajectòries evolutives compatibles amb un procés d'empobriment per fusió parcial, les dades geoquímiques d'elements majors en roca total es caracteritzen per relacions  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{MP}$  a  $\text{MgO}$  decreixent en roques que resultarien d'una barreja mecànica de piroxenites i lherzolites, mentre que  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{MP}$  és típic de harzburgites i  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{MP}$  estaria provocat per un metasomatisme carbonatític. Les piroxenites que es formarien com a cumulats a partir de magmes màfics tenen un contingut menor en  $\text{MgO}$ .
5. La geoquímica d'elements traça en roca total ens indica que la majoria de les lherzolites estan empobrides en Terres Rares Lleugeres (LREE) i les harzburgites a més, en Terres Rares Pesades (HREE), el que seria concordant amb processos de empobriment per fusió parcial. A més, alguns xenòlits estan enriquits en LREE, la qual cosa indica que van estar afectats per processos metasomàtics. Les diferents formes dels espectres de REE es van relacionar amb diferents tipus d'agents metasomàtics, per exemple, els espectres amb forma d'"u" es van relacionar amb un metasomatisme carbonatític. Aquest tipus de metasomatisme causaria un increment en LREE i un decreixement en Nb, Zr i Hf. El metasomatisme relacionat amb fosos i/o fluids de subducció es caracteritzaria per un enriquiment en Rb, Ba i empobriment en Nb, Zr i Hf respecte a elements adjacents en

- els diagrames multielementals. Finalment, les bandes de piroxenites es caracteritzen per un empobriment en LREE.
6. El contingut en elements traça del clinopiroxè és més fàcil d'interpretar que el de la roca total ja que aquest mineral concentra 6-7 vegades més d'aquests elements que les roques. Hi ha diferents espectres: (1) en forma d'"u" característics de roques que van experimentar fusió parcial seguida d'un enriquiment només en LREE (Fig.2.3a); (2) en forma de "n" (empobrits en LREE i HREE), més rars i característics de piroxenites on el clinopiroxè s'hauria equilibrat amb granat; (3) espectres empobrits tant en LREE com en Terres Rares Intermèdies (MREE), característics de peridotites que no van estar afectades per metasomatisme; i finalment (4), enriquits en LREE i MREE. Dins d'aquests últims i ha dues tendències: una que arriba a valors La/Nd elevats a valors de Sm/Yb moderats (la defineixen alguns xenòlits metasomatitzats del MCF, 1 en la fig.2.3a) i una altra que té Sm/Yb elevat per valors de La/Nd moderats (2 en la fig.2.3a), que és típica de harzburgites refractàries i posteriorment metasomatitzades, però que també la segueixen les peridotites amb flogopita del massissos de Finero i els xenòlits del volcà Vulture, tots dos afectats per metasomatisme lligat a fosos- fluids de subducció.
  7. La composició isotòpica en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  i  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  del clinopiroxè en xenòlits mantèl·lics és variable, des de valors de mantell empobrit tipus MORB (DMM en anglès) fins a valors fins i tot més enriquits que els de la Terra Primordial (BE en anglès) (Fig.2.3b). Els valors tipus DMM s'explicarien per una extracció antiga de fosos basàltics que deixarien un residu empobrit en LREE i en elements litòfils (Rb), la qual cosa donaria amb el temps valors  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  elevats i valors baixos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig.2.3b). Pel contrari, l'efecte que causaria amb el temps un metasomatisme antic seria l'invers: valors  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  baixos i valors  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  elevats. La composició isotòpica dels massissos és similar, però molts xenòlits donen composicions isotòpiques semblants a les dels basalts encaixants i els massissos no. Això suggereix que alguns xenòlits van ser infiltrats per fosos alcalins neògens- quaternaris. A més, alguns xenòlits (d'Itàlia i d'Hongria) es desvien de la tendència general fins a valors elevats de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig.2.3b). Aquesta tendència s'atribueix a fosos de subducció que tenen Sr elevat i molt poc Nd. L'efecte d'un metasomatisme antic es traduiria en els valors baixos de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  que s'observen en alguns massissos. Altres mostres que s'allunyen de la tendència general serien causades per altres processos, com per exemple, una fusió recent causaria l'empobriment en LREE

i una augment de  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ , mentre que un metasomatisme recent causaria un descens de  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$  i alteraria la relació  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  cap a la del fos metasomàtic. La contaminació o metasomatisme per un fluid de subducció no afectaria a la sistemàtica del Nd.

8. La composició isotòpica del Pb en clinopiroxè es projecta en una trajectòria paral·lela a la línia de Referència del Hemisferi Nord que indicaria una barreja entre un mantell empobrit, amb Pb poc radiogènic, i un mantell tipus ploma, amb Pb més radiogènic. Aquest últim es podria relacionar amb l'ascens de l'astenosfera durant el Terciari. Pel contrari, el MSCL sota d'Hongria mostra una tendència cap a  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  elevat per a un valor determinat de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig.2.3c). Aquesta trajectòria podria indicar un component de sediments de subducció derivats de una escorça continental antiga. El massís de Lherz mostra una tendència semblant.

Downes (2001) finalitzava el seu estudi amb una sèrie de qüestions pendents:

1. L'enriquiment en elements traça que s'observa en alguns xenòlits seria degut al magmatisme Neogen? Es troba en altres àrees del MSCL allunyades d'aquesta activitat magmàtica?
2. La influència tipus ploma mantèl·lica seria el resultat d'una contaminació superficial dels xenòlits pels magmes alcalins encaixants?
3. La signatura dels metasomatismes carbonatítics seria el resultat de l'evolució dels magmes alcalins durant o després de l'erupció?
4. Es podrien cartografiar antigues zones de subducció a partir de la localització de xenòlits mantèl·lics rics en flogopita?
5. Existeixen diferents dominis en el MSCL i podrien cartografiar-se estudiant els xenòlits com va suggerir Lenoir et al. (2000) pel Massís Central a França?

Al 2008, Downes i Coltorti presenten una nova reflexió sobre l'estat d'algunes d'aquestes qüestions a partir de noves dades. Per exemple, es discuteix si les diferències que s'observen en els diagrames multielementals, de roca total i clinopiroxè, en els xenòlits de la sèrie nord i sud del Massís Central a França s'expliquen per l'existència de diferents dominis i/o perquè l'empobriment extrem en Nb, MREE, Zr i Hf de la sèrie nord es va produir per una fusió extrema,

---

probablement en una zona de subducció, en presència inicialment de granat i després d'epinel·la, durant l'Orogènia Herciniana (Wittig et al., 2007).

Molts xenòlits de Polònia (Massís de Bohèmia) mostren un empobriment en Zr-Hf com els de la sèrie nord del Massís Central a França (Fig.2.4). En general, els xenòlits del Massís de Bohèmia són més refractaris: al centre del rift d'Eger predominen harzburgites protogranulars amb espinel·la que haurien estat metasomatitzades per un fos silicatat i carbonatític (Puziewicz et al., 2015). Localment, aquest mantell refractari, hauria estat refertilitzat per fosos empobrits en elements traça, donant lloc a les lherzolites equigranulars. Les websterites que apareixen en zones pròximes estarien relacionades amb aquest fos refertilitzant (Ackerman et al., 2012; 2015). També, al O i SO del massís de Bohèmia, fora del rift, es troben lherzolites (Matusiak-Malek et al., 2010; Puziewicz et al., 2015). Una altra característica dels xenòlits de l'Europa central és la presència freqüent de simplectites entre espinel·la- piroxens± plagiòclasi, les quals podrien derivar de la transformació de granat durant l'ascens del mantell (Witt-Eickschen & Kramm, 1997; Matusiak-Malek et al., 2010; Špaček et al., 2013).

Al 2003, Witt-Eickschen et al. tornen a estudiar els xenòlits mantèl·lics de la zona volcànica d'Eifel a Alemanya (Massís Reno-hercinià; Fig.2.2), utilitzant isòtops radiogènics (Sr, Nd, Pb). Es van centrar en tres tipus de peridotites amb espinel·la (lherzolites anhidres d'alta T, amb microestructures protogranulars i recristal·litzades i empobrides en LREE, peridotites equigranulars i porfiroclàstiques amb amfibol ric en Ti, contemporani a la formació de les microestructures de gra més fi) i en clinopiroxenites i hornblendites relacionades amb venes. En aquesta zona hi hauria hagut tres episodis diferents de metasomatisme: (1) un primer causat per fluids aquosos lligats a una subducció possiblement en relació amb l'orogènia Herciniana que provocaria la formació d'amfibol en les zones més someres del MSCL i donaria lloc a un mantell enriquit (tipus EM); (2) un segon episodi metasomàtic afectaria al mantell tipus EM i estaria provocat per un component mantèl·lic HIMU, possiblement lligat a la reactivació de dominis corticals antics subduïts durant l'orogènia Herciniana, o bé relacionat amb plomes mantèl·liques profundes durant el Cretàcic; i finalment (3), aquest MSCL hauria estat modificat localment per fosos basàltics que haurien migrat per fractures i venes durant el vulcanisme Cenozoic. Alternativament, els mateixos autors suggereixen que, aquest mantell amb composició isotòpica de Sr, Nd, Pb heterogènia, sigui el residu de la fusió d'una ploma mantèl·lica ascendent isotòpicament heterogènia.

A més d'Eifel, en la síntesis de [Downes & Coltorti \(2008\)](#) es mencionen processos metasomàtics lligats a fluids relacionats amb zones de subducció en la regió dels Carpats i conca de Panònia, Dinàrides, Espanya i Itàlia central. D'altra banda, metasomatisme causat per fosos carbonatítics va ser mencionat en els xenòlits de la regió dels Carpats-Panònia, NE d'Espanya i Itàlia central. Aquests dos tipus van ser definits a partir del contingut en elements traça del clinopiroxè però molt sovint, els diagrames multielementals d'aquest mineral presenten característiques comuns en més d'un tipus de metasomatisme, i per tant difícil de discriminar entre ells. Per exemple, en la sèrie nord del Massís Central Francès, el clinopiroxè mostra anomalies positives en U, La, Pb i Sr que podrien ser causades per fluids de subducció o per fosos carbonatítics ([Fig.2.4a](#)). Per aquesta raó, [Downes & Coltorti \(2008\)](#) proposen que s'hauria d'establir una sèrie de criteris per a distingir els diferents tipus de metasomatismes. El metasomatisme més comú estaria lligat, segons aquests autors, a fosos silicatats isotòpicament comparables a les roques volcàniques encaixants. Això explicaria que hi hagi molts xenòlits amb composicions isotòpiques de tipus PREMA ([Wörner et al., 1986](#)), mantell isotòpicament enriquit respecte al DMM i interpretat com a caps "fossilitzats" de plomes mantèl·liques que no van ser capaces de penetrar l'escorça continental ([Fig.2.3b](#)).

Al 2007, l'escola de Montpellier ([Le Roux et al., 2007](#)) va reinterpretar el conegut massís orogènic de Lherz, on afloren lherzolites i harzburgites amb espinel·la a més de piroxenites, en termes de reacció roca-fos. En aquesta hipòtesis, les lherzolites no serien roques mantèl·liques primàries sinó el resultat de refertilitzar les harzburgites per percolació d'un fos basàltic tipus MORB a finals de l'Orogènia Herciniana. Les piroxenites representarien un fos segregat durant les reaccions de refertilització que van originar les lherzolites ([Le Roux et al., 2008](#)). Autors de la mateixa escola van proposar un origen semblant per a les piroxenites de tipus C al massís de Ronda ([Bodinier et al., 2008](#)). Aquestes piroxenites es formarien a partir de peridotites prèvies per reaccions roca-fos que formarien clinopiroxè, en concret per reaccions que es donarien a massa de fos decreixent, donant lloc a fosos mitjanament diferenciats, amb un número M (#Mg) menor, característic de les piroxenites. Segons aquesta mateixa escola, hi hauria una retroalimentació entre la percolació de fosos a través del mantell litosfèric i el desenvolupament de zones de cisalla ([Le Roux et al., 2008](#); [Soustelle et al., 2009](#)). Aquest model de refertilització del MSCL va ser àmpliament adaptat a l'estudi de xenòlits, tant cratònics ([Griffin et al., 2009](#)), com off- craton, entre ells alguns exemples de la província volcànica neògena del centre- oest

d'Europa (Bianchini et al., 2011; Ackerman et al., 2015). El problema és que les tendències geoquímiques que produiria la refertilització ígnia del MSCL són, en la majoria de casos, les mateixes que les de l'empobriment per fusió parcial d'aquest mantell (Fig.2.5), però interpretats en sentit invers. Això va fer que O'Reilly & Griffin (2013) nombressin aquest metasomatisme modal amb formació de clinopiroxè nou com "stealth metasomatism".

Finalment, un altre punt a considerar en l'avaluació dels processos que van afectar el MSCL és la caracterització de les microestructures de les roques, incloent les deformacions que les van condicionar. Tenint en compte les descripcions existents, la microestructura dominant seria de tipus protogranular, i de manera més subordinada les microestructures de tipus porfiroclàstic i equigranular, en termes de Mercier & Nicolas, 1975. Aquestes microestructures es van relacionar amb la profunditat, i per tant amb la temperatura d'equilibri: les microestructures porfiroclàstiques i equigranulars es trobarien en zones menys profundes que les de tipus protogranular segons alguns autors (Downes, 1987; Falus et al., 2008; Kóvacs et al., 2012). Més recentment, gràcies a la tècnica d'indexació de les orientacions cristal·logràfiques preferents (OCP) dels minerals, per difracció d'electrons retrodispersats amb microscopi electrònic de rastreig (SEM-EBSD en anglès), es va reprendre l'estudi d'aquestes microestructures per discutir els mecanismes de deformació del mantell i la seva influència en els processos petrogenètics (metasomatisme, refertilització) i en les propietats sísmiques. Aquests tipus d'estudis en xenòlits encara són escassos a Europa. Una de les zones on s'ha estudiat de manera més extensa aquesta relació és a la regió dels Carpats- Panònia (Falus, 2004; Falus et al., 2008; 2011; Hidas et al., 2007; Kovács et al., 2012; Klébesz et al., 2015). El MSCL sota aquesta regió estaria format principalment per lherzolites amb espinel·la, encara que de manera subordinada també apareixen harzburgites, dunites, piroxenites, wehrlites i websterites. En la zona SE dels Carpats (Romania), els xenòlits proporcionen una evolució microestructural coherent amb una convergència de les plaques propera a l'arc dels Carpats. La mida dels grans recristallitzats, la força de les fàbriques de deformació de l'olivina i l'anisotropia sísmica resultant, varien de forma continuada i en relació amb la temperatura d'equilibri, i que Falus et al. (2008, 2011) interpreten com a un canvi en les condicions de la deformació amb la profunditat. Les microestructures de gra més fi es relacionarien amb zones més someres del mantell i que haurien patit uns esforços majors a una temperatura menor; això donaria com resultat una fàbrica de l'olivina amb una força més dèbil i una anisotropia del mantell menor. Els xenòlits més profunds serien

porfiroclàstics de gra més groller i fàbriques de deformació més fortes. Les textures de reemplaçament de l'olivina per ortopiroxè i una concentració en H<sub>2</sub>O elevada en els piroxens, així com la presència d'amfíbol en la matriu de recristal·lització d'alguns xenòlits, indicarien una percolació limitada de fluids o fosos rics en volàtils. Tot i això, el sistema de lliscament dominant en l'olivina és l'"anhidre", en [100](010), i no pas l'hidratat, en [001](010). Les observacions petrogràfiques també suggereixen que el transport del fluid reactiu seria durant o després de la deformació possiblement causada per una subducció. Per altra banda, dins de la mateixa regió però en el centre de la conca de Panònia, [Kovács et al. \(2012\)](#) proposen una hipòtesis diferent. En aquests xenòlits hi hauria dos episodis de deformació diferenciats: per una banda un episodi lligat a la col·lisió Alpina registrat per peridotites porfiroclàstiques i equigranulars amb una fàbrica de l'olivina de tipus axial [010], les quals provindrien de zones més someres del mantell, a menor temperatura; per altra banda, hi hauria lherzolites porfiroclàstiques de gra groller, amb temperatures d'equilibri elevades i químicament més fèrtils, amb una fàbrica de tipus ortoròmbic, la qual tindria un origen astenosfèric, i per tant actual.

### **2.3.1 Característiques dels xenòlits mantèl·lics de la Península Ibèrica**

Dins de la Península Ibèrica ([Fig.2.6](#)), a més de la zona d'estudi (ZVC) existeixen 4 zones més on apareixen xenòlits mantèl·lics en laves d'edat Neogen- Quaternari ([Ancochea & Nixon, 1987](#)): al SE, en la Serralada Bètica; en el Camp Volcànic de Calatrava (CVC), al centre peninsular; i en els afloraments aïllats de Cofrentes i les Illes Columbretes, tots dos vorejant la Serralada Bètica.

El vulcanisme del SE presenta dos episodis: un més antic lligat a la subducció d'una escorça oceànica cap al nord en el mar d'Alboran (17-6Ma), de naturalesa calco-alcalina i ultrapotàssica; i un altre més recent (4-2Ma) de tipus alcalí lligat a distensió de l'escorça continental. En les roques basàltiques d'aquest últim episodi i en les laves ultrapotàssiques (verites i fortunites) del primer és on es troben els xenòlits mantèl·lics. Aquests xenòlits són principalment lherzolites amb microestructura protogranular, encara que també s'hi troben wehrlites i peridotites compostes. [Beccaluva et al. \(2004\)](#), [Rampone et al. \(2010\)](#) i [Bianchini et al. \(2011\)](#) han estudiat recentment els xenòlits peridotítics del volcà Cabezo Tallante en basalts alcalins. [Beccaluva et al. \(2004\)](#) van descriure per una part, lherzolites i harzburgites anhidres equilibrades en els camps d'estabilitat de l'espinel·la a la plagiòclasi, i que van interpretar com el resultat de l'empobriment per fusió parcial abans del Paleozoic. A aquest episodi de fusió s'hi haurien

sobreimposat dos episodis metasomàtics: el primer seria el dominant i causat per fosos alcalins subsaturats; el segon episodi estaria lligat a un fos sobresaturat hidratat i que seria el responsable de l'aparició d'amfíbol/flogopita en harzburgites riques en ortopiroxè que contenen a més zones lenticulars d'ortopiroxenita olivínica i gabrenorita. Aquest segon agent metasomàtic tindria una composició isotòpica de Sr-Nd comparable a la de les roques volcàniques calco-alcalines i ultrapotàssiques del primer episodi volcànic en la zona. Més tard, [Bianchini et al. \(2011\)](#) consideren que les lherzolites anhidres més fèrtils i amb plagiòclasi (fins a un 5%) serien el resultat de la refertilització induïda per la percolació de fosos toleïtics lligats a l'obertura de l'oceà Atlàntic. [Rampone et al. \(2010\)](#) consideren aquests xenòlits des del punt de vista de la deformació i les condicions d'equilibri (P-T) per a reconstruir l'història d'exhumació del MSCL en el mar d'Alboran. A més, aquests autors són els únics que aporten informació sobre l'OCP de l'olivina. Per [Rampone et al., \(2010\)](#), les peridotites de Tallante, s'haurien equilibrat en condicions subsolidus des del domini d'estabilitat de les lherzolites amb granat fins al de les lherzolites amb espinel·la. Després van ser afectades per zones de cisalla, possiblement desenvolupades durant els estadis inicials del rift neogen, en relació amb les quals es van formar textures porfiroclàstiques. A aquest episodi el van seguir processos d'interacció roca- fos i totes les microestructures resultants van ser esborrades per un episodi d'"annealing" posterior en relació amb el qual es formen microestructures equigranulars. La fàbrica de deformació dominant en l'olivina tant de les peridotites porfiroclàstiques com equigranulars és de tipus ortoròmbica i més rarament de tipus axial [100]. L'episodi d'"annealing" va ser anterior a dos episodis d'impregnació diferents: el primer va formar zones lenticulars o venes amb plagiòclasi± ortopiroxè± olivina, i que es correspondria amb el metasomatisme relacionat amb fluids/fosos de subducció de [Beccaluva et al. \(2004\)](#); el segon episodi seria degut a la intrusió de petites venes de piroxenita amb amfíbol, discordants respecte a les del primer episodi, i que mostren una afinitat alcalina com la de les laves encaixants.

Els xenòlits del CVC són principalment lherzolites amb espinel·la i de manera subordinada apareixen harzburgites, wehrlites, websterites olivíniques i dunites englobats en leucitites, nefelinites i melitites olivíniques amb edats d'entre 8,6 i 1,7 Ma ([Ancochea & Nixon, 1987](#)). Els estudis més recents són de [Villaseca et al. \(2010\)](#), [Bianchini et al. \(2010\)](#), [González-Jimenez et al. \(2014\)](#) i [Puelles et al. \(2016\)](#). [Villaseca et al. \(2010\)](#) es centren en l'estudi de lherzolites amb espinel·la que mostren microestructures protogranulars i escasses porfiroclàstiques dels volcans



Cerro Pelado i El Aprisco. A més, com a minerals accessoris, és freqüent la presència d'amfíbol i flogopita en aquestes peridotites. Pel seu origen proposen un 10% de fusió parcial i interacció amb dos tipus de components metasomàtics. Un d'ells serien fosos relacionats amb un procés de subducció, possiblement d'edat Terciària, que causaria un metasomatisme críptic i modal. Un segon agent metasomàtic seria un fos silicatat alcalí similar al de la roca que els engloba, i que possiblement va tenir lloc poc temps abans de ser extruïda. Una reacció més intensa amb aquest últim fos alcalí, degut a una relació roca- fos més elevada podria ser l'origen de les wehrlites. La composició isotòpica d'aquests xenòlits és comparable a la de EAR o CMR (Reserva Mantèlica Comú). [Bianchini et al. \(2010\)](#) estudien unes lherzolites protogranulars enriquides en Fe, que es troben en l'aflorament de El Palo. Aquestes haurien registrat un metasomatisme o refertilització per fluids rics en Fe- Ti que derivarien de la fusió d'eclogites relacionades amb una zona de subducció antiga. Aquest origen explicaria la composició isotòpica tipus HIMU del clinopiroxè d'aquestes lherzolites. [González-Jiménez et al. \(2014\)](#) es centren en l'estudi dels sulfurs dels xenòlits prèviament considerats per [Villaseca et al. \(2010\)](#). Aquests autors es reafirmen en els dos episodis metasomàtics proposats anteriorment i consideren que durant el metasomatisme més recent, lligat a fosos silicatats i carbonatítics, s'haurien remobilitzat els sulfurs primaris per solidificar de nou en relació amb vidre intersticial present en les lherzolites afectades per aquest metasomatisme. Recentment, [Puelles et al. \(2016\)](#) estudia les OCP de lherzolites protogranulars amb espinel·la i amfíbol en l'aflorament de El Aprisco. Les fàbriques de deformació de l'olivina són de tipus A (ortoròmbica), B i C [lletres seguint la terminologia de [Jung & Karato \(2001\)](#)]. El primer tipus es considera la més antiga, la qual hauria canviat a causa de la deformació d'aquest MSCL en una zona de suprasubducció a els tipus B i C, que es caracteritzen per sistemes de lliscament en [001] afavorits per una  $\text{PH}_2\text{O}$  d'elevada i moderada, respectivament, i una temperatura menor que en la fàbrica de tipus A. La zona de subducció responsable d'aquestes fàbriques podria ser Cenozoica i lligada a la Serralada Bètica o bé a l'orogènia Cadomiense que va afectar el SO de la Península Ibèrica.

#### **2.4. Antecedents dels xenòlits de la Zona Volcànica Catalana i problemes plantejats**

Els xenòlits de la ZVC van ser inicialment descrits per [Fernández Navarro \(1907\)](#) i [Miguel de la Cámara \(1932\)](#), encara que no va ser fins a finals dels anys 60 que [Tournon \(1968\)](#) en va fer un primer treball més exhaustiu. Aquest autor va distingir els nòduls peridotítics dels afloraments dels volcans de Puig d'Adri, la Banya del Boc, la Crosa de Sant Dalmai, Rocacorba i La Canya, a

més d'altres inclusions del volcà Roca Negra i de La Canya. Els inclusions del Roca Negra inclouen tres tipus: (1) enclavaments amb ortopiroxè i olivina; (2) enclavaments amb olivina sense ortopiroxè; i (3) enclavaments sense olivina ni ortopiroxè; l'amfíbol és abundant en tots ells. Alguns d'aquests enclavaments van ser estudiats posteriorment per [Llobera Sánchez \(1983\)](#) i [Newmann et al. \(1999\)](#). [Llobera Sánchez \(1983\)](#) classifica aquestes inclusions [piroxenites, melagabres i amfibolites (veure hornblendites)] en el grup de les Augites alumíniques (o grup II de [Frey & Prinz, 1978](#)). Representarien cumulats principalment d'olivina i clinopiroxè cristal·litzats a 10 kb i uns 1100 °C. L'amfíbol i la plagiòclasi serien minerals intercumulus. L'ortopiroxè tindria un origen posterior per reacció entre l'olivina, plagiòclasi i un fos saturat en SiO<sub>2</sub>. [Neumann et al. \(1999\)](#) estudien les piroxenites, hornblendites i gabres. Els minerals presents són: augita- hornblenda- òxids± plagiòclasi± olivina± apatita± biotita± ortopiroxè. Els van interpretar també com a cumulats formats a P ≤ 10 kb, per tant majoritàriament en l'escorça continental i no pas en el mantell, a partir de fosos la composició química dels quals variaria de toleïta olivínica a marcadament alcalina i amb afinitat amb les laves encaixants dels enclavaments. Les altres inclusions de La Canya estan formades principalment per olivina i clinopiroxè (wehrlites, clinopiroxenites?) d'acord amb les descripcions de [Tournon \(1968\)](#). Aquestes poden incloure amfíbol i ortopiroxè normalment com inclusions dins del clinopiroxè, a més de plagiòclasi intersticial i òxids (ferripleonaste).

Els nòduls peridotítics de [Tournon \(1968\)](#) (xenòlits del grup I de [Frey & Prinz \(1978\)](#)) van ser estudiats posteriorment per [Bianchini et al. \(2007\)](#) i per Galán i col·laboradors ([Galán, 2004](#); [Galán et al., 2006, 2008, 2011, 2016](#); [Oliveras & Galán, 2006; 2007](#); [Oliveras, 2009](#); [Galán & Oliveras, 2014](#)). Les conclusions dels dos grups de treball són divergents: tots dos dedueixen que aquest MSCL està format per lherzolites i harzburgites amb espinel·la i amfíbol molt ocasional com a mineral accessori, la majoria amb microestructura protogranular. Tot i això [Bianchini et al. \(2007\)](#) dedueixen un buit composicional entre harzburgites i lherzolites, mentre que [Galán et al. \(2008\)](#) presenten una variació gradual entre els dos tipus de peridotites i que inclouen a més, la presència de websterites olivíniques amb flogopita i clinopiroxenites entre els xenòlits mantèl·lics; aquestes piroxenites serien diferents a les del volcà Roca Negra. [Galán et al. \(2008\)](#) van trobar també flogopita molt ocasionalment com mineral accessori en escasses harzburgites. Un altre punt de controvèrsia seria l'evolució d'aquest mantell. Per una banda, [Bianchini et al. \(2007\)](#) suggereixen que les harzburgites i les lherzolites tindrien una història diferent; les

harzburgites tindrien afinitat cratònica i haurien patit una fusió, que podria ser en varies etapes, on desapareixeria el clinopiroxè, i n'atribueix la seva existència (< 1%) a processos de refertilització posteriors en relació amb la interacció amb magmes alcalins d'edat Permo-triàsica. Una part de les lherzolites serien residus d'una fusió parcial limitada durant el Proterozoic superior (0,6- 1Ga), mentre que les altres resultarien de la refertilització d'un protòlit mantèl·lic per fosos toleïtics d'edat triàsica. Segons [Bianchini et al. \(2007\)](#), l'acreció dels dos tipus de mantell s'hauria produït durant el rift post-Hercinià. Per l'altra banda, [Galán et al. \(2008\)](#) i [Galán & Oliveras \(2014\)](#) proposen graus de fusió  $\leq 12\%$  per les lherzolites i  $< 26\%$  per les harzburgites, encara que no descarten una fusió en varies etapes i una història evolutiva diferent per lherzolites i harzburgites. La fusió es donaria en el domini d'estabilitat de les lherzolites amb espinel·la, però algunes lherzolites podrien haver començat a fondre en el domini d'estabilitat de les lherzolites amb granat. Les harzburgites haurien estat afectades per un metasomatisme precoç provocat per fluids o fosos hidratats relacionats amb una zona de subducció, la qual cosa es va deduir per l'existència de harzburgites amb una composició isotòpica en Sr-Nd de tipus EMII. Un segon episodi de metasomatisme críptic relacionat amb la percolació de fosos alcalins silicatats i carbonatítics, de composició isotòpica tipus CMR, hauria afectat no només a les harzburgites sinó també a algunes lherzolites. La composició isotòpica de les websterites olivíniques pròxima a una reserva CMR es va interpretar com a cumulats a partir d'un fos màfic alcalí en relació amb el segon tipus de metasomatisme. [Galán & Oliveras \(2014\)](#) tampoc descarten que algunes lherzolites empobrides lleugerament en LREE i amb composicions isotòpiques tipus DMM s'hagin format per la refertilització a partir de la percolació i reacció de peridotites més refractàries i enriquides amb uns basalts tipus N-MORB. L'edat tant del metasomatisme de tipus subducció de les harzburgites com del metasomatisme alcalí i carbonatític posterior és incerta. La subducció podria ser pre-Herciniana, Herciniana o més recent i en relació amb una subducció d'edat Oligocè-Miocè Inferior. Aquesta última va afectar l'oest del Mediterrani abans de la distensió continental que va generar l'ECRIS, és a dir, en una situació geodinàmica comparable a la del mantell de Cabezo Tallante (SE de la Península Ibérica), inclòs a la del CVC (Calatrava). Tot i això, en la ZVC no n'hi ha evidències estructurals ni magmàtiques (vulcanisme calco-alcalí aflorant) d'aquesta subducció; la presència d'amfíbol no és tan freqüent com en els xenòlits de Calatrava ni tampoc són comuns les zones lenticulars d'ortopiroxenita olivínica i gabrenorita de Tallante. Per aquesta raó, [Galán & Oliveras \(2014\)](#) es

van inclinar per una edat Herciniana o pre- Herciniana pel primer episodi de metasomatisme, mentre que el segon metasomatisme podria tenir qualsevol edat posterior al Permo-Trias.

En [Galán et al. \(2011\)](#) es van estudiar en detall les condicions d'equilibri (P,T, fO<sub>2</sub>) d'aquests xenòlits mantèl·lics. En aquest treball i en [Galán et al. \(2008\)](#) es va posar de manifest que encara que les microestructures protogranulars són les més característiques de lherzolites, harzburgites i piroxenites, hi ha varietats porfiroclàstiques i equigranulars entre les lherzolites, amb transicions protogranulars- porfiroclàstiques. Les temperatures d'equilibri subsolidus registrades per les harzburgites (1062± 29 °C) i websterites (1257 °C) serien més elevades que les registrades per les lherzolites (972± 89 °C). Aquestes últimes registrarien un rang de pressions molt més ampli (1,41± 0,70 GPa) que les harzburgites (1,02± 0,19 GPa). Les pressions més baixes coincidirien amb les lherzolites que tenen plagiòclasi en les corones al voltant de l'espinel·la. La temperatura més elevada de les harzburgites es va explicar per l'existència de cossos magmàtics o dics en el límit mantell-escorça. La Paleo fO<sub>2</sub> durant la fusió mantèl·lica seria d'entre QFM-1 i QFM-2 unitats logarítmiques del tampó QFM, però aquesta variable s'hauria incrementat durant el metasomatisme posterior amb valors d'entre QFM-1 i QFM+1.

Les composicions d'elements majors i traça classificaria aquests xenòlits com a off- craton, similars a altres xenòlits pròxims com els que es troben en la sèrie sud del Massís Central Francès i als del SE de la Península Ibèrica ([Galán & Oliveras, 2014](#)).

Finalment, l'estudi dels sulfurs ([Galán et al., 2016](#)) presents en aquests xenòlits va permetre establir-ne 4 tipus, un d'ells en relació amb processos d'interacció amb la lava encaixant, i que mostra un quimisme en elements majors lleugerament diferent. Aquestes fases són més abundants en les lherzolites que en les harzburgites i la websterita estudiades. La composició integrada es correspon a una solució sòlida monosulfúrica d'alta temperatura coherent amb un origen restític, però la repartició de Ni entre olivina i sulfurs no indica equilibri entre les dues fases i no es podria descartar l'origen dels sulfurs per refertilització en algunes de les lherzolites.

Els estudis fets a partir dels xenòlits mantèl·lics en la ZVC resolen una sèrie de preguntes, però en creen d'altres a resoldre:

1. Hi ha xenòlits mantèl·lics en altres volcans diferents als mostrejats fins ara?
2. Quina és la seva variació litològica en tota la ZVC?

3. Fins a quin punt l'història de les harzburgites i lherzolites és comú?
4. Com es poden posar de manifest els possibles episodis de refertilització que van afectar a les lherzolites i les harzburgites?
5. Quina importància i significat tenen la presència de microestructures porfiroclàstiques i equigranulars en les lherzolites?
6. Quins són els episodis tectònics que van afectar al mantell i com es reflecteixen en les microestructures i en les fàbriques de deformació dels minerals?
7. Quina relació hi ha entre els episodis de deformació i els processos petrogenètics (fusió parcial, metasomatisme i possible refertilització ígnia del MSCL)?
8. Quina relació guarden els esdeveniments de deformació amb l'estructuració de l'escorça continental acoblada?
9. Quina relació hi ha entre els components metasomàtics i el magmatisme bàsic que aflora a l'entorn, incloent les laves encaixants?

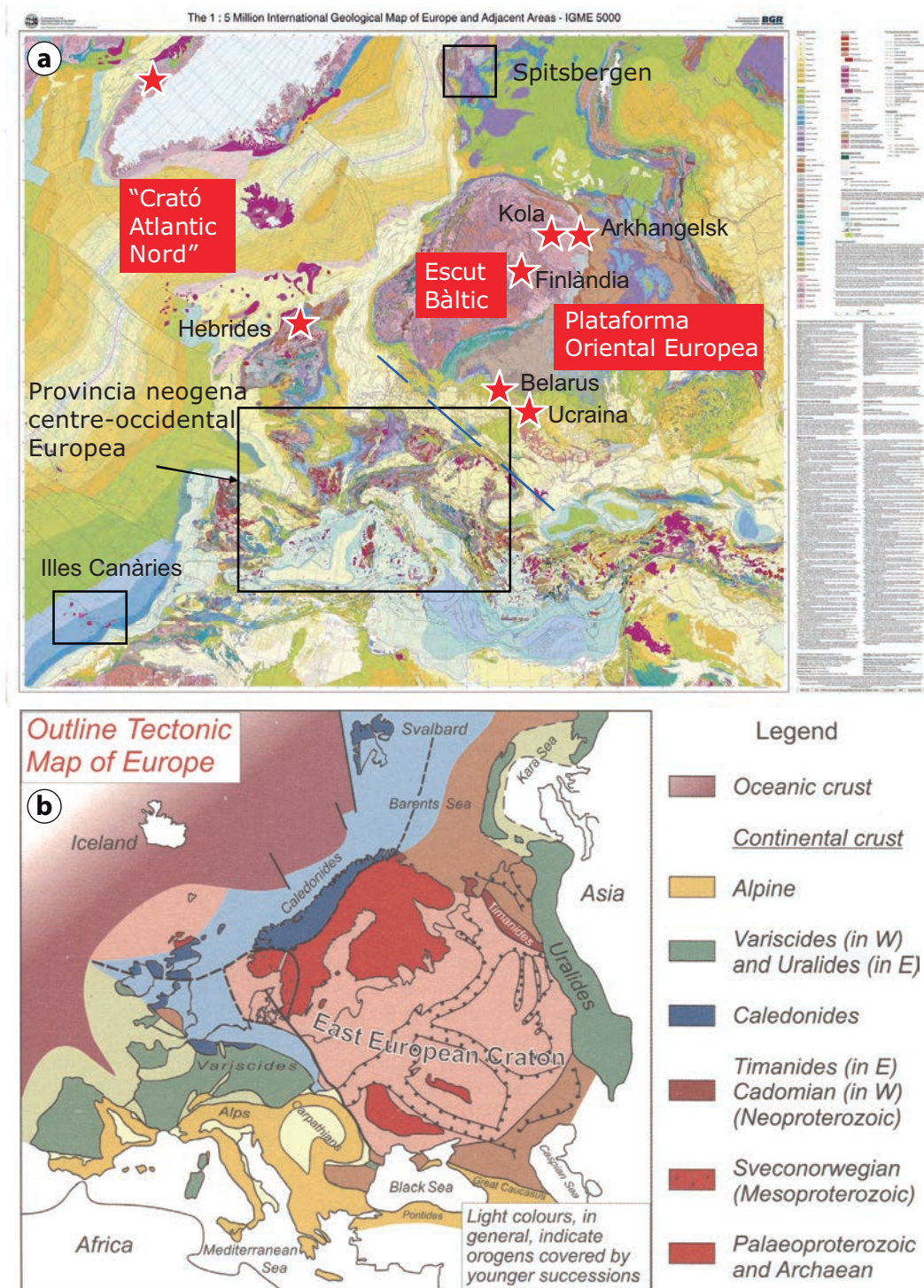


Fig.2.1. a) Mapa geològica extreta de Asch, K. (2005) on s'indiquen els diferents terrenys de la placa europea d'acord amb els esdeveniments tectonotèrmics (Downes & Coltorti, 2008). b) Mapa geològic simplificat on es mostra la distribució del Crató d'Europa de l'est (East European Craton) i els principals orògens de Gee & Stephenson (2006). La zona de sutura transeuropea (TESZ) està representada per la línia negra contínua més gruixuda.

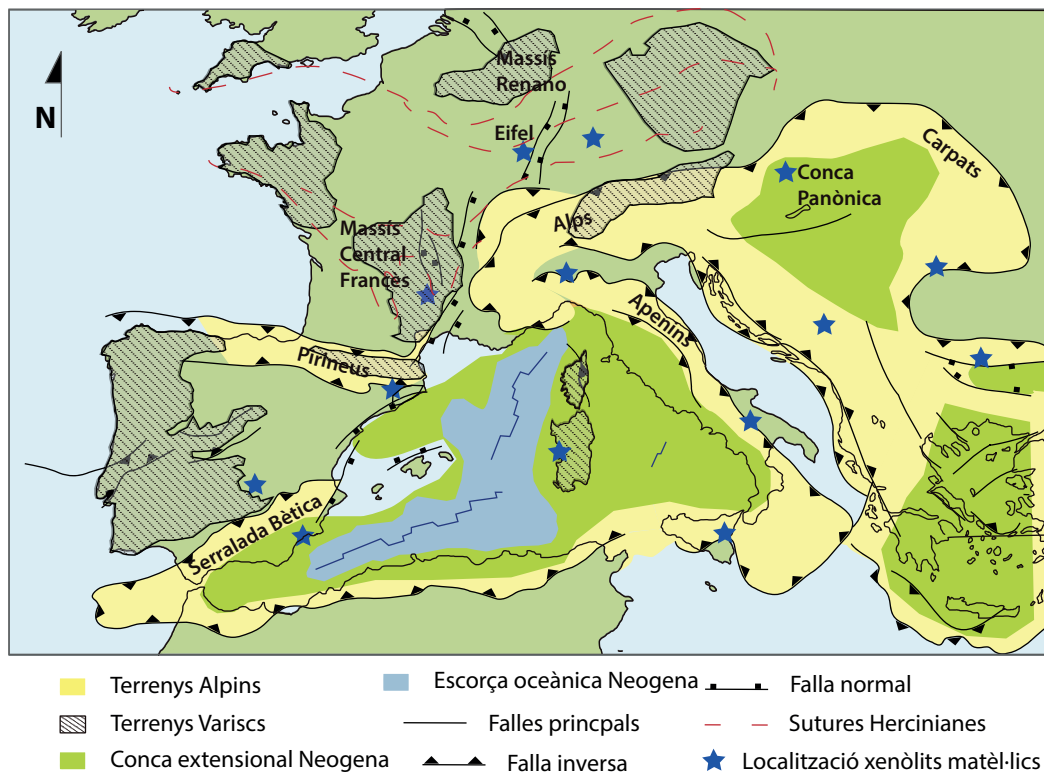


Fig. 2.2. Mapa tectònic de la Mediterrània adaptat de Woudloper ([https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tectonic\\_map\\_Mediterranean\\_EN.svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tectonic_map_Mediterranean_EN.svg)) amb les principals localitats on apareixen xenòlits

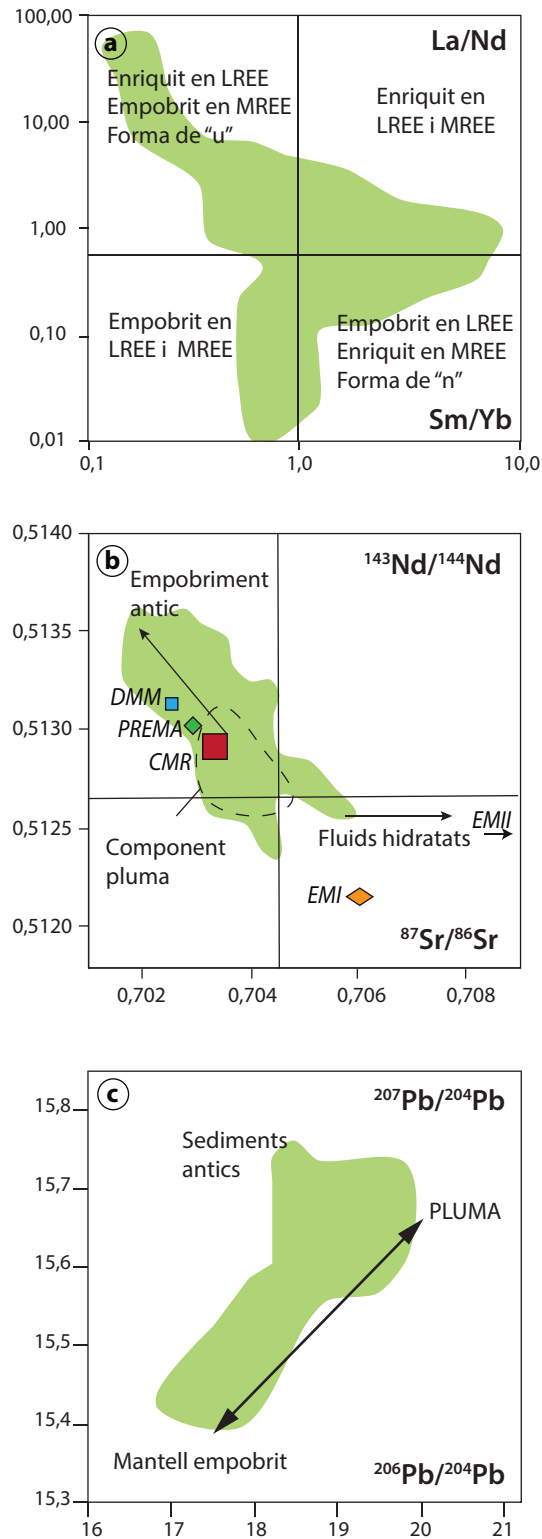


Fig.2.3. a) Diagrama La/Nd vs. Sm/Yb en clinopiroxens de xenòlits i massissos peridotítics europeus. b) Diagrama de variació dels isòtops radiogènics Sr-Nd dels xenòlits del MSCL d'Europa. c) Diagrama de variació dels isòtops  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en xenòlits mantèl·lics i massissos peridotítics. Adaptat de Downes (2001)



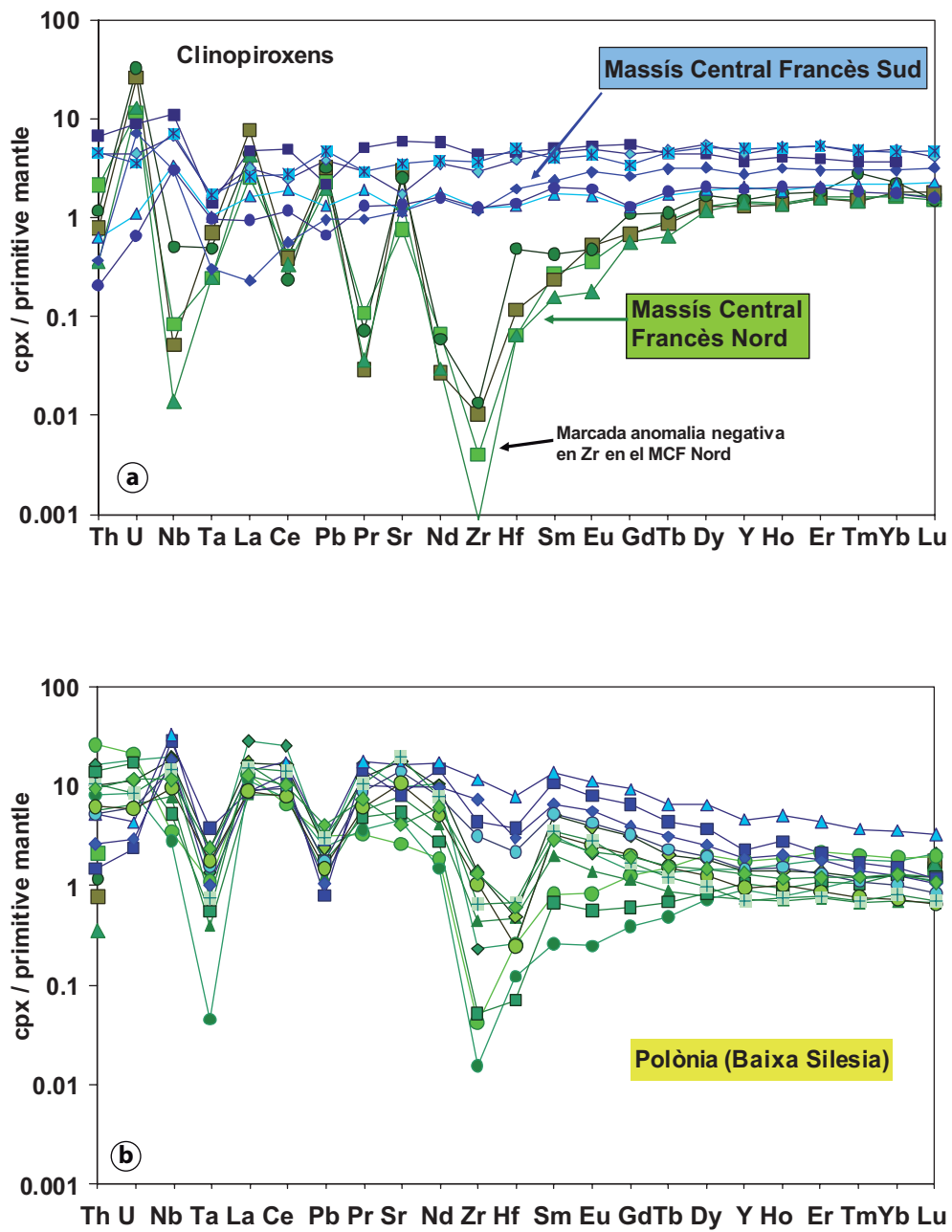


Fig.2.4. Diagrames multielementals de clinopiroxens en xenòlits peridotítics a) del Massif Central Francès on estan diferenciats els dos dominis, nord i sud, i b) de Polònia. Downes & Coltorti (2008).

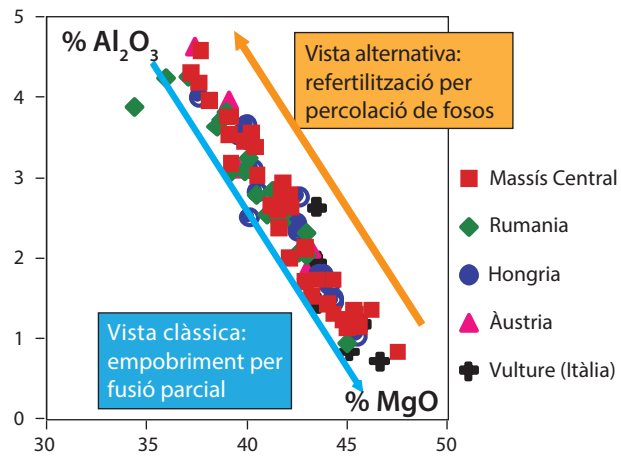


Fig.2.5. Diagrama de variació del %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en front %MgO de roca total dels xenòlits mantèlics de diferents localitats europees. Extret de Downes (2001).

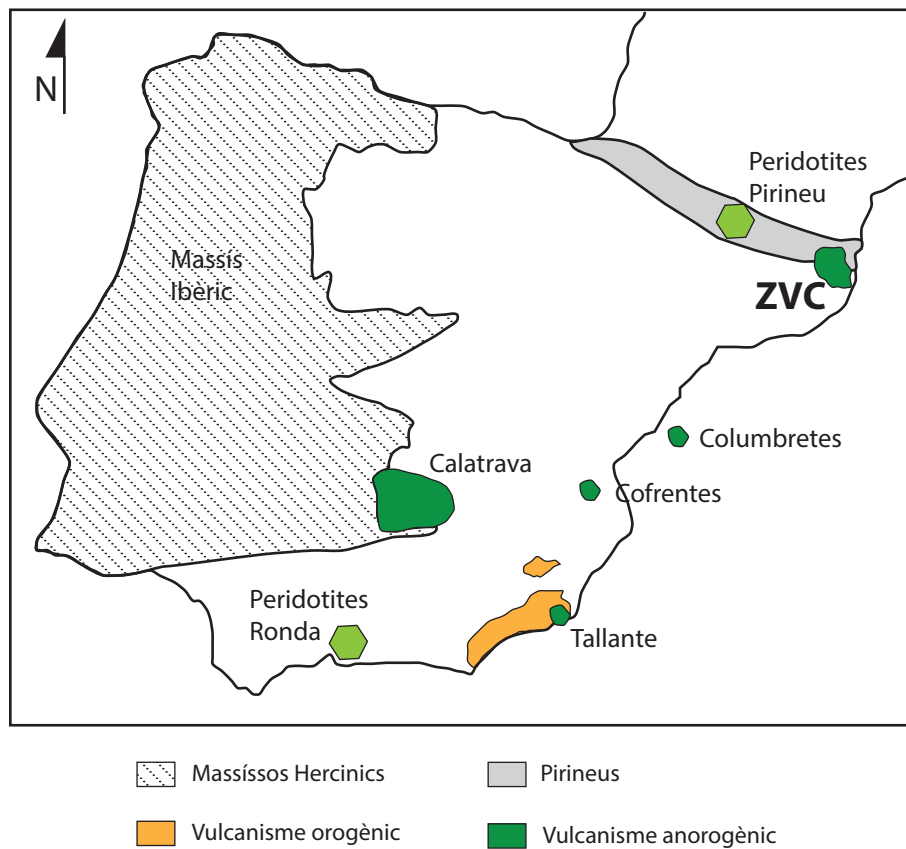


Fig.2.6. Mapa esquemàtic de la Península Ibèrica amb la localització dels diferents tipus de vulcanisme i massissos peridotítics. Extret de Beccaluva et al. (2004)



## CONTEXT GEOLÒGIC DE LA ZONA VOLCÀNICA DE CATALUNYA

### 3.1. Context pre- rift Neogen- Quaternari

El rift Neogen- Quaternari del NE d'Iberia va afectar a una escorça estructurada durant les orogèneses Herciniana i Alpina amb diversos episodis extensius o de rifting entre les dues orogènies. La major part del basament pre- Mesozoic de l'Europa occidental i central esta format per roques d'edat Proterozoic Superior- Carbonífer, les quals van ser deformades, i en part metamorfitzades i intruïdes per diversos tipus de granitoides i roques associades durant l'orogènia Herciniana. Aquesta orogènia va crear una gran serralada a finals del Paleozoic com a resultat de la convergència i col·lisió de dos continents, Lauràcia i Gondwana. L'orogen Hercinià s'estén pel SO d'Europa, des de la Península Ibèrica fins al N de Bohèmia, amb una longitud de 3000 km. Al NE de la Península Ibèrica afloren materials que es relacionen amb aquest orogen, concretament a la Zona Axial dels Pirineus i a les Serralades Costaneres Catalanes (SCC). En aquestes zones, la orogènia Herciniana mostra diferents fases de deformació progressiva de tipus compressiva a transpressiva, associades a diferents fases de metamorfisme i a una activitat magmàtica durant i després de l'orogènia. La primera fase tectònica és la responsable dels encavalcaments en les zones més superficials i de la foliació penetrativa de baix angle en les zones més profundes. La direcció d'aquestes estructures és NNE- SSO. La segona fase tectònica i principal es correspon amb un esdeveniment de tipus transpressiu on es desenvolupa una segona foliació (OSO- ENE), que a la vegada esta plegada. En les zones profundes, aquesta foliació es desenvolupa al mateix temps que el metamorfisme de baixa pressió i alta temperatura i que l'emplaçament dels granitoides. La última fase tectònica es desenvolupa progressivament en condicions metamòrfiques retrogrades, donant lloc a zones de cisalla dúctils, de tipus strike- slip de direcció O, NO- E, SE. La formació d'aquestes cisalles també seria compatible amb la continuació d'un règim de deformació de tipus transpressiu ([Carreras & Druguet, 2014](#) i [referències incloses](#)). D'acord amb [Barruol et al. \(1998\)](#) aquestes últimes estructures podrien haver afectat el mantell superior.

L'orogènia Herciniana va ser seguida d'un episodi extensiu diferenciat en tres etapes. Durant el Pèrmic superior i el Triàsic, la litosfera del NE de la Península Ibèrica va patir un aprimament (Lago et al., 2004a) que alguns autors associen a un elevat flux de calor (Visser, 1992), i a un magmatisme calcoalcalí a alcalí (ca. 232Ma) que aflora en les SCC com lampròfirs (Enrique, 2009; Ubide et al., 2010; Martínez Poza et al., 2014). D'una major magnitud van ser les dues etapes extensives següents, que van tenir lloc durant el Triàsic-Juràssic i el Cretàcic inferior. En primer lloc, durant el Triàsic-Juràssic, va tenir lloc una extensió lligada a l'apertura de l'oceà Atlàntic relacionada amb un magmatisme toleític (Rossi et al., 2003) d'àmplia extensió en tot els Pirineus (Lago et al., 2004b), on aflora com dolerites triàsiques-liàsiques (Montigny et al., 1982) o "ofites". Aquestes roques no es troben en les SCC. A més en aquesta edat, hi va haver un altre magmatisme alcalí (Azambre & Fabriès, 1989) que aflora en els Pirineus orientals i també a la vora SE de les SCC (Juez-Larré & Adriessen, 2002, 2006; Lago et al., 2004c). En segon lloc, durant el Cretàcic, es va produir un magmatisme alcalí, metamorfisme, hidrotermalisme i exhumació mantèl·lica en relació amb una extensió continental i aprimament extrem al llarg de la Falla Nord-Pirinenca (FNP) que es va relacionar amb l'obertura del Golf de Vizcaya i la rotació d'Iberia respecte a Europa (Jammes et al., 2010; Lagabreille & Bodinier, 2008; Montigny et al., 1986; Pujol et al., 2010). Tot i això, si considerem que la rotació d'Iberia es va confinar recentment a l'Àptia (Gong et al., 2008), aquest magmatisme alcalí (105-79 Ma, et al., 2014a) seria posterior a la rotació i anterior o simultani a l'inici de la contracció alpina al final del Cretàcic. Les roques magmàtiques alcalines d'edat cretàcica afloren en varies zones dels Pirineus i també en les SCC formant dics aïllats de lampròfirs (camptonites) que s'han estudiat en detall recentment amb mètodes petrològics i geoquímics (Ubide et al., 2010, 2014 a, b; Esteve et al., 2014).

Contemporàniament a l'activitat magmàtica durant el Cretàcic va tenir lloc una exhumació mantèl·lica, un metamorfisme de baixa P i alta T i un hidrotermalisme entorn a la FNP (Lagabriell et al., 2010; Pujol et al., 2010). En concret, el MSCL aflora en petits cossos de roques ultramàfiques (e.g., Lherz) tallades per venes amb piroxè i amfíbol. L'edat d'aquest amfíbol en venes (108-103 Ma; Herny et al., 1998) suggereix la connexió entre aquestes i el magmatisme alcalí cretàcic.

La segona etapa compressiva es correspon a l'orogènia Alpina durant el Paleogen, que va formar una gran cadena de muntanyes que s'estén des de l'oceà Atlàntic, passant per la mar Mediterrània i el Himàlaia, i acabant en les illes de Java i Sumatra. El Pirineus i les SCC (Fig.3.1) són el resultat de la col·lisió N-S entre les plaques d'Iberia i Euràsia durant aquesta

orogènia. En els Pirineus aquest escurçament va implicar la inversió de les falles extensionals formades prèviament durant l'extensió mesozoica i també la subducció de la placa ibèrica sota l'euroasiàtica (Muñoz, 1992; Teixell, 2004). L'estil de la tectònica pirinenca en superfície es caracteritza per plecs i encavalcaments típics de l'escorça superior i no presenta ni magmatisme ni metamorfisme orogènics associats. En profunditat (Zona Axial), les làmines del basament Hercinià amb una cobertora aprimada i discontinua de materials post-hercinians, va experimentar una deformació interna de moderada a dèbil marcada per la reactivació de les estructures hercinianes. Els encavalcaments alpins principals només s'observen en la part O i S de la Zona Axial (Gil-Peña et al., 2004). Tot i això, alguns d'aquests encavalcaments majors es tracen al llarg de cinturons milonítics que alguns autors consideren d'edat Herciniana i no pas Alpina (Carreras & Druguet, 2014 i referències incloses). Per altra banda, Barruol et al. (1998) consideren que durant la col·lisió alpina entre Iberia i Europa es va produir un flux astenofèric, amb direcció O-E, sota la zona nord pirinenca, degut a l'espessor molt prim de la litosfera implicada, i una deformació d'alta temperatura en la litosfera de les dues plaques que van xocar.

Es considera que aquesta etapa compressiva alpina hauria deixat una lleu empremta en les SCC, com el basculament i el desenvolupament d'algunes falles (Carreras & Druguet, 2014).

### 3.2. Formació del rift Neogen-Quaternari

L'etapa extensional més important de l'ECRIS (European Cenozoic Rift System) es va produir durant l'Oligocè, quan els esforços compresius dels Pirineus centrals es dirigien cap a l'avantpaís europeu on van interferir amb els esforços compresius dels Alps centrals dirigits cap al seu avantpaís septentrional (Dèzes et al., 2004 i referències incloses). Això va donar lloc a l'activació de l'ECRIS per reactivació de fractures corticals d'edat Herciniana, Permo-Carbonífera i Mesozoica. Entre els 34 i els 23 Ma, el sistema de grabens, de direcció aproximada N-S, de la zona del Roine, lligat al desenvolupament de l'ECRIS, es va començar a propagar cap al S- SO al llarg de la costa est de la Península ibèrica, passant pel Golf de Lleó i fins al Solc de València actual (Fig.3.1). L'activitat volcànica en l'ECRIS va començar al Paleocè i va augmentar gradualment durant l'Oligocè i Miocè, en l'actualitat és sub- activa. L'ECRIS va romandre actiu fins aproximadament els 21 Ma quan es produeix l'obertura de la conca oceànica Provençal i l'oest de la Mediterrània va estar sotmès a un nou règim extensiu lligat al desenvolupament de la conca de retroarc Catalano-Balear. Aquesta conca estaria relacionada amb la subducció de la placa apenínica, la qual va cabussar cap al NO sota les illes de Sardenya, Còrsega i les Balears (Fig.2.2) A aquesta subducció s'hi associa un

magmatisme calco-alcalí que aflora en Mallorca i en afloraments submarins entre les illes i la costa peninsular (Martí, 2004), però que no aflora en la zona d'estudi. A partir del Miocè Mig, l'activitat extensiva del sistema de falles NE-SO a N-S que va formar la conca Catalano-Balear va disminuint.

L'aparició de la ZVC es relaciona amb l'obertura de la conca oest de la Mediterrània fa 21Ma, (Barruol et al, 1998) i la formació poc abans (25Ma) de les fosses neògenes (les depressions de l'Empordà i de la Selva i la fossa d'Olot) (Fig.3.2) i alts estructurals (les Gavarres, les Guillerries, les Serralades Transversals) (Solé, 1958; Saula et al., 1996) (Fig.3.2) en el marge continental del NE d'Iberia. Posteriorment, des de finals del Miocè (10-5Ma) fins als temps recents, comença una nova extensió que dona falles normals amb una direcció NO-SE, perpendiculars a les de les fosses neògenes. Aquestes falles podrien estar relacionades amb la reactivació de les zones i falles de transferència existents entre el Golf de Lleó i el Solc de València (Lewis et al., 2000; Vegas, 1994), que són anteriors. Totes aquestes falles tenen la mateixa direcció (Fig.3.2), i les de terra representarien l'extensió de les submarines 44 km cap al continent (Maillard, 1993), amb un component normal a dretes (Mauffert et al., 2001 i referències incloses; Fig.3.2). Les falles d'Amer-Brugent i Llorà (Fig.3.3) serien els exemples més notables d'aquest episodi post- ECRIS en la ZVC. En concret, en la sub-zona de l'Empordà, aquesta última extensió no es reconeix abans del Miocè mig, però de la seva activitat durant l'Holocè (0,01Ma) n'hi ha documentació sísmica, vulcanisme alcalí associat i moviments verticals durant el segle XX.

Pel que fa al comportament del MSCL durant aquests períodes, una vegada exhumat durant l'extensió mesozoica i posteriorment afectat durant l'orogènia Alpina (Barruol et al., 1998) podria haver estat afectat també per l'extensió (Oligocè- Miocè) de l'ECRIS en direcció sud (Barruol et al., 1998; Mauffert et al., 2001. Finalment, associada a l'evolució post- rift, el mantell litosfèric s'aprimaria donant lloc a un important vulcanisme alcalí (Roca, 1994).

### **3.3. La Zona Volcànica de Catalunya**

#### ***3.3.1. Característiques estructurals i d'aflorament***

La ZVC la formen uns 200 cons volcànics, colades de lava i dipòsits piroclàstics que es distribueixen irregularment en una àrea d'uns 2500 km<sup>2</sup>. Es divideix tradicionalment en 3 subzones distribuïdes de manera temporal: la Garrotxa, la Selva i l'Empordà (Fig.3.3), de més recent a més antiga. El vulcanisme és de caràcter fissural, on la major part dels volcans es localitzen damunt o a prop de fractures de caràcter distensiu amb una direcció NO- SE i NE-

SO, les quals tenen salts de falla que es troben compresos entre 150 i 1800 m (Barnolas et al., 1994). L'escorça en aquesta zona té un gruix que va dels 26 als 30 km (Gallart et al., 1984, 1991; Dañobeitia et al., 1992; Galán et al., 2011), formada per una part superior granítica que arriba fins als 18km de fondària seguit d'una zona gabroica en profunditat. En la subzona volcànica de l'Empordà és on apareixen les primeres manifestacions volcàniques datades entre 10 i 9 milions d'anys per Donville (1973a). Aquí apareixen una cinquantena d'afloraments de basalts i escasses traquites distribuïts en les comarques de l'Alt i el Baix Empordà. Les restes volcàniques més importants es troben als voltants de la Bisbal d'Empordà, Rupià i Arenys d'Empordà. Cap als 7 milions d'anys, el vulcanisme es va desplaçar cap a la subzona de la Selva i va ser actiu fins fa 2 milions d'anys (Donville, 1973b). En aquesta zona hi ha uns cinquanta afloraments basàltics, localitzats majoritàriament a l'entorn de Maçanet de la Selva i Riudarenes, a més de les xemeneies desmantellades de Sant Corneli i d'Hostalric, que són els que es conserven millor, i la Crosa de Sant Dalmai en el vorell septentrional de la depressió de la Selva. La subzona amb un magmatisme més jove es correspon a la de la Garrotxa, on es troben els volcans més moderns i amb un millor estat de conservació. N'hi ha trenta-vuit dins l'àmbit del Parc Natural de la subzona volcànica de la Garrotxa, dos a la Vall d'Hostoles i cinc a la Vall del Llémèna. L'última erupció volcànica a Catalunya correspon al volcà del Croscat fa uns 11.000 anys (Donville, 1973c). La subzona de la Garrotxa està delimitada per dues de les falles normals conjugades amb component transtensional resultat de l'últim episodi extensiu mencionat en el apartat anterior: la falla d'Amer a l'est i la de Llorà a l'oest (Fig.3.3) serien les responsables de la distribució del vulcanisme (Bolós et al., 2014).

L'activitat volcànica de la ZVC es va produir de forma aïllada i esporàdica al llarg d'un període de 10 milions d'anys formant un gran nombre d'afloraments. Aquests comprenen diferents tipus de volcans que no superen els 180 metres d'alçada, ja que molts d'ells han estat erosionats. Gran part dels edificis volcànics són estrombolians però també n'hi ha de polifàsics, on s'alternen les erupcions de tipus hidromagmàtiques, estrombolianes i efusives (e.g., Banya del Boc, Canet d'Adri), hidromagmàtiques i estrombolianes (e.g., Sant Dalmai) i amb erupció de caràcter hidromagmàtic (Martí & Mallarach, 1987; Mallarach, 1998).

### **3.3.2. Les roques volcàniques de la ZVC**

Les roques volcàniques en la ZVC són basanites leucítiques, basanites, basalts alcalins i traquites (Araña et al., 1983; López Ruiz & Rodríguez Badiola, 1985; Cebrià et al., 2000). Aquestes últimes es troben restringides a la zona de l'Empordà, i els basalts alcalins i les



basanites es distribueixen en les tres zones. Els basalts i les basanites tenen una mineralogia semblant, són roques amb textura porfírica amb fenocristalls principalment d'olivina ( $\text{Fo}_{90-74}$ ) i clinopiroxè ( $\text{En}_{52-30}\text{Fe}_{4-23}\text{Wo}_{43-51}$ ) i en menor mesura de plagiòclasi ( $\text{An}_{71-61}$ ), en una matriu hipocristal·lina o microcristal·lina que està formada pels mateixos minerals a més de titanomagnetita, nefelina± leucita± analcima (Cebrià et al., 2000). A més, també apareixen xenocristalls d'ortopiroxè, plagiòclasi i quars, i com a minerals secundaris zeolites, carbonats i serpentina (Araña et al., 1983). Pel que fa a les traquites, tenen textura traquítica i estan formades per fenocristalls de plagiòclasi (andesita- ortòclasi) i ocasionalment flogopita, amfíbol i apatita, en una matriu amb feldspats i òxids de Fe- Ti (Araña et al., 1983; López-Ruiz & Rodríguez-Badiola, 1985; Díaz et al., 1996).

Les dades geoquímiques indiquen que d'aquestes laves (Araña et al., 1983; López-Ruiz & Rodríguez Badiola 1985; Martí et al., 1992; Cebrià et al., 2000), es caracteritzen per tenir continguts en  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$  i elevades proporcions de MgO,  $\text{TiO}_2$  i  $\text{P}_2\text{O}_5$  amb un número M ( $\#Mg = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ) entre 57,7 i 68,3 (López Ruiz & Rodríguez Badiola, 1985). Les basanites leucítiques es diferencien de les basanites i els basalts pels valors de  $\text{K}_2\text{O} > 1,9\%$  i major contingut en elements traça incompatibles. El contingut en elements traça de les roques basàltiques són semblants als de roques cenozoiques similars d'altres zones d'Europa, amb característiques de basalts d'illa oceànica, (abreviat OIB en anglès: Oceanic Island Basalt). La seva composició isotòpica (Sr-Nd-Pb) es mostra heterogènia i amb característiques d'una reserva mantèl·lica intermedi entre tipus HIMU, i tipus EM1 per a les laves de La Garrotxa (Cebrià et al., 2000), la qual cosa és típica de laves primàries intracontinentals. Tot i això; Martí et al. (1992) troben relacions  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  més elevades en les roques basàltiques més antigues de l'Empordà i la Selva, i proposen que aquestes laves més antigues tindrien un origen diferent de les que afloren a la subzona de la Garrotxa. En les dues primeres subzones esdevindrien d'un mantell amb afinitat litosfèrica mentre que en La Garrotxa, les laves mostrarien un component astenosfèric important tipus OIB. Alternativament, Cebrià et al. (2000) suggereixen que les roques volcàniques de La Garrotxa derivarien de diferents graus de fusió (4- 16%), que augmentaria de les basanites leucítiques als basalts alcalins, d'un únic mantell litosfèric híbrid, produït per la infiltració d'un fos sublitosfèric (astenosfèric), amb característiques intermèdies entre LVC/EAR (en anglès: Low Velocity Component/ European Astenospheric Reservoir), en una litosfera prèviament enriquida. És a dir, el protòlit mantèl·lic d'aquestes laves hauria experimentat dos esdeveniments metasomàtics previs a la fusió. El primer esdeveniment metasomàtic seria de caràcter potàssic i s'hauria donat al final de l'orogènia Herciniana. L'altre esdeveniment

metasomàtic seria sublitosfèric, amb una signatura geoquímica semblant als magmes que es troben als Camps de Calatrava (CVZ). Aquest últim component sublitosfèric s'infiltraria durant el Cretàcic-Paleocè.



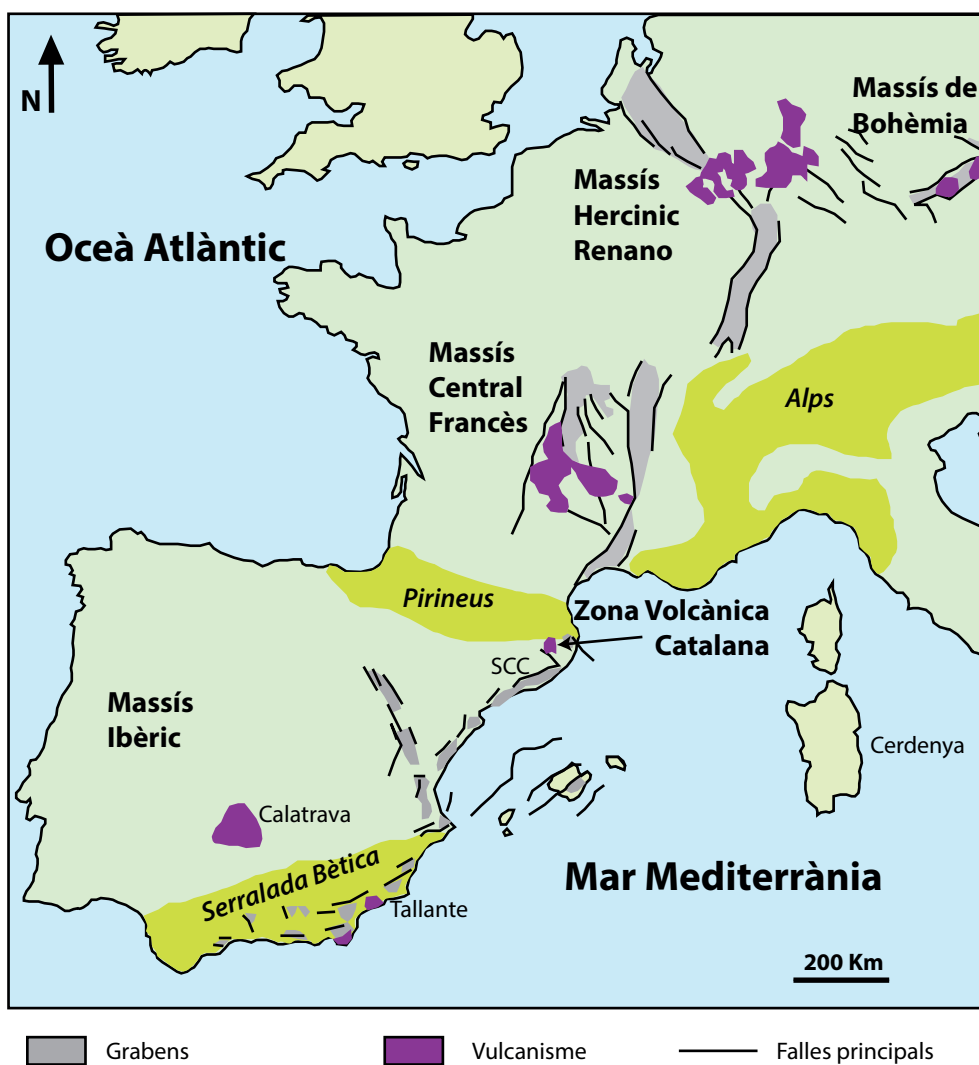


Fig.3.1. Mapa esquemàtic del Rift centrooccidental Europeu. Modificat de Martí et al. (2001).

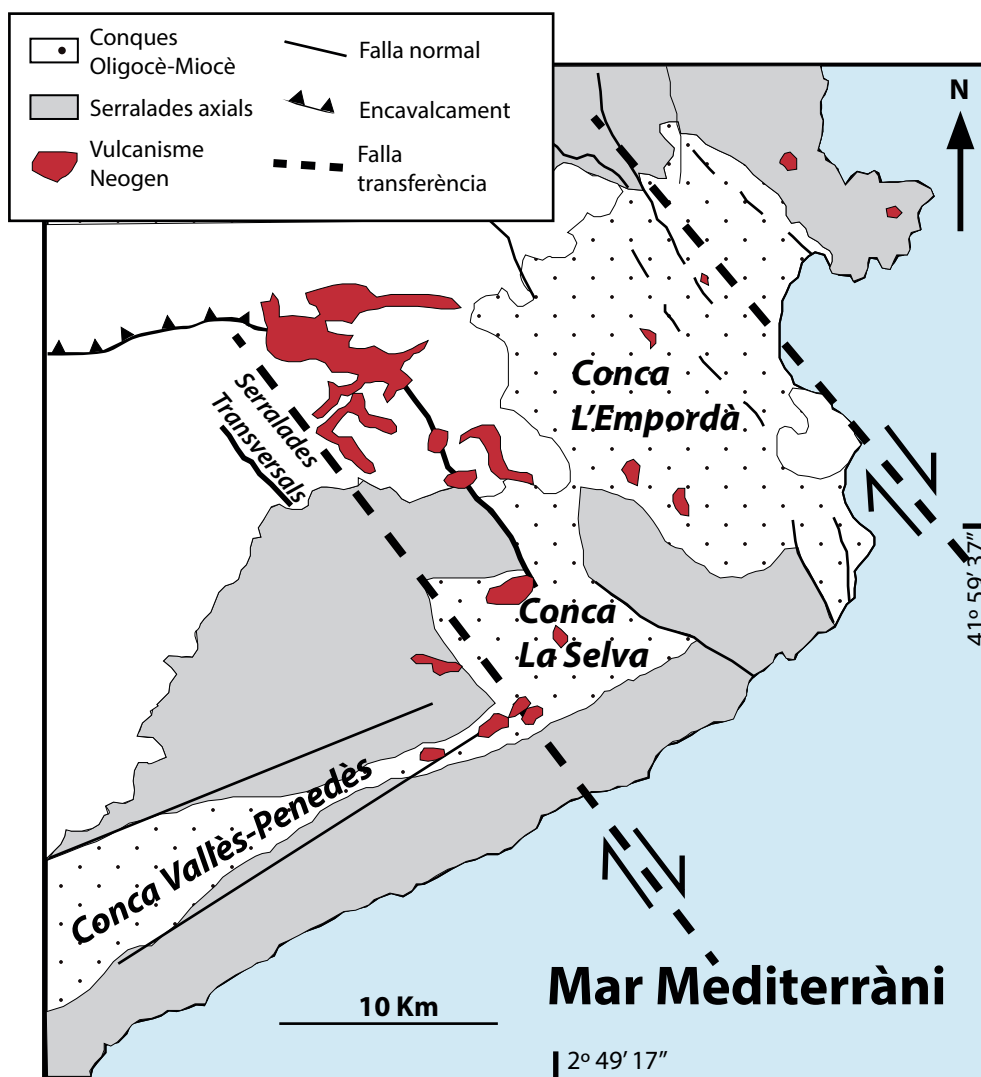


Fig.3.2. Mapa tectònic simplificat de la ZVC (modificat de Mauffret et al., 2001), corresponent a la localització de la figura 3.1. Situació de les conques formades durant l'Oligocè- Miocè i les falles de transferència principals.

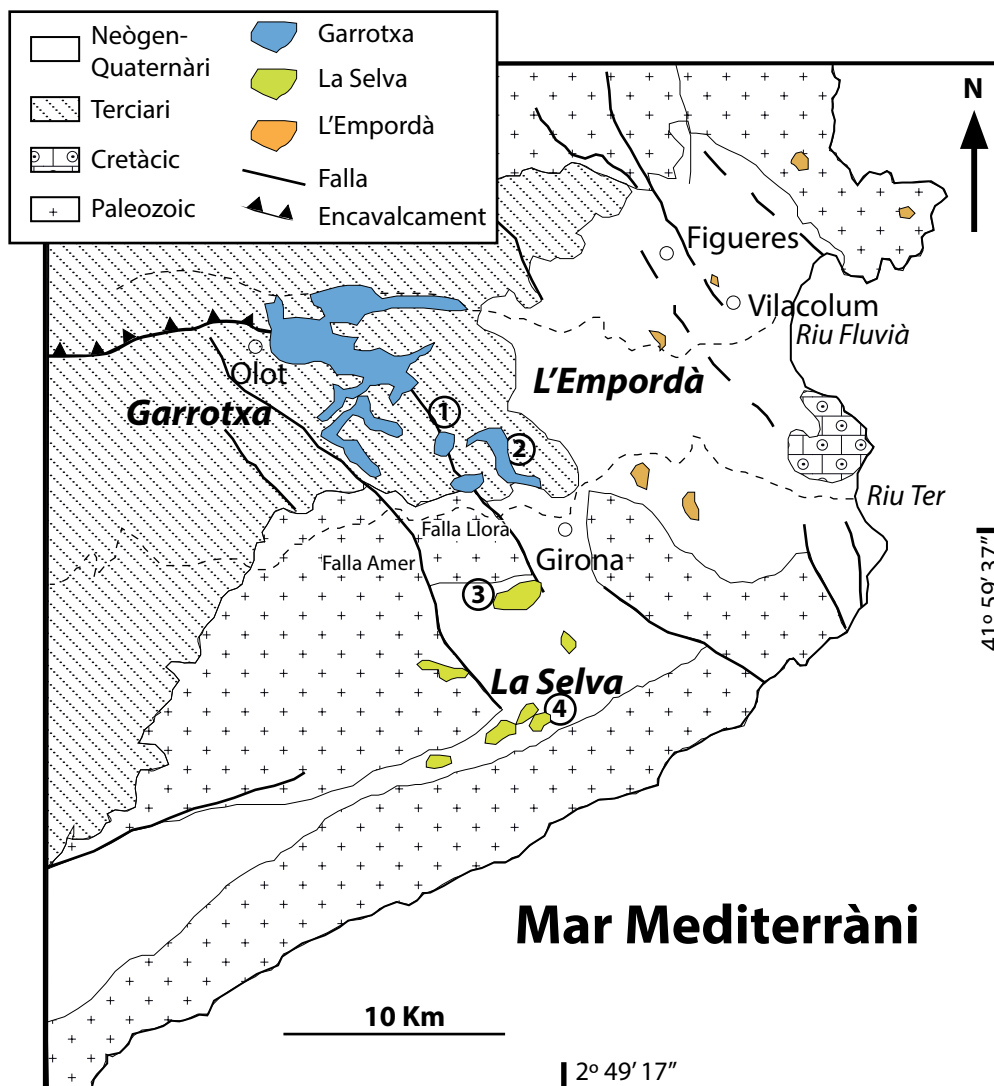


Fig.3.3. Mapa geològic de la ZVC, corresponent a la localització de la figura 3.1 i complementària a la figura 3.2. Els números corresponen a la localització dels afloraments mostrejats: 1. Banya del Boc, 2. Canet d'Adri, 3. Sant Dalmai, 4. Sant Corneli.



### OBJECTIUS

Per a plantejar els objectius d'aquest estudi es va tenir en compte tant els resultats anteriors disponibles fins a l'any 2012 com les qüestions que sorgeixen d'aquests resultats (capítol 2).

- 1) D'una banda, en la tesis precedent d'[Oliveras \(2009\)](#) i alguns articles previs ([Galán et al. 2008](#)), s'havien localitzat xenòlits mantèl·lics en dos volcans de la Vall del Llémena (Banya del Boc i Canet d'Adri) i en el volcà de Sant Dalmai en la subzona de La Selva. D'altra banda, [Bianchini et al. \(2007\)](#) presentaven resultats dels volcans d'Olot, però sense especificar-ne la ubicació, així que es va considerar necessari recorre a aquests i altres afloraments de roques volcàniques per delimitar la presència d'aquests xenòlits i procedir a una caracterització litològica (petrogràfica, microestructural i geoquímica) més exhaustiva i generalitzada del MSCL en la ZVC. Per això, es va planificar una campanya de camp, durant el primer any de treball, que tenia com a objectiu recorre tots els afloraments volcànics.
- 2) Els estudis previs indicaven un predomini de les microestructures protogranulars (terminologia de [Mercier & Nicolas, 1975](#)), encara que també s'havia detectat la presència de lherzolites amb microestructures porfiroclàstiques i equigranulars que donaven unes T d'equilibri més baixes. A partir d'aquí, es va plantejar que era necessari determinar el significat d'aquesta deformació del mantell més aparent i la relació entre les diferents microestructures i els processos petrogenètics (fusió, metasomatisme, els processos de refertilització inclosos). En aquest moment ja es coneixien els estudis que donaven una rellevància especial a la retroalimentació entre els processos de deformació del mantell i la percolació de fosos que condicionaven les fàbriques de deformació de l'olivina i piroxens, així com la composició química del mantell, tant en el massís de Lherz (Pirineus orientals) ([Le Roux et al., 2008](#)) com en el de Ronda (Serralades Bètiques, SE d'Espanya) ([Soustelle et al., 2009](#)). Així doncs, es va plantejar com a objectiu essencial d'aquesta tesis la caracterització més detallada de les microestructures i les fàbriques de deformació dels minerals essencials amb la finalitat de veure quina relació hi havia entre la



deformació mantèl·lica, les microestructures i la composició química de minerals i de roca-total, sense oblidar d'avaluar la correlació entre els episodis de deformació detectats i els esdeveniments tectonotèrmics registrats en l'escorça continental. Una derivació d'aquest estudi serà estimar les propietats sísmiques d'aquest mantell (anisotropia sísmica), estretament relacionades amb l'orientació cristal·logràfica preferent de l'olivina (Ben Ismaïl & Mainprice, 1998; Mainprice & Silver, 1993; Mainprice et al., 2000), que mitjançant la seva comparació amb algunes mesures geofísiques, es faran servir per a discutir l'estructura del MSCL i la seva contribució a l'anisotropia sísmica.

Pel que fa a les microestructures també s'havia vist que en alguns xenòlits apareixien algunes microestructures de reacció entorn a algunes fases, com per exemple vores espongiformes entorn al clinopiroxè, que es van interpretar com el resultat de la fusió localitzada d'aquest mineral, afavorida per la percolació de fluids metasomàtics durant la descompressió del mantell (Llovet & Galán, 2003; Galán et al., 2008; Oliveras, 2009). Per altra banda, també hi havia corones de reacció entorn a l'espinel·la, l'amfíbol i l'ortopiroxè, algunes d'elles amb plagiòclasi, la presència de la qual era coherent amb un procés de descompressió del mantell (Galán et al., 2011). A més, en algunes d'aquestes corones també hi havia vidre que suggeria la interacció amb la lava encaixant (microestructures de pirometamorfisme). Així doncs, es va plantejar fer un estudi petrogràfic i mineralògic més detallat d'aquestes microestructures de reacció per determinar si existia relació entre elles i discutir-ne el seu significat.

- 3)** En la caracterització petrogràfica d'aquestes roques es va considerar que no només eren importants els silicats sinó que també ho eren els sulfurs. Durant el transcurs d'aquesta tesis es va començar a estudiar la presència d'aquestes fases en els xenòlits prèviament estudiats (Cruz et al., 2014; Galán et al., 2016), ja que són fases que aporten una informació crucial i complementària a la dels silicats sobre processos de fusió i metasomatisme (Alard et al., 2000, 2011; Lorand & Alard, 2001; Hattori et al., 2002; Aulbach et al., 2004; Delpech et al., 2012; Lorand et al., 2013), així com sobre les edats d'aquests processos (Griffin et al., 2004; Harvey et al., 2010; Wang et al., 2010; Murgulov et al., 2011). Una gran part d'aquesta informació la proporcionen la geoquímica d'elements traça i d'isòtops de Re-Os, que no es va plantejar abordar en aquest estudi, però per a una interpretació coherent

---

d'aquestes dades és indispensable establir les relacions texturals dels sulfurs amb els silicats, caracteritzar-los amb la seva composició en elements majors i determinar les seves associacions mineralògiques que són funció de les condicions de P-T a les que es va equilibrar en el mantell. Aquesta part sí es va abordar en el present treball.

- 4) Per a la caracterització dels xenòlits nous i la seva comparació amb els ja estudiats és necessari l'anàlisi dels elements majors dels minerals, que serviran per a classificar els minerals i discutir detalladament el seu quimisme, i determinar les condicions d'equilibri subsolidus de les roques (T, P,  $fO_2$ ), mitjançant l'ús de geotermòmetres i geobaròmetres adients. Es pretén esbrinar si existeix relació entre quimisme mineral i els tipus de microestructures i confirmar si la deformació lligada a les microestructures porfiroclàstiques va tenir lloc a menor temperatura com apunten els estudis anteriors (Oliveras & Galán, 2007; Galán et al., 2011). A més, les dades d'alguns elements majors en minerals serveixen com a patró intern per a realitzar les mesures analítiques d'elements traça sobre minerals amb tècniques de resolució espacial (LA-ICP-MS) que també s'avaluaran.
- 5) La caracterització dels xenòlits més representatius es farà també mitjançant l'anàlisi d'elements majors i traça en roca total. Això ens permetrà establir les relacions entre aquestes dades i el quimisme dels minerals, estimar la composició mineralògica utilitzant criteris de balanç de masses, comparar les dades amb les anàlisis modals per a determinar si les tendències evolutives que defineixen són coherents amb processos d'empobriment per fusió parcial o pel contrari, es poden deduir interaccions roca-fos (refertilització ígnia del mantell) que modificarien aquestes tendències.
- 6) La comparació entre les tendències evolutives d'aquest mantell en elements majors i traça, tant en roca-total com en minerals, amb trajectòries evolutives model de processos com la fusió parcial (en equilibri, fraccionada, discontinua) i el metasomatisme, ens permetrà discutir els diferents processos que van afectar aquesta part del mantell i si aquests processos es reflecteixen en totes les roques.
- 7) Aquestes dades geoquímiques també s'utilitzaran per a discutir les característiques dels fosos i/o fluids que van actuar com agents refertilitzants i/o metasomàtics.
- 8) A partir de paràmetres químics i dels tipus de fàbrica de deformació de l'olivina i de la seva força, es discutirà la possible relació entre deformació i processos petrogenètics.

- 9) Finalment, es consideraran les semblances i diferències que s'observen entre aquest MSCL i el d'altres de zones pròximes.

D'aquests objectius, les preguntes específiques a respondre són les següents:

1. Harzburgites i lherzolites tenen la mateixa història de fusió i metasomatisme?
2. Quants tipus de metasomatisme han quedat registrats en el MSCL?
3. Quins són els agents metasomàtics? Podem relacionar-los amb el magmatisme bàsic que aflora en l'entorn?
4. Com són i quina importància tenen els processos d'interacció fosa(fluids)-roca? Quina naturalesa tenen els fosa infiltrants?
5. Quins són els règims de deformació que ha experimentat aquest MSCL?
6. Es poden correlacionar els règims de deformació i els esdeveniments tectònics amb l'estructuració de l'escorça deguda principalment a les orogènesis Herciniana i Alpina?
7. Hi ha relació entre la deformació i els processos petrogenètics?

## **METODOLOGIA**

Per poder arribar als objectius proposats es va plantejar fer una campanya de camp per la recollida de xenòlits nous, el treball restant es va realitzar en diferents laboratoris.

### **5.1. Treball de camp i selecció de les mostres**

La campanya de camp es va centrar en l'ampliació dels tipus de mostres estudiades prèviament. Inicialment es van identificar i mostrejar nous afloraments en els quals era probable trobar-hi xenòlits mantèl·lics, com és el cas del neck de Sant Corneli, les colades basàltiques a Rupjà, Parlavà i Sant Martí Vell, Arenys d'Empordà i Vilacolum. A més, es van tornar a mostrejar els afloraments que ja s'havien visitat en la campanya de camp anterior, com el volcà de la Banya del Boc, Puig d'Adri i la Crosa de Sant Dalmai.

Es van recollir més de 200 mostres noves de xenòlits mantèl·lics en els afloraments de la Banya del Boc, Canet d'Adri, Sant Corneli i Sant Dalmai. En els afloraments restants visitats no se'n van trobar. Es van seleccionar un total de 75 xenòlits per fer-ne làmines primes a partir de l'observació en mostra de mà i amb l'esteromicroscopi, que es van preparar al Servei de Làmines Primes del Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona. En alguns casos, les mostres es disgregaven i va ser necessari embotir-les en resina abans de tallar-les i polir-les. Les mostres es van seleccionar tenint en compte les estudiades anteriorment, escollint les que presentaven característiques més rellevants a partir de la litologia, la microestructura, l'orientació dels cristalls, els bandejats, etc.

### **5.2. Estudi petrogràfic amb microscopi de transmissió i reflexió**

L'estudi petrogràfic dels xenòlits es va centrar en la descripció petrogràfica per llum transmesa i la classificació a partir de les microestructures observades tant amb el microscopi òptic com amb l'esteromicroscopi. Es va prestar especial atenció a les estructures de deformació i les

relacions entre els diferents minerals. En aquest estudi també es va fer l'anàlisi modal de 54 mostres amb el comptador de punts electrònic James Swift i una sobreplatina a sobre de la del microscopi petrogràfic, seguint el mètode estadístic descrit en [Roubault \(1982\)](#). Per cada làmina es van contar entre 2000 i 1500 punts segons la mida de gra que té en compte l'índex granulomètric. En algunes lherzolites porfiroclàstiques no es va poder fer l'anàlisi perquè presenten una mida de gra molt petita o bé es tracta de xenòlits massa petits que no permeten fer el comptatge amb suficient precisió.

També es van identificar la presència de sulfurs amb llum reflectida en 17 mostres de manera minuciosa, on es va prestar especial atenció a la seva relació amb els silicats i òxids que els contenen i al caràcter monofàsic o polifàsic dels grans. A més va intentar estimar la seva abundància (% en volum) també mitjançant el comptador de punts. Aquest mètode té una gran imprecisió, ja que alguns grans tenen una mida (5 i 70  $\mu\text{m}$ ) molt petita, i el gra de sulfur queda ràpidament fora del camp de visió del microscopi, causant errors sistemàtics. Es per això que aquestes estimacions només són orientatives.

### **5.3. Estudi de imatges per SEM**

Paral·lelament també es va aprofundir en l'anàlisi petrogràfic detallat de les microestructures de reacció que presenten alguns minerals, així com en l'anàlisi qualitatiu dels sulfurs, (amb el microscopi electrònic d'escombrat (SEM) Zeiss EVO MA 10 del Servei de Microscòpia de la Universitat Autònoma de Barcelona. Aquest SEM està equipat amb tres detectors: d'electrons secundaris estàndard, d'electrons retrodispersats i d'electrons secundaris amb pressió variable; en el nostre cas es va utilitzar el detector d'electrons retrodispersats, tant per l'anàlisi de les corones com en el dels sulfurs; amb una tensió de 20kv. També s'ha fet servir el detector EDS Oxford INCA, amb el que s'han fet anàlisis puntuals i mapes composicionals.

### **5.4. Anàlisi d'elements majors en minerals per microsonda electrònica**

A partir de l'estudi petrogràfic, es seleccionen 27 xenòlits per fer l'anàlisi químic dels seus minerals a la microsonda electrònica dels Serveis Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona. Els criteris per la selecció de les mostres ha estat també en base als estudis previs, és a dir, prestant especial atenció a les mostres que estaven menys representades en els estudis anteriors com lherzolites amb microestructures porfiroclàstiques i equigranulars. Els anàlisis

s'han dut a terme principalment amb la microsonda electrònica CAMECA SX-50, però també amb la JEOL JXA-8230, especialment dels sulfurs. Les làmines primes es van polir i metal·litzar amb una fina capa de carboni amb un gruix de 30 µm. Les condicions analítiques per a totes les fases, excepte el vidre i els sulfurs. Aquestes condicions van ser: 20 kV de voltatge d'acceleració i 15 nA per al corrent del feix d'electrons per a la majoria d'elements, excepte el Ni i Fe amb els que es va operar a 20 nA. El temps de comptatge va ser de 10 s, excepte per el Na que va ser de 20 s. El vidre present en alguns xenòlits es va analitzar com a feldspat amb un diàmetre de feix més gran (5-10mm) i un voltatge d'acceleració de 6nA per evitar la volatilització dels àlcals. Els minerals que es van utilitzar com a estàndards són: Periclasa (Mg), Wollastonita (Ca), Albita (Na), Rodonita (Mn), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sintètic (Cr), Rútil (Ti), Ortosa (K, Al, Si), NiO sintètic (Ni) i Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sintètic (Fe). Per l'anàlisi dels sulfurs les condicions van ser lleugerament diferents, 15kV de voltatge d'acceleració i 14,8 nA per al corrent del feix d'electrons. Es van utilitzar com a minerals estàndard el FeS<sub>2</sub> sintètic (Fe), Co sintètic (Co), NiO sintètic (Ni) i calcopirita (Cu, S) i el temps de comptatge també es va ampliar a 20s. Per altra banda, es van intentar calcular les composicions globals tant dels grans polifàsics de sulfurs com els porfiroclasts de piroxens que mostraven exsolucions, en els dos casos es va ampliar el diàmetre del feix d'electrons: en el cas dels sulfurs va ser d'entre 1 i 10µm i en el cas dels porfiroclasts de 50µm. La precisió analítica és del voltant d'un 2% per als elements majors i fins al 45% per a elements traça (e.g., Ni en l'olivina). En cada mostra es van assenyalar diverses zones que continguessin els minerals co-existents i en la majoria dels casos, es van fer varies anàlisis en cada mineral per a determinar l'existència de zonacions i la representativitat de les anàlisis de cada mostra. La fórmula estructural, i en alguns minerals l'estimació del Fe<sup>3+</sup>, es va calcular utilitzant el programa FORMULA 1 del software XMAS incorporat a la CAMECA.

### 5.5. Anàlisi de la OCP per SEM- EBSD

Per poder fer l'estudi de la OCP, les dades necessàries s'obtenen a partir de l'anàlisi per difracció d'electrons retro-dispersats (EBSD) en làmines primes. Les anàlisis es van fer durant una estada de tres mesos a la Universitat de Liverpool amb la supervisió de la Doctora Elisabetta Mariani. Durant aquest temps es van estudiar 18 mostres: 3 harzburgites, 14 lherzolites i una piroxenita. Les anàlisis van dur a terme amb la tècnica SEM- EBSD en dos aparells diferents: el SEM Phillips XL30, amb filament de tungstè i el SEM CamScan x500 (Fig.5.1a). Aquesta tècnica es basa en

l'anàlisi dels patrons de difracció o línies de Kikuchi, relacionades amb l'estructura reticular de la xarxa cristal·lina.

Les làmines primes utilitzades van ser tallades de manera aleatòria perquè no va ser possible determinar-ne la foliació ni la lineació en l'estudi macroscòpic. Per la selecció de les mostres es va tenir en compte: 1) aquelles que estaven seleccionades per anàlisis de química mineral i LA-ICP-MS (veure aquí sota), 2) els tipus de microestructures i 3), que tinguessin poques textures de pirometamorfisme i que els cristalls tinguessin poques imperfeccions. Prèviament a l'anàlisi per aquesta tècnica, les làmines primes necessiten ser preparades de manera especial perquè qualsevol imperfecció en la superfície de la làmina prima no permet una bona difracció i per tant, no s'indexen els cristalls. Inicialment es poleix la làmina prima com per la microsonda amb acabat de pasta de diamant; a continuació se li fa un polit mecànic i químic amb sílice col·loïdal durant una hora com a mínim. Després es cobreix la part externa de la mostra amb pasta de carbó per afavorir el pas de la corrent i finalment s'aplica una metal·lització fina de carboni d'unes 3µm. Un cop preparada la mostra, aquesta es situa dins de la cambra del SEM, orientada cap al detector EBSD i inclinada 70° respecte el feix d'electrons incident (Fig.5.1b). Aquests electrons es difracten en els plans atòmics que es veuen afavorits per la llei de Bragg, formant dos cons de difracció (Fig.5.1c). Cada parell de línies (línies de Kikuchi) representa un pla cristal·logràfic, que és indexat i analitzat per un software específic (Fig.5.1d-e). La indexació dels patrons es pot fer de manera manual o automàtica; en el nostre cas es va fer de manera automàtica amb el programa Flamenco, del paquet informàtic Channel 5 de Oxford Instruments. Per a l'anàlisi de les mostres es va intentar indexar la major part de la làmina prima, però només en tres d'elles (BB.08.20, BB.08.101 i SC.11.16) es va fer gairebé un mapa complet de la mostra. En les mostres restants, els mapes van ser més reduïts, d'aproximadament 1,5\*2cm. Les condicions de treball del feix d'electrons van ser de 20kV i a una distància de 24,6 mm, la distància entre píxels indexats va ser d'entre 30 i 50 µm depenent de la mida dels cristalls de la mostra. Els percentatges de indexació obtinguts van ser variables, menors del 65%, a causa de zones amb basalt, fractures, forats, minerals no indexats com l'espinel·la i un mal polit inicial de la mostra.

Els resultats obtinguts a través de la tècnica EBSD van ser processats amb el programa Tango del paquet informàtic de Channel 5 de Oxford Instruments. Amb aquest programa s'intenta millorar

la qualitat de la informació obtinguda, augmentant el percentatge de indexació a partir dels següents passos:

1. Eliminació dels píxels que es troben entre grans, vores de grans i forats.
2. Reomplint els píxels no indexats que tenen 8 veïns idèntics i repetint aquesta operació per 7, 6, 5 i 4 veïns idèntics i fins a 3 en les mostres amb pitjor indexació. Aquest pas es fa per evitar que un cristall estigui dividit en cristalls independents i mostri sobre-representació en les figures polars, per tant es va intentar que en els mapes, cada cristall no estigues fragmentat.
3. Eliminació dels píxels no vàlids.

Finalment, els mapes d'orientacions obtinguts després del processat de dades es van contrastar amb el mapa base ("band contrast") i l'original per evitar la sobre-extrapolació d'alguns cristalls. Després de tot aquest processament, el indexat final dels mapes és superior al 90% (Fig.5.2).

Seguidament, les dades obtingudes de l'OCP de l'olivina i els piroxens, van ser projectades amb el programa *PFctf* de D. Mainprice ([ftp://www.gm.univ-montp2.fr/mainprice//CareWare\\_Unicef\\_Programs/](ftp://www.gm.univ-montp2.fr/mainprice//CareWare_Unicef_Programs/)) com diagrames de figures polars en l'hemisfèri sud. Per tal d'evitar la sobre-representació dels cristalls més grans, en aquestes projeccions es va considerar només un anàlisi per cristall, és a dir, un punt per cristall. A més, per facilitar la comparació entre l'OCP de les diferents mostres, les dades han estat rotades amb el programa *ROTctf* també de D. Mainprice, a una posició estàndard, on la màxima concentració de l'eix [100] de l'olivina es situa E-W i la màxima concentració de l'eix [010] del mateix mineral en N-S. Aquesta orientació es correspondria amb l'esperada en una mostra on la lineació (és a dir l'eix [100] de l'olivina) fos horitzontal (direcció estructural X) perquè aquest mineral hagués estat deformat per dislocation creep amb l'activació del sistema de lliscament dominant a elevada temperatura i baix esforç [100](010) (Ben Ismaïl & Mainprice, 1998). Per altra banda, els eixos de rotació que acomoden les desorientacions de baix angle (2-15°) o els subgrans, han estat analitzats en tots els cristalls d'olivina de cada mostra i es projecten en les figures inverses polars.

A més de per determinar les fàbriques de deformació dels minerals, o simetria de l'OCP, les dades d'indexació serveixen per a estimar les propietats sísmiques (anisotropia sísmica) del mantell que es va fer a partir dels fitxers ja processats, i fent servir els programes de Mainprice



*Anis\_ctf* i *Poly\_Adobe\_VpVs* ([ftp://www.gm.univ-montp2.fr/mainprice//CareWare\\_Unicef\\_Programs/](ftp://www.gm.univ-montp2.fr/mainprice//CareWare_Unicef_Programs/)). Els càlculs s'han fet considerant un punt per cristall, i s'ha optat per fer servir les mitjanes de les propietats elàstiques de Voigt-Reuss-Hill (VRH), que són les més utilitzades en l'estudi d'agregats policristal·lins. Les constants elàstiques i les densitats d'un únic cristall utilitzades han estat les de [Abramson et al. \(1997\)](#) per l'olivina, la de [Chai et al. \(1997\)](#) per l'enstatita i la de [Collins & Brown \(1998\)](#) pel diòxid, totes a pressió i temperatura ambient. La composició modal utilitzada ha estat la obtinguda a partir del comptatge modal, recalculada considerant només els tres minerals principals (olivina, ortopiroxè i clinopiroxè). Les figures polars es projecten orientades com en el cas de l'OCP (que ja s'havien rotat) i també es representen en l'hemisferi sud. Finalment, el programa *EMATRIX\_average* també de D. Mainprice, s'ha utilitzat per estimar les propietats sísmiques mitjanes locals del MSCL de la ZVC.

#### **5.6. Anàlisis químics d'elements majors i traça en roca total per ICP-MS**

Per dur a terme els anàlisis de roca total, elements majors i traces, es van seleccionar 19 mostres d'entre les de major mida i estudiades prèviament a la microsonda. Aquestes mostres s'han de preparar abans per extreure el basalt que les envolta i les pàtines d'alteració superficials amb la talladora per poder-ne tenir la part més fresca i sense contaminació, preferentment de la part central del xenòlit; posteriorment es van moldre amb el molí de discs oscil·lants, corresponent al model Pulverisette- 9, del Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona, fet de metall dur de carboni de tungstè (bidia), que deixa la mostra amb una mida final d'unes 20 micres.

Uns 5 grams de mostra polvoritzada van ser enviats als laboratoris ALS-Group de Canadà (<http://www.alsglobal.com>) per al seu anàlisi. Després de la fusió amb metaborats de liti i des tres passos, o quatre passos en el cas dels metalls base (més Pb, Sc, Zr), de digestió àcida, els elements majors junt amb els metalls base (més Pb, Sc, Zr) van ser analitzats amb l'Agilent 725 ICP-OES. A més pel Zr es va utilitzar una digestió amb aigua regia per aconseguir el menor límit de detecció possible. Els altres elements traça, inclòs les terres rares, van ser analitzats amb l'Agilent 7700x ICP-MS. La precisió estimada per els elements majors i traça es basada en les mesures dels estàndards utilitzats i s'inclouen en les taules corresponents del capítol 12 ([Taula 12.1](#); [12.2](#)). Els estàndards utilitzats per als elements majors i menors van ser OREAS-146,

AMIS0085 i SY-4; per a la pèrdua al foc (abreviat en anglès LOI: lost on ignition) l'estàndard STSD-4 i per a la majoria d'elements traça OREAS-146 i SY-4, excepte pels metalls Co, Cu, Ni, Pb, Zn i Zr que es va utilitzar el MRGeo08.

### 5.7. Anàlisis químics d'elements traça per LA-ICP-MS en clinopiroxè i amfíbol.

L'anàlisi d'elements traça en clinopiroxè i amfíbol es va fer també per ICP-MS amb un làser acoblat (LA-ICP-MS) utilitzant làmines primes polides però d'un espessor superior a 125µm, en el Laboratori de magmes i volcans a la Universitat Blaise Pascal a Clermont- Ferrand (França). Les mostres seleccionades van ser les mateixes que per l'anàlisi de roca total, més una mostra d'olivina websterita, és a dir, 20 mostres en total. Per a cada mostra es van analitzar diferents cristalls de clinopiroxè i si la mida ho va permetre, més de un punt per cristall per a determinar el grau d'equilibri en la distribució dels elements traça. Una part d'aquestes anàlisis van ser obtingudes durant una estada personal breu de dos mesos al laboratori, sota la direcció del Dr. Christian Pin i en col·laboració amb el Dr. Jean-Luc Devidal. L'ICP-MS utilitzat va ser un Agilent 7500 CS acoblat a un sistema LA de 193nm Excimer Resonetics M-50E amb una energia màxima de sortida de 6mJ. Les anàlisis es van fer amb una freqüència de polsada del làser de 4Hz i amb un rang pel feix incident de 75-100mµ en atmosfera de He pur. 36-37 masses corresponent a 35 elements diferents van ser mesurades amb un temps d'integració de 30ms per massa, excepte 10ms per <sup>29</sup>Si i <sup>44</sup>Ca. La concentració de Ca mesurada a la microsonda es va utilitzar com estàndard intern. La durada del anàlisi es va dividir en dues parts: 30s pel fons i 70s per la senyal analítica. L'estàndard de vidre NIST612 es va utilitzar com estàndard extern ([Gagnon et al., 2008](#)) i junt amb el vidre BCRG-2 es va analitzar varies vegades per sessió per a comprovar la precisió i desviació analítica ([Gao et al., 2002](#)). En la [taula 12.2](#) es troben la mitjana d'anàlisi per a cada mostra i la precisió analítica (1s) per a cada element calculada a partir de NIST612. La desviació analítica respecte dels valors certificats d'aquest estàndard és millor de 1% per a la majoria d'elements exceptuant Mn, Ba, REE, Y, Hf, Ta (<2%) i Pb, Th (<6%). El tractament de les dades es va realitzar posteriorment amb el software GLITTER. Posteriorment també es va comprovar mitjançant imatges SEM la posició dels vuits causats pel LA per assegurar la qualitat de les anàlisis i la identificació de vuits mal situats. L'estabilitat de la senyal també va ser monitoritzada acuradament durant l'anàlisi per evitar la presència de material diferent a la fase analitzada.



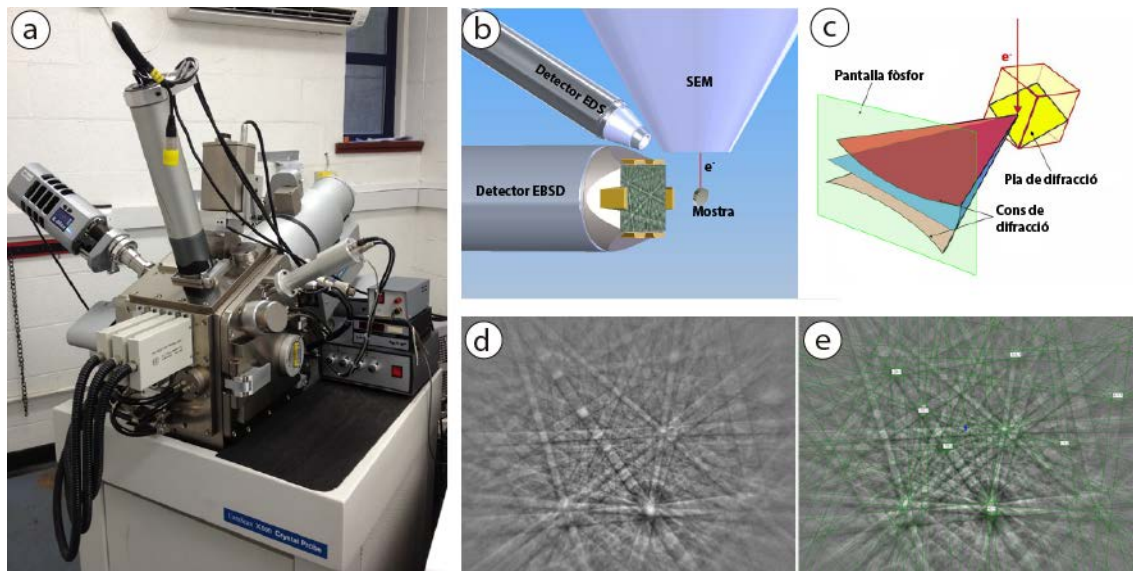


Fig.5.1. a) SEM CamScan x500 amb EBSD utilitzat en la Universitat de Liverpool. b) Representació gràfica dels principals components dins de la cambra del SEM. c) Formació del patró de difracció on els electrons que incideixen en els plans cristal·logràfics, segons la llei de Bragg, seran difractats en un parell de cons que formaran les bandes o línies de kikuchi (d) les quals es projectaran en la pantalla de fòsfor del detector EBSD. e) Línies de kikuchi indexades.

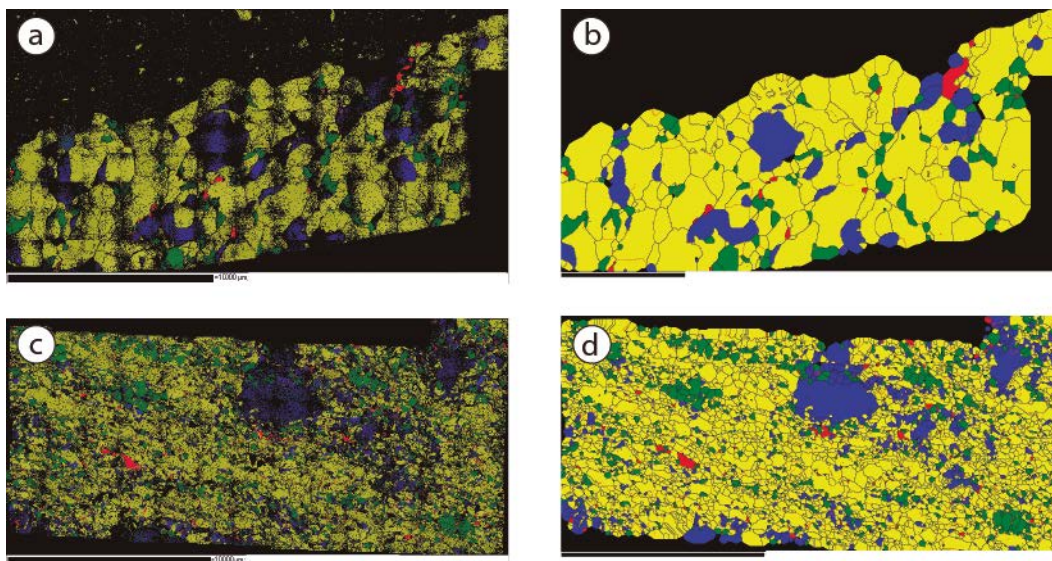


Fig.5.2. Diferències entre els mapes indexats (a,c) i després de processar (b,d) de la lherzolita protogranular BB.08.101 (a,b) i la lherzolita porfiroclàstica SC.11.16 (c,d). En groc cristalls d'olivina, en blau cristalls d'ortopiroxè, en verd cristalls de clinopiroxè, en vermell cristalls d'espinel·la i en negre zones no indexades.



## GEOLOGIA DE CAMP

Durant aquest nou mostreig es van visitar tots els afloraments cartografiats a l'escala 1:25000 de les tres sub-zones volcàniques amb la finalitat d'ampliar les dades ja obtingudes en estudis anteriors. Abans de l'any 2012 aquest treball de camp va ser realitzat per G. Galán i V. Oliveras, a partir del 2012 jo m'hi vaig incorporar.

De xenòlits mantèl·lics només se'n van trobar en els afloraments corresponents a la zona de la Garrotxa, en la vall del Llémena (procedents dels volcans de Rocacorba, Canet d'Adri i la Banya del Boc) (Fig.6.1), i a la zona de la Selva (procedents dels volcans Sant Corneli i Sant Dalmai) (Fig.6.2). Dels més de 200 xenòlits recollits, la majoria són dels volcans de la vall del Llémena, dels quals gairebé el 70% pertanyen al volcà de la Banya del Boc. A Sant Corneli es van recollir aproximadament un 25% del total. De tots, els xenòlits que tenen una mida suficient per ser estudiats són els de la Banya del Boc, Canet d'Adri i Sant Corneli. Seguidament es fa una descripció breu de les característiques principals dels volcans on es van recollir els xenòlits.

El **Puig de la Banya del Boc** (Fig.6.1a,b) és un dels volcans més complexos de la ZVC i es situa a sobre de la falla normal de Llorà, que posa en contacte els sediments del Terciari amb les roques metamòrfiques del Paleozoic. El con volcànic té una alçada de 120 metres i el cràter té forma el·líptica. La seva formació es va iniciar amb una erupció freatomagmàtica, seguida d'una estromboliana i finalment hawaiana (Martí et al., 2011), les quals s'observen com a onades piroclàstiques i dipòsits de caiguda que s'alternen amb les colades de lava basàltica. Es diferencien dues colades, una formada per basalts indiferenciats que s'estenen en direcció est, i una altra de basanites olivíniques amb hàbit prismàtic en direcció sud-est. Els enclavaments peridotítics es troben inclosos tant en les colades com en els piroclast. La datació de l'última colada dona una edat d'entre 121000 i 9100 anys (Donville, 1976).

L'edifici volcànic de **Puig d'Adri** es situa sobre la falla normal d'Adri (Fig.6.1a,c), que posa en contacte els materials del Paleocè i Eocè. La formació d'aquest volcà va involucrar la superposició de tres edificis volcànics diferents. Inicialment es va formar un "tuff ring" de 850 metres de diàmetre, seguit del desenvolupament d'un petit con d'escòries al oest i finalitzant amb un nou con d'escòries que cobreix la majoria de les estructures prèvies (Martí et al., 2011). Aquest últim té forma de ferradura que mira cap al NW. La seva seqüència eruptiva deduïda de l'estratigrafia és de les més complexes, ja que involucra cinc fases eruptives: s'inicia amb una erupció freatomagmàtica seguida d'una estromboliana, freatomagmàtica, estromboliana i finalment hawaiana (Martí et al., 2011). Les colades basàltiques es van formar en la última etapa i s'estenen en direcció SE més de 12km, i estan formades per basanites olivíniques amb hàbit massiu. La majoria dels xenòlits estudiats provenen d'una gravera abandonada de piroclasts lítics.

L'aflorament de **Sant Corneli** són en realitat dos que es situen en un doble turó (Fig.6.2a), però com que avui en dia es troba explotat per una pedrera, que pràcticament els ha desmantellat, haurien quedat unificats. Els basalts que conformen l'aflorament de Sant Corneli es troben intruïts en el sòcol granític (monzogranits biotítics de gra molt fi porfírics), tenen forma de "neck" i una disjunció prismàtica columnar molt marcada (Fig.6.2b), pel que representaria la xemeneia d'un volcà desmantellat (Rubió- Godoy, 1987). També hi ha piroclasts que es correspondrien al que queda del con volcànic. Els xenòlits mantèl·lics es troben englobats en els basalts olivínics. Donville (1976c) va datar els basalts de Sant Corneli amb una antiguitat absoluta d'entre els 3,5 i els 2Ma.

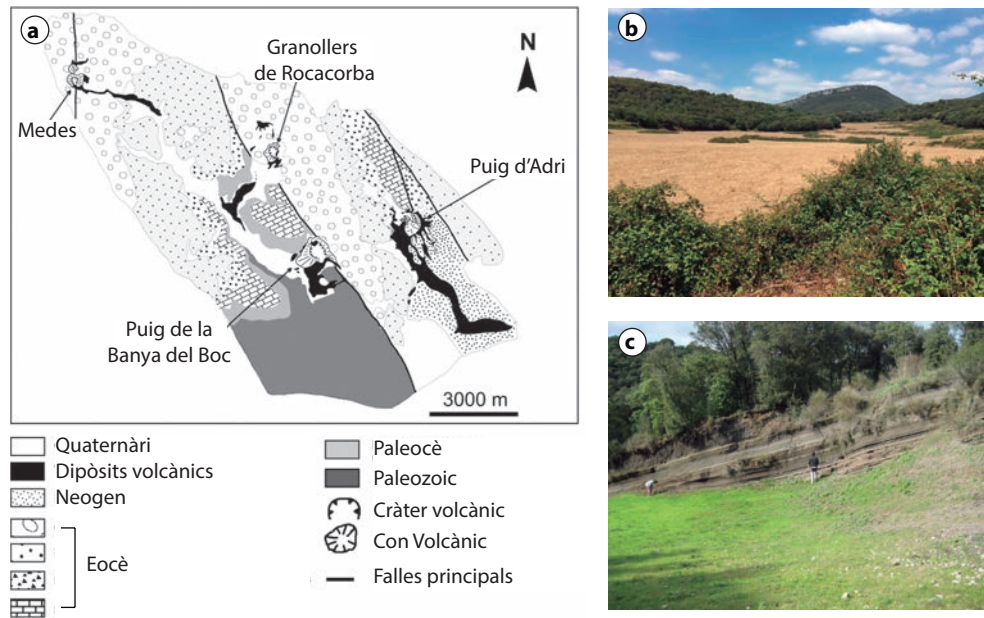


Fig.6.1. a) Esquema geològic de l'àrea on es troben els volcans del Puig de la Banya del Boc i el Puig d'Adri, extret de Martí et al. (2011). b) Imatge del cràter del Puig de la Banya del Boc. c) Imatge de l'aflorament de Puig d'Adri.

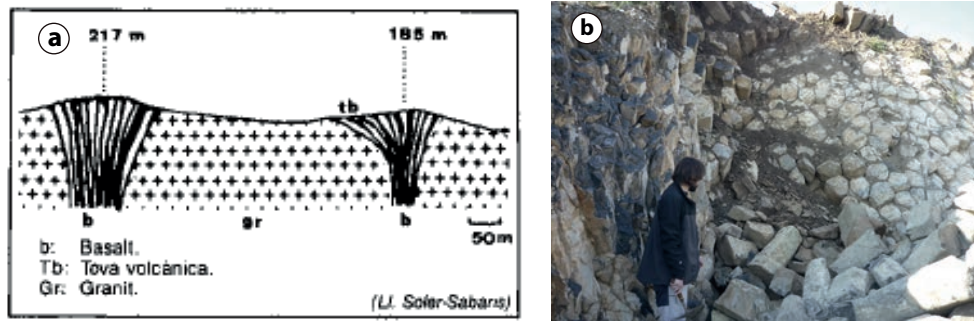


Fig.6.2. a) Tall geològic de l'aflorament de Sant Corneli extret de Rubió- Godoy (1987). b) Imatge de l'aflorament de Sant Corneli on s'observa l'hàbit prismàtic de les columnes de basalt.





## PETROGRAFIA

### 7.1 Descripció macroscòpica dels xenòlits mantèl·lics

La majoria dels xenòlits són de color verdós, amb formes arrodonides fins a anguloses i amb una mida mitjana de 3 cm, encara que poden arribar fins a 7,5 cm. En els afloraments de Canet d'Adri i Sant Dalmai, la mida és més petita que en els altres afloraments, al voltant dels 2- 3 cm.

La classificació petrogràfica (veure el següent apartat) va permetre distingir dos tipus de peridotites (lherzolites i harzburgites) i piroxenites. Les lherzolites i les harzburgites són semblants en mostra de mà, sobretot si tenen una mida de gra superior als 2 mm, tot i així les harzburgites (Fig.7.1a) es diferencien de les lherzolites per un color verd més clar degut al domini de l'olivina que té un color verd oliva, la baixa proporció de clinopiroxè i per una mida de gra generalment més gran. Els cristalls d'olivina tenen una mida al voltant dels 3- 4 mm; normalment es poden identificar les 4 fases a simple vista o amb l'ajuda d'una lupa, encara que l'espinel·la a vegades és més difícil de diferenciar, ja que es pot confondre amb l'ortopiroxè pel seu color més fosc, a més de ser escassa i generalment bastant petita (<1 mm). Entre les lherzolites es poden diferenciar tres tipus: (1) amb cristalls d'olivina i piroxens (especialment l'ortopiroxè) amb una mida superior als 2 mm; (2) amb porfiroclasts generalment d'ortopiroxè ( $\varnothing > 5$  mm) en una matriu de gra més fi (<2 mm) (Fig.7.1b); o (3) lherzolites de gra fi per sota d'1 mm. En algunes peridotites es veu una lleugera orientació dels cristalls (Fig.7.1c), i en escasses lherzolites del tipus (2), es poden veure bandes fines o amb forma lenticular més riques en clinopiroxè. En les lherzolites de Sant Corneli, on predominen les lherzolites de tipus 2 (Fig.7.1d), es pot observar que n'hi ha amb els cristalls de olivina alterats parcial o totalment a una massa de color groc mostassa que es desfà a les mans. En aquests cas gairebé només s'identifiquen els porfiroclasts d'ortopiroxè. En algunes mostres del volcà de la Banya del Boc hi ha escassos cristalls d'olivina amb alteració a iddingsita vermella en les vores.

Els xenòlits de piroxenites (Fig.7.1e) són escassos i no gaire grans, al voltant dels 3 cm. La mida de gra es situa al voltant dels 2 mm. Són rics en clinopiroxè, el qual els hi proporciona un color verd bastant més fosc que el de les peridotites. L'olivina es remarca pel color roig provocat per la seva alteració a iddingsita.

## 7.2. Classificació modal dels xenòlits

Els xenòlits estudiats mostren una paragènesis mineralògica típica del mantell, formada per olivina, ortopiroxè i clinopiroxè, i minerals accessoris que inclouen principalment espinel·la, sulfurs de metalls base (Fe-Ni-Cu) i de manera esporàdica amfíbol en lherzolites i flogopita en piroxenites. Per classificar modalment aquestes roques s'ha utilitzat el diagrama olivina-ortopiroxè- clinopiroxè (Le Maître et al., 2002) (Fig.7.2), on també s'hi han representat les mostres que formen part de l'estudi previ d'Oliveras (2009). La gran majoria de roques (Taula 7.1; fig.7.2) es situen en el camp de les peridotites (> 40% d'olivina), i es classifiquen com a lherzolites i harzburgites anhidres amb espinel·la i rarament espinel·líferes (SC.11.52; BB.08.80). Únicament, les harzburgites BB.08.36, BB.08.75 i BB.08.74 no contenen espinel·la. Tant en la taula 7.1 com en la figura 7.3, es pot observar que la quantitat d'olivina augmenta de lherzolites a harzburgites i que es correlaciona negativament amb el contingut en piroxens i espinel·la. La quantitat d'olivina va del 42,1 al 84,3% en lherzolites i del 61,1 al 89,9% en harzburgites. La lherzolita amb un 84,3% d'olivina es correspon a un dels rars xenòlits compostos trobats on hi ha una part lherzòlica i una part piroxenítica (BB.08.83). L'ortopiroxè té una rang lleugerament més ampli en les lherzolites (6,9- 41,8%) que en les harzburgites (10,1- 35,1%). El clinopiroxè en les harzburgites és inferior al 4% (< 5% segons el límit establert per la IUGS), i que en el cas de les mostres més refractàries es troba en 0% (BB.08.76); en les lherzolites el clinopiroxè pot arribar fins a un 20,9% en el cas de les més fèrtils (BB.12.07).

Arai (1994) classifica les peridotites en fèrtils i refractàries segons la seva relació  $Cpx/(Cpx+Opx)$  en volum. El límit es trobaria en un 0,1, equivalent al límit del 5% en clinopiroxè que segons la IUGS (Le Maître et al., 2002) delimitaria les lherzolites de les harzburgites. En el nostre cas, totes les lherzolites tenen valors entre 0,14 i 0,51, aquest últim valor corresponent a la BB.08.97. Les harzburgites tenen valors compresos entre 0,03 i 0,08 amb dues excepcions la BB.12.09 i BB.12.04 amb valors de 0,13, pròxims als valors de la lherzolita BB.08.105 (0,14). És a dir, des del punt de vista modal, el grau de fertilitat és gradual, però s'observa que varies lherzolites tenen

un % modal d'olivina inferior al que es correspondria a un Mantell Primitiu (55% segons [Walter et al., 1995](#)) (e.g., SC.11.49, BB.08.57) ([Taula 7.1](#)). A més, la relació clinopiroxè/ortopiroxè és, en la majoria del casos, coherent amb un procés de fusió parcial (<0,6 segons [Walter et al., 1995](#) i [Niu et al., 1997](#)), però hi ha tres lherzolites amb una relació més elevada que són BB.09.97, BB.08.83, SC.11.58.

Les piroxenites es classifiquen com a websterites amb olivina ([Fig.7.2](#)), i són les úniques mostres que contenen flogopita com a mineral accessori ([Taula 7.1](#)). En aquestes roques predomina el clinopiroxè i l'ortopiroxè per sobre de l'olivina, encara que són lleugerament diferents a les estudiades per [Oliveras \(2009\)](#), ja que la proporció d'olivina és major i la d'ortopiroxè menor ([Fig.7.2](#)).

En tots els volcans es troben els dos tipus de peridotites, menys en el de Sant Corneli on només s'han identificat lherzolites ([Taula 7.1](#)). Les piroxenites només es van trobar en el volcà de la Banya del Boc. Hi ha un total de 75 mostres seleccionades, de les quals 49 són lherzolites, 23 harzburgites i 3 piroxenites. La selecció de les mostres estudiades es va fer tenint en compte els tipus de xenòlits trobats i els menys representats en els estudis previs ([Oliveras, 2009](#); [Galán et al., 2008](#); [2011](#)), les que es situen properes al límit lherzolita- harzburgita, així com les microestructures que en els casos anteriors eren escasses, com les porfiroclàstiques i equigranulars en lherzolites.

Tenint en compte els estudis previs junt amb l'actual, podem dir que gran part del mantell subcontinental litosfèric (MSCL) de la ZVC esta format per lherzolites (56%), i en una menor proporció, però no per això menys importants, per harzburgites que en representarien gairebé el 40%. La resta serien piroxenites (3,7%). Com posa de manifest [Downes \(2001\)](#), les piroxenites en els xenòlits del MSCL europeu són minoritàries

### **7.3. Classificació microestructural de peridotites i piroxenites**

Les harzburgites són més monòtones, des del punt de vista microestructural, que les lherzolites, com ja s'indica en la descripció macroscòpica. Les primeres, mostren principalment microestructures protogranulars i en les lherzolites a més d'aquesta microestructura, també se n'observen de porfiroclàstiques i equigranulars, d'acord amb la terminologia de [Mercier & Nicolas \(1975\)](#). Aquesta terminologia serà la que es farà servir per a la descripció següent, i es

complementarà amb les aportacions d'altres autors com [Harte \(1977\)](#) i [Pike & Schwarzman \(1977\)](#). En el nostre cas, també existeixen microestructures intermèdies entre els tres tipus principals, com posa de manifest [Tabor et al. \(2010\)](#) en altres exemples. A continuació es farà una descripció detallada de les principals litologies subdividides d'acord amb la seva microestructura.

### ***Lherzolites protogranulars***

Encara que aquesta microestructura és dominant en les lherzolites, només es van seleccionar vuit mostres ([Taula 7.1](#)) per a l'estudi en làmina prima, perquè aquests tipus ja estava ben representant en el treball d'[Oliveras \(2009\)](#). A partir de la població de xenòlits de la referència anterior i del present estudi, les lherzolites protogranulars representarien un 20% del mantell subcontinental litosfèric d'aquesta zona. Aquesta microestructura ([Fig.7.4a](#)) es caracteritza per una mida de gra superior als 2 mm, en el cas de cristalls d'olivina i d'ortopiroxè, i que no sol sobrepasar els 4 mm. Tant els cristalls de clinopiroxè com d'espinel·la tenen una mida força inferior en vers les altres dues fases (<1 mm), rarament superen els 2 mm. Les formes predominants són al·lotriomorfes amb contactes rectes o lleugerament corbats entre els cristalls d'olivina. Els cristalls d'ortopiroxè a vegades tenen formes allargades i al·lotriomorfes amb vores lleugerament corbades i tipus ameboides amb els cristalls d'olivina ([Fig.7.4b](#)) i ocasionalment els cristalls més grans d'aquests dos minerals, mostren inclusions esfèriques de l'un en l'altre. Tampoc són rares les vores de gra amb punts triples ([Fig.7.4b](#)). Les vores dels cristalls de clinopiroxè també són rectes o lleugerament corbades.

Els cristalls d'espinel·la ocasionalment poden arribar a superar els 2 mm. A vegades tenen formes al·lotriomorfes, que recorden la forma de la fulla del boix- grèvol mencionada per [Mercier & Nicolas \(1975\)](#), o ameboides, però també es troben com a cristalls més petits en posició intersticial, lamel·les en els piroxens o amb formes vermiculars agrupats amb els piroxens ([Fig.7.4a](#)) o en rosari ([Fig.7.4c](#)), que podrien ser el resultat de l'exsolució d'una enstatita prèvia rica en alumini ([Mercier & Nicolas, 1975](#)). Els cristalls més grans poden mostrar inclusions esfèriques de les altres fases.

Els símptomes de deformació en aquestes lherzolites són força lleus. En general no estan orientades, encara que en les mostres BB.08.12, BB.08.101, SD.12.02 i BB.08.98, s'observa una lleugera orientació marcada pels cristalls allargats d'olivina i piroxè i/o espinel·la. El mineral que

mostra més símptomes de deformació és l'olivina, encara que en l'ortopiroxè i clinopiroxè també se n'hi poden observar. Aquests símptomes de deformació més comuns són: bandes de deformació i alguns subgrans, sobretot en l'olivina; i no és estrany, observar extinció ondulant en l'ortopiroxè (Fig.7.4b).

### ***Lherzolites porfiroclàstiques***

La microestructura porfiroclàstica s'ha observat en 16 lherzolites de les seleccionades. S'ha constatat que és més abundant del que es va considerar inicialment (Oliveras, 2009). Del total de xenòlits estudiats fins ara, les lherzolites porfiroclàstiques representarien un total del 15% del MSCL en aquesta zona, i són dominants en l'aflorament de Sant Corneli. Aquestes lherzolites tenen una granulometria bimodal (Fig.7.4d). Els porfiroclasts són al·lotriomorfs i predominantment d'ortopiroxè que poden arribar a mesurar 1 cm, i no tant freqüentment d'olivina de mida menor (4-7 mm). Esporàdicament també n'apareixen de clinopiroxè i d'espinel·la. Els porfiroclasts s'engloben en una matriu principalment granoblàstica i normalment amb una mida de gra menor d'1 mm, producte de processos de recristal·lització. Els contactes entre els grans d'aquesta matriu són majoritàriament rectes o lleugerament corbats, amb punts triples, i generalment sense deformació. Tot i això, en la mostra BB.08.49, els contactes entre els grans de la matriu són de tipus ameboides (Fig.7.4e).

Els porfiroclasts mostren contactes més corbats i tipus ameboides (Fig.7.4f), a més d'evidències clares de deformació, que en el cas de l'ortopiroxè es tradueix en lamel·les d'exsolució de clinopiroxè i/o espinel·la que poden estar corbades, extinció ondulant, subgrans, "kink bands" i fractures reomplertes per neocristalls (Fig.7.4g). En canvi, en els porfiroclasts d'olivina només s'observen subgrans, bandes de deformació i extinció ondulant. Els porfiroclasts d'espinel·la tenen formes ameboides (forma de boix- grèvol), en alguns casos molt allargats (amb una relació de 1:3 a 1:7) junt amb els porfiroclasts l'ortopiroxè definint la foliació de la roca (Fig.7.4h). A més, aquest mineral es pot presentar com clústers junt amb piroxens, que s'han considerat com pseudomorfs de granat per alguns autors com Rampone et al. (2010). Les microestructures com la poligonització, els subgrans i les vores de gra lobades de les olivines en aquesta microestructura mostren l'evidència d'una deformació plàstica seguida o acompanyada de "recovery" i recristal·lització.

Els neocristalls que formen la matriu són d'olivina, clinopiroxè, ortopiroxè i espinel·la. Els neocristalls de clinopiroxè, com els rars porfiroclasts, tenen exsolucions freqüents d'epinel·la i més rarament d'ortopiroxè. En la matriu, l'epinel·la forma cristalls petits ( $\approx 60 \mu\text{m}$ ) en posició intersticial. Per altra banda, en la matriu de la mostra BB.08.97 apareix escàs amfíbol en cristalls al·lotriomorfs de menys d'1 mm i dispers. En contacte amb l'epinel·la i/o piroxens, alguns cristalls d'aquest mineral presenten una fina corona que es descriurà en detall més endavant.

En les mostres BB.08.80, SC.11.39, SC.11.52, CA.12.03, SC.11.16, els porfiroclasts són allargats, que juntament amb cristalls tabulars d'olivina, cristalls estirats d'epinel·la, així com agregats allargats o bandes monominerals d'olivina i/o clinopiroxè, defineixen una foliació clara de la roca (Fig.7.4f).

#### ***Lherzolites amb microestructura transicional protogranular- porfiroclàstica***

Hi ha 11 lherzolites amb aquesta microestructura (Taula 7.1), les quals representarien el 16% del MSCL de la ZVC. Aquesta microestructura transicional, es caracteritza per l'alternança de zones amb característiques de microestructures protogranulars, però amb símptomes de deformació més marcats i exsolucions de clinopiroxè en els cristalls d'ortopiroxè més freqüents; i zones amb una mida de gra al voltant dels 2mm. En aquesta última zona dominen els cristalls sense símptomes de deformació i contactes rectes o corbats, generalment amb punts triples (Fig.7.5a).

Algunes lherzolites singulars d'aquest grup són la BB.08.56, BB.08.18 i BB.08.83b; les dues primeres tenen porfiroclasts alineats d'epinel·la de 3- 4 mm, amb grans corones que contenen plagiòclasi i a més minerals màfics; la BB.08.83b, presenta una zona més piroxenítica, amb clinopiroxè dominant i de gra més fi. El contacte entre aquesta zona més piroxenítica i la lherzolita és gradual. Es tractaria doncs d'un xenòlit compost.

#### ***Lherzolites equigranulars***

Les lherzolites equigranulars són les peridotites menys comuns en el MSCL d'aquesta zona, només en representen un 9% de la població (Taula 7.1). Es caracteritzen per una mida de gra homogènia, menor de 2 mm (0,3- 1 mm) en totes les fases i resultat d'una recristal·lització més avançada que en la microestructura porfiroclàstica. Les formes predominants són al·lotriomorfes, amb contactes rectes o corbats, punts triples i generalment sense deformació.

També poden quedar alguns porfiroclasts relictos d'ortopiroxè o agregats d'olivina, sempre en una proporció menor al 5% (Harte, 1977), i normalment de menor mida que en la microestructura porfiroclàstica, però amb signes de deformació semblants. A vegades, alguns d'aquests cristalls són allargats i la microestructura es podria descriure com a equigranular tabular (Fig.7.5b) en oposició a les microestructures equigranulars en mosaic (Fig.7.5c). Ambdues es caracteritzen per l'espinel·la que normalment es presenta com petits cristalls arrodonits intersticials entre els silicats (Fig.7.5d), encara que a vegades també poden estar orientats i definint la foliació de la roca i/o amb forma de fulla de boix- grèvol com en les microestructures anteriors.

La mostra BB.08.38 és un cas particular de lherzolita amb microestructura equigranular en mosaic, perquè en una de les seves vores es localitza una banda de gabrenorita. El límit entre la lherzolita i la gabrenorita presenta un enriquiment en ortopiroxè. La gabrenorita mostra una microestructura poiquilítica on els cristalls de plagiòclasi inclouen petits cristalls esquelètics d'olivina, de clinopiroxè i d'ortopiroxè (Fig.7.5e), a més d'espinel·la. Aquesta última, forma cristalls més grans que en la lherzolita, de color verdós i presenten clares vores espongiformes en contacte amb la plagiòclasi (Fig.7.5e). Aquest seria doncs un xenòlit compost. Finalment, altres mostres peculiars són: en la mostra BB.08.54 apareixen escassos cristalls d'amfíbol menors d'1 mm i disseminats en la mostra, en la BB.08.24 s'hi han identificat cristalls d'amfíbol que a diferència de l'anterior, es troben dins de pegats ("patches" en anglès), junt amb espinel·la, clinopiroxè, olivina, plagiòclasi, vidre i vesícules (veure descripció detallada en la secció de microestructures de reacció).

### ***Harzburgites protogranulars***

El 36% del MSCL de la ZVC estaria format per harzburgites amb microestructura protogranular. Aquestes presenten cristalls amb mides majors comparades amb les de les lherzolites protogranulars, dels 3 mm fins a 1 cm en el cas de l'olivina i de 2 a 6mm en l'ortopiroxè (Fig.7.5f-g). Les formes predominants dels cristalls són al·lotriomorfes amb contactes rectes o lleugerament corbats, i més rarament tipus ameboides entre els piroxens i l'olivina. L'ortopiroxè generalment es posiciona entre els cristalls d'olivina, amb formes arrodonides, allargades i/o lleugerament ameboides (Fig.7.5h). Els cristalls en algunes zones mostren mides més petites (ca. 1 mm) amb contactes rectes i a 120 °, revelant la presència de processos de recristal·lització. Els



cristalls de clinopiroxè i d'espinel·la tenen una mida més petita i són molt escassos en aquestes roques. El clinopiroxè és al·lotriomorf i està gairebé sempre en contacte amb l'ortopiroxè i l'espinel·la; aquesta última, la trobem de manera semblant a la de les lherzolites de la mateixa microestructura, amb cristalls al·lotriomorfs i a vegades hipidiomorfs, que es posicionen de manera intersticial. Algunes vegades únicament els trobem agrupats en una zona de la mostra associats amb l'ortopiroxè amb formes lleugerament vermiculars o hipidiomorfs (Fig.7.5g).

Les evidències de deformació són més dèbils que en les lherzolites. Els cristalls d'olivina mostren extinció ondulant, bandes de deformació (Fig.7.5h) i subgrans esporàdics. En l'ortopiroxè, la deformació és encara més lleu com extinció ondulant o rars subgrans. Quan la mida d'aquestes fases és gran, acostumen tenir inclusions de l'un en l'altre, sobretot d'olivina en ortopiroxè (Fig.7.5h).

La harzburgita BB.12.04, és la única que mostra una microestructura protogranular tabular degut a l'orientació dels cristalls allargats de l'olivina.

#### ***Websterites protogranulars***

El total de websterites que es van recollir, entre aquest estudi i el d'Oliveras (2009) van ser només 6, i per tant representarien menys del 4% del MSCL en aquest domini. Les mostres noves tenen microestructura protogranular, com les anteriorment estudiades, amb una mida de gra al voltant dels 2 mm. Els cristalls d'ortopiroxè i clinopiroxè tenen formes al·lotriomorfs i generalment amb contactes rectes o corbats. Els punts triples no són gaire freqüents. Els cristalls d'olivina són menors d'1 mm, amb formes al·lotriomorfs, normalment amb contactes corbats i a vegades rectes (Fig.7.6a). La flogopita és accessòria amb cristalls de fins a 2 mm hipidiomorfs a al·lotriomorfs amb contactes rectes (Fig.7.6b).

Els signes de deformació són variables depenent de la mostra, els piroxens per exemple, poden mostrar extinció ondulant o subgrans. En ocasions els cristalls de clinopiroxè mostren inclusions d'olivina o d'ortopiroxè.

#### **7.4. Microestructures de reacció**

Localment, alguns dels minerals primaris de les peridotites (principalment ortopiroxè, clinopiroxè, espinel·la i amfíbol) mostren microestructures de reacció que reflecteixen

l'existència de desequilibris durant l'evolució del MSCL. Aquestes microestructures es presenten de dues maneres principalment: vores espongiformes o dendrítiques, també denominats "sieve textured rims" en anglès, i corones de reacció. En les vores espongiformes, el mineral primari mostra un color de polarització diferent i una textura garbellada, amb forats buits o omplerts de vidre. En les corones de reacció, el mineral primari reactant es transforma en altres fases noves que es disposen formant una corona continua o discontinua al voltant. Entre les fases noves es pot trobar vidre. Per a explicar aquestes microestructures hi ha dos grups d'hipòtesis: **(1)** les microestructures de reacció es formarien en relació amb processos mantèl·lics operatius abans de la fracturació i transport per la lava encaixant; i **(2)**, les reaccions tindrien lloc durant el transport del xenòlits fins a la superfície. En aquest segon cas, aquestes microestructures podrien considerar-se pirometamòrfiques (Pike & Schwarzman, 1977), entre elles s'haurien d'incloure també les microvenes de basalt amb vidre± cristalls que penetren els xenòlits o tenen una disposició intragranular.

Les microestructures de reacció estan més desenvolupades en les lherzolites que en les harzburgites. En les piroxenites no se n'hi han observat. A continuació es farà una breu descripció dels minerals que les presenten i del context de desenvolupament d'aquestes microestructures o localització, ja que aquesta pot ajudar a precisar el seu origen (e.g., si es desenvolupen de preferència en contacte amb la lava encaixant) (Wang et al., 2012).

### **Ortopiroxè**

En l'ortopiroxè s'observen tres tipus de microestructures de reacció: (1) rares vores espongiformes que no estan en contacte amb la lava encaixant; (2) corones de reacció que es desenvolupen en contacte directe amb el basalt o amb microvenes (Fig.7.6c); i (3) corones a l'interior del xenòlit que creixen entre l'ortopiroxè, l'espinel·la i el clinopiroxè i que donen com a reacció olivina, clinopiroxè, espinel·la, plagiòclasi o una fase intersticial vítria (?) de composició equivalent a plagiòclasi. D'aquest últim tipus se'n fa una descripció més detallada en l'apartat 7.4.1.

### **Clinopiroxè**

En els cristalls de clinopiroxè d'algunes mostres (e.g., BB.08.101 i BB.08.18) s'observen vores espongiformes o dendrítiques (Carpenter et al., 2002). Aquestes són semblants als descrites per

Llovet i Galán (2002) i Galán et al. (2008; 2011) en altres lherzolites d'aquesta zona. Són d'unes poques micres (Fig.7.6d) i poden penetrar a l'interior del cristall per microfractures. No es desenvolupen quan el clinopiroxè està en contacte amb l'ortopiroxè. Es presenten a l'interior dels xenòlits i no es veu que es desenvolupin de preferència en contacte amb la lava encaixant. Se n'han vist tant al voltant del clinopiroxè del tipus 1 com del tipus 2 (neocristalls). Estan formades per clinopiroxè i vidre en les dendrites o buits.

### **Espinel·la**

No es rar que els cristalls d'espinel·la mostrin vores espongiformes, que es manifesten com a vores ennegrides i molt sovint amb corones a continuació, formades per: espinel·la més cromífera+ olivina+ clinopiroxè+ plagiòclasi± vidre (de composició equivalent a plagiòclasi). Aquestes corones es desenvolupen generalment en contacte amb l'ortopiroxè, però en contacte amb l'olivina no s'ha observat que es formi la corona (Fig.7.6c). Les vores ennegrides s'han vist tant a l'interior del xenòlits com en contacte amb la lava encaixant, mentre que les corones no sembla que estiguin relacionades en el contacte amb la lava. Per altra banda, quan en una lherzolita hi ha porfiroclasts i neocristalls d'espinel·la, la corona de reacció es veu entorn als dos tipus, per exemple en la lherzolita porfiroclàstica SC.11.49. També es va observar que quan en una mateixa mostra hi ha vores espongiformes entorn al clinopiroxè i corones entorn a l'espinel·la, aquestes últimes es mengen les primeres.

Les corones al voltant de l'espinel·la de les lherzolites SC.11.49 i BB.08.18 s'han estudiat en detall al SEM i se'n fa una explicació detallada més endavant (apartat 7.4.1).

### **Amfíbol**

L'amfíbol, tot i ser un mineral escàs en les peridotites, en alguns casos mostra corones al seu voltant que tampoc estan en relació amb el contacte de la lava encaixant. Oliveras (2009) i Galán et al. (2008; 2011) ja van descriure corones al voltant d'amfíbol formades per olivina, clinopiroxè, plagiòclasi i espinel·la. En una de les noves lherzolites estudiades (BB.08.97), també s'han observat corones molt fines al voltant de cristalls d'amfíbol en contacte amb espinel·la i l'ortopiroxè (Fig.7.6e). En la lherzolita BB.08.24, l'amfíbol es troba dins de "patches" ocupant la part central i envoltat de vidre, olivina, clinopiroxè, espinel·la i vesícules. A vegades, l'amfíbol

s'ha consumit completament i només queda el "patch" (Fig.7.6f). Més endavant (apartat 7.4.1), es fa una descripció detallada d'aquestes microestructures de reacció amb imatges SEM.

En les harzburgites, les microestructures de reacció observades estan generalment en relació amb infiltracions basàltiques en microfractures o microvenes, provocant la reacció dels piroxens i espinel·la que hi estan en contacte. Es a dir, serien microestructures pirometamòrfiques. S'han diferenciat 4:

- Fractures reomplertes amb vidre, plagiòclasi i altres minerals, que provoquen vores de reacció en els piroxens, sobretot en els clinopiroxens, en la mostra BB.08.52 (Fig.7.7a).
- Fractures amb vidre sense plagiòclasi i que reacciona amb els piroxens que estan en contacte. BB.08.9, BB.08.29, BB.12.28, BB.08.74, BB.08.22, BB.08.20, BB.08.19.
- Fractures amb basalt + vidre que provoquen la formació de petits minerals entre la fractura i els piroxens en contacte. (BB.08.27, BB.08.36)
- Microestructura cataclàstica (Fig.7.7b), on el basalt infiltrat es barreja amb trossos trencats dels minerals que formen el xenòlit (mostra BB.08.77)

#### **7.4.1 Descripció d'algunes corones de reacció en detall**

Seguidament, es fa una descripció de corones de reacció seleccionades i estudiades en detall amb imatges SEM de electrons retrodispersats, mapes composicionals i espectres puntuals. Aquesta descripció servirà de base per a l'anàlisi dels minerals de la corona per EPMA que serà presentat en el capítol següent.

##### **Corona al voltant d'ortopiroxè (BB.08.18)**

Aquesta corona seria del tipus (3) mencionat abans i es desenvolupa entre l'ortopiroxè, el clinopiroxè i l'espinel·la. No és continua (Fig.7.8) i està formada per: olivina, clinopiroxè, espinel·la i plagiòclasi. La part més interna de la corona en contacte amb l'ortopiroxè està formada per un intercreixement de cristalls al·lotriomorfs d'olivina i clinopiroxè. També s'hi observen rars cristalls d'ortopiroxè, blindats per clinopiroxè que podrien tractar-se de relictos. Cap a la part mitja de la corona, hi ha les mateixes fases i a més espinel·la de tipus cromífer formant petits cristalls amb centres parcialment reabsorbits. En la part més externa de la corona i en contacte amb el clinopiroxè primari, es troben micròlits de plagiòclasi de talla major que els

anteriors cristalls. El clinopiroxè primari en contacte amb la corona presenta vores espongiformes.

Corones de reacció semblants han estat descrites en xenòlits peridotítics per [Shaw et al. \(2006\)](#) i [Wang et al. \(2012\)](#). Les corones de reacció descrites per aquests autors, mostren un major desenvolupament en contacte amb el basalt encaixant que en l'interior de la peridotita. Aquest és també el cas de la majoria de corones de reacció al voltant d'ortopiroxè en els xenòlits estudiats, però en el cas seleccionat de la mostra BB.08.18 no és segur. La corona es veu en una de les vores de la preparació, però no es veu el contacte amb la lava encaixant, i podria ser equivalent a les corones entorn a espinel·la de la mateixa mostra que es descriuen tot seguit. Això estaria d'acord amb el fet de que altres cristalls d'ortopiroxè d'aquesta mostra que no estan en contacte amb espinel·la no presenten corones de reacció.

### ***Corones al voltant d'epinel·la***

Es descriuen tres exemples en dos lherzolites diferents i en una microbanda de gabronorita:

**1) La lherzolita protogranular- porfiroclàstica BB.08.18** presenta corones asimètriques al voltant de l'epinel·la ([Fig.7.9a-b](#)), i que es desenvolupen en contacte amb l'ortopiroxè. En contacte amb les vores espongiformes del clinopiroxè, aquestes estan parcialment reabsorbides per la corona que es forma al voltant de l'epinel·la. Aquestes corones estan formades per olivina, clinopiroxè, plagiòclasi, espinel·la més cromífera, vidre amb composició de plagiòclasi i un mineral ric en Ti (ilmenita?). Les vores ennegrides i fines que mostra l'epinel·la estan formades per petits cristalls de cromita al·lotriomorfs (2 µm) que poden mostrar vores rectes. Aquests estan inclosos en una fase continua amb composició de plagiòclasi ([Fig.7.9c](#)). En contacte amb aquesta vora es desenvolupa la corona formada per cristalls d'olivina al·lotriomorfs (33 µm), a vegades amb forats, i que poden estar intercrescuts amb clinopiroxè que també té formes al·lotriomorfes (76 µm). D'altra banda, l'epinel·la més cromífera té formes al·lotriomorfes i mides que varien entre les 11 i les 28 µm; aquestes poden mostrar els nuclis parcialment reabsorbits ([Fig.7.9c](#)). Totes aquestes fases es troben englobades en una matriu vítria de composició equivalent a plagiòclasi. En la zona més externa de la corona apareixen micròlits de plagiòclasi (200 µm), amb una disposició radial, en contacte amb cristalls d'olivina i esporàdicament amb espinel·la cromífera. En detall, alguns dels cristalls de plagiòclasi, mostren

inclusions petites (2,5-15  $\mu\text{m}$ ) i allargades d'un mineral ric en Ti que podria ser ilmenita (?). També es poden observar algunes vesícules.

Aquesta corona sembla equivalent a la descrita en altra lherzolita protogranular-porfiroclàstica per Galán et al. (2008) i Oliveras (2009), que es va interpretar com el resultat de la descompressió subsolidus experimentada per la lherzolita.

**2) La lherzolita porfiroclàstica SC.11.49** es diferencia de la mostra anterior perquè els cristalls de clinopiroxè no mostren vores espongiformes, i els cristalls d'espinel·la estan zonats. Aquests últims presenten corones de reacció que poden estar molt desenvolupades (Fig.7.10a) i que es formen entorn a la majoria dels cristalls d'espinel·la, però no sempre en contacte amb l'ortopiroxè. La paragènesis mineralògica és: olivina+ clinopiroxè+ espinel·la més cromífera+ plagiòclasi+ ortosa o sanidina (Fig.7.10b). La zonació del cristall d'espinel·la es manifesta per un nucli marró fosc que passa gradualment a un marró més clar, i finalment de forma neta a una vora fina ennegrida (<15  $\mu\text{m}$ ). Aquesta última és de tipus espongiforme i esta formada per cristalls d'espinel·la al·lotriomorfs de tipus cromífer amb vores rectes i que estan incloses en una fase vítria amb composició de plagiòclasi i ortosa o sanidina. La corona esta formada per cristalls d'olivina al·lotriomorfs (<60  $\mu\text{m}$ ) que poden tenir formes esquelètiques i repartits per tota la corona. Els cristalls de clinopiroxè també són al·lotriomorfs (<40  $\mu\text{m}$ ) però en aquest cas es situen en la zona central de la corona. Els cristalls d'espinel·la cromífera al·lotriomorfs (10- 30  $\mu\text{m}$ ) mostren els centres parcialment reabsorbits i es troben dispersos per tota la corona. Els cristalls de plagiòclasi són menys notables que en l'exemple anterior. Tots aquests cristalls estan englobats per plagiòclasi i feldspat K intersticial o vidre de composició equivalent, segons es va determinar amb EPMA (veure capítol de química mineral).

**3) Finalment, en la microbanda de gabrenorita de la lherzolita equigranular BB.08.38**, també hi ha espinel·la que reacciona en contacte directe amb plagiòclasi. En aquest cas, només es veu una vora espongiforme o dendrítica fina (Fig.7.11), formada per l'intercreixement entre petits cristalls (<10  $\mu\text{m}$ ) hipidiomorfs d'espinel·la més cromífera i cristalls al·lotriomorfs de plagiòclasi.

La presència de corones al voltant de l'espinel·la en peridotites comparables a les nostres va ser mencionada en varis exemples de peridotites, tant en massissos orogènics (Rampone et al., 1993) com en xenòlits mantèl·lics (Delpech et al., 2004; Wang et al., 2012; Shaw et al., 2006). També han estat estudiades experimentalment per Borghini et al. (2010; 2011) i Shaw &

[Dingwell \(2008\)](#). El seu origen(s) en el nostre estudi es discutirà al final, una vegada es presenti la composició química dels productes de la reacció i la seva comparació amb els minerals reactants en el capítol següent.

### **Corones al voltant d'amfíbol**

Es descriuen dos exemples en dues lherzolites diferents:

**1)** En la **lherzolita porfiroclàstica BB.08.97** s'han observat escassos cristalls al·lotriomorfs d'amfíbol disseminats en la mostra, que en contacte amb l'espinel·la mostren una fina corona de reacció ([Fig.7.6e](#)) formada per petits cristalls d'olivina hipidiomorfs i una mica esquelètica, de clinopiroxè amb formes hipidiomorfs, rarament d'espinel·la i vidre amb vesícules. En aquesta mostra, no tots els amfibols mostren corones.

**2)** La **lherzolita equigranular tabular BB.08.24** mostra "patches" amb una mida equivalent a les principals fases de la mostra ( $\phi < 1$  mm), les quals poden contenir amfíbol, i que ocasionalment estan connectats amb microvenes amb vidre. L'amfíbol, que generalment es troba al centre del "patch", l'envolten altres fases com olivina, clinopiroxè, espinel·la i vidre. També hi ha vesícules ([Fig.7.6f](#), [7.12](#)). L'amfíbol ( $\phi < 500$   $\mu\text{m}$ ) té vores corbades i formes irregulars, i està envoltat de vidre porós (ca. 50  $\mu\text{m}$ ). Cap a l'exterior apareix un intercreixement de cristalls de clinopiroxè i olivina hipidiomorfs, i fins i tot esquelètics, amb mides inferiors a les 100  $\mu\text{m}$ , a més de petits cristalls d'espinel·la més cromífera. En la part més externa, el clinopiroxè engloba cristalls arrodonits d'espinel·la més alumínica ( $\phi < 50$   $\mu\text{m}$ ), que podrien ser també reactants amb l'amfíbol. En aquestes parts més externes de la corona, el vidre porós ocupa una posició intersticial i apareixen vesícules més grans ([Fig.7.12](#)). Així doncs, es poden diferenciar dos tipus d'espinel·la dins dels "patches": un primer tipus amb cristalls arrodonits, que poden tenir un anell fi més brillant, enriquit en Cr ([Fig.7.12a](#)), i un altre tipus amb cristalls més brillants en la imatge BSE i idiomorfs enriquits en Cr. Finalment, en una vora d'aquestes bosses s'observa com l'ortopiroxè de la peridotita està reaccionant per donar olivina+ clinopiroxè+ espinel·la més cromífera+ vidre.

Aquest "patch" descrit es diferencia de les corones entorn a l'amfíbol d'una lherzolita estudiada prèviament per [Oliveras \(2009\)](#) en que la plagiòclasi d'aquestes últimes sembla cristal·lina i no es va detectar la presència de l'espinel·la de reacció més alumínica; per contra, hi ha cristalls

esporàdics d'una fase rica en Ti (ilmenita) que no es va veure en els "patches". Aquests "patches" amb amfíbol són semblants als d' altres xenòlits mantèl·lics (Ban et al., 2005; Bali et al., 2002; Coltorti et al., 2004) on no n'hi ha plagiòclasi sinó vidre.

## 7.5. Mineralogia

En aquest apartat es farà una descripció dels principals tipus de cristalls que formen les fases essencials i accessòries de les roques així com les relacions entre elles.

### *Olivina*

L'olivina és el mineral més abundant en les peridotites: es troba entre un 61 i un 90% en les harzburgites i entre un 42 i 84% en les lherzolites (Taula 7.1), mentre que en les piroxenites la seva abundància és molt menor i oscil·la entre un 20 i 30%. Diferenciem 5 tipus de cristalls d'olivina: tipus 1 o principal (a vegades com porfiroclasts); tipus 2, neocristalls; tipus 3, com a inclusions en altres minerals; tipus 4, cristalls situats en les corones de reacció; tipus 5, cristalls en la microbanda de gabrenorita; i finalment, el tipus 6 que són els petits cristalls dins de les microvenes pirometamòrfiques.

Els cristalls tipus 1 són els més característics de les peridotites i de les piroxenites. Les vores de gra i els símptomes de deformació varien segons la microestructura de la roca com ja s'ha esmentat anteriorment. Poden tenir ocasionalment inclusions d'ortopiroxè i espinel·la (Fig.7.5h). Per altra banda, els neocristalls d'olivina (tipus 2) que provenen de la recristal·lització dels cristalls anteriors, degut a la deformació experimentada per aquestes roques, formen la matriu de les lherzolites porfiroclàstiques i la major part de les lherzolites equigranulars. Són generalment equidimensionals i a vegades tabulars, amb menys símptomes de deformació que els porfiroclasts. A més, pot haver-hi inclusions d'olivina (tipus 3) esfèriques en els cristalls d'ortopiroxè i espinel·la, generalment en peridotites amb microestructures protogranulars i porfiroclàstiques (Fig.7.5h, f).

Els cristalls d'olivina en corones, en la microbanda de gabrenorita i en les microvenes serien posteriors. Dins de les venes també trobem petits cristalls d'olivina idiomorfs.

### *Ortopiroxè*



La moda de l'ortopiroxè en lherzolites (6,9- 41,8) i en harzburgites (10,1- 35,1) és comparable. En les websterites, la seva proporció és subordinada a la del clinopiroxè. L'ortopiroxè dels xenòlits es presenta bàsicament en cristalls tipus 1 o principals, molt deformats en les lherzolites porfiroclàstiques, i en neocristalls (tipus 2). S'ha denominat tipus 3 a l'ortopiroxè en lamel·les dins del clinopiroxè; i finalment, tipus 4, a l'ortopiroxè de la microbanda de gabrenorita de la lherzolita BB.08.38. Per altra banda, se n'han trobat petits cristalls formant part de corones entorn a l'ortopiroxè, blindats pel clinopiroxè, que podrien ser relictos, del tipus 1 (veure capítol següent).

Els primers es troben en les peridotites i piroxenites. En les lherzolites, poden tenir exsolucions molt fines (lamel·les) de clinopiroxè± espinel·la al centre que poden estar deformades en les lherzolites porfiroclàstiques (Fig.7.4f).

### **Clinopiroxè**

La moda del clinopiroxè en les harzburgites oscil·la entre un 0,1 i un 4%; en les lherzolites pot arribar a valors de fins al 20,9% (Taula 7.1), i en les websterites és el piroxè més abundant. S'han diferenciat 4 tipus de cristalls: tipus 1 o principal; tipus 2, neocristalls; tipus 3, lamel·les en ortopiroxè; tipus 4, en corones de reacció; tipus 5 en la microbanda de gabrenorita; i tipus 6, en microvenes.

El tipus 1 és el dominant en les lherzolites, harzburgites i websterites protogranulars. En les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars, la major part del clinopiroxè es troba com a neocristalls (tipus 2). Tant en uns com en els altres s'observen exsolucions d'ortopiroxè ± espinel·la, que poden estar com a gotes i a vegades orientades en el centre del cristall. També es poden observar esporàdiques macles en els cristalls tipus 1. En les harzburgites, els cristalls de clinopiroxè tenen una mida molt reduïda respecte als d'ortopiroxè i d'olivina. S'ha de dir que en les websterites, els cristalls tipus 1 mostren un color verd molt més intens que en les peridotites (Fig.7.6a-b). Els neocristalls de clinopiroxè es situen en la matriu de les lherzolites amb microestructura porfiroclàstica i equigranular. Ocasionalment, es disposen agrupats en microbandes o en forma de lleties, o bé associats en bandes amb ortopiroxens i espinel·la (Fig.7.5d). En alguns casos (BB.08.18), els cristalls de clinopiroxè principalment de tipus 1, però també de tipus 2, mostren microestructures espongiformes en les vores o penetrant cap a

l'interior per microfractures (Fig.7.6d). Els cristalls de tipus 4 es troben en corones de reacció entorn a ortopiroxè, espinel·la i amfibol.

### **Espinel·la**

L'epinel·la és un mineral amb color variable, marró, marró-verdós o rogenc en les lherzolites i marró fosc, fins i tot negre en les harzburgites. El percentatge és de 0,3 a 8,2 en les lherzolites i de 0 a 1,8 en les harzburgites (Taula 7.1). S'han pogut diferenciar 6 tipus de cristalls: tipus 1 a vegades com a porfiroclasts; tipus 2 o neocristalls; tipus 3, inclusions en les fases silicatades; tipus 4, lamel·les d'exsolució en cristalls de piroxens; tipus 5, en la microbanda gabrenorítica; tipus 6, cristalls en les corones de reacció.

Els cristalls de tipus 1 són dominants en lherzolites i harzburgites protogranulars, també s'inclouen els porfiroclasts de les lherzolites porfiroclàstiques. Només es van trobar cristalls zonats d'epinel·la en algunes lherzolites porfiroclàstiques on l'epinel·la mostra una microestructura de reacció com s'ha mencionat anteriorment. Els neocristalls d'epinel·la (tipus 2) s'observen en la matriu de lherzolites porfiroclàstiques i en les equigranulars en posició intersticial. Tenen una mida generalment petita (Fig.5d). Les inclusions arrodonides d'epinel·la en olivina o piroxens (tipus 3) apareixen esporàdicament. Les exsolucions d'epinel·la (tipus 4) en els piroxens són més freqüents en les lherzolites porfiroclàstiques que en les protogranulars. Aquestes exsolucions poden estar orientades. L'epinel·la en la microbanda gabrenorítica (tipus 5) és de color verd, en cristalls al·lotriomorfs i en procés de reacció amb la plagiòclasi. Finalment, el tipus 6, de composició més cromífera, és característic de les corones de reacció descrites abans.

### **Amfibol**

L'amfibol és un mineral accessori i només s'ha observat en 5 lherzolites (BB.08.97, BB.08.24, BB.08.54, BB.08.59 i BB.12.13). Es presenta en cristalls petits al·lotriomorfs dispersos de color marró. Es situen entorn a cristalls d'epinel·la o piroxens i també en el centre dels "patches" de la lherzolita BB.08.24. Ens els dos primers, a vegades les vores de l'amfibol mostren una finíssima corona de reacció en contacte amb aquest minerals, però no en contacte amb l'olivina (Fig.7.6e). Quan la corona es desenvolupa més, apareixen els "patches". Finalment, podem dir que la presència d'amfibol no sembla estar relacionada amb el tipus de microestructura en les

lherzolites, ja que apareix en tots els tipus: protogranular (BB.81.04; Oliveras, 2009), protogranular- porfiroclàstica (BB.12.13), porfiroclàstica (BB.08.97) i equigranular (BB.08.24, BB.08.54).

### ***Flogopita***

La flogopita només apareix en les piroxenites i de manera bastant minsca. Té un color rogenc, formes al·lotriomorfes i està dispersa en la mostra (Fig.7.6b).

### ***Plagiòclasi***

La plagiòclasi s'ha trobat en poques mostres i associada a les corones de reacció entorn a l'espinel·la (BB.08.18, BB.08.56, SC.11.35, SC.11.49, SC.11.41, SC.11.55). En algunes d'aquestes corones podria ser plagiòclasi o vidre intersticial amb composició equivalent a plagiòclasi. També forma part de la microbanda de gabrenorita (Fig.7.5e) en la lherzolita equigranular BB.08.38. Finalment, es va detectar la presència de micròlits de plagiòclasi en microvenes basàltiques en lherzolites i harzburgites (BB.08.52) (Fig.7.7a).

### ***Vidre***

El vidre en les peridotites no es gaire usual: es troba principalment en algunes dendrites del clinopiroxè esponjiforme, corones de reacció descrites anteriorment on a vegades es podria confondre amb plagiòclasi intersticial. Es va considerar vidre quan és clarament porós o no té composició de plagiòclasi o feldspat K. També es va localitzar en algunes microvenes (Fig.7.7a) on el color acostuma a ser marronós.

### ***Sulfurs***

Els sulfurs de metalls base (Fe-Ni-Cu) estudiats en disset peridotites i una piroxenita de la ZVC són escassos però freqüents com minerals accessoris en aquestes roques, especialment en les lherzolites (Lorand & Conquéré 1983; Dromgoole & Pasteris, 1987; Lorand, 1989; Egger & Lorand, 1993; Szabó & Bodnar, 1995; Shaw, 1997; Guo et al., 1999), però la seva abundància és molt desigual. Per intentar aproximar-se a la seva abundància, s'ha fet el seu comptatge de dues maneres: 1) sobre 1000 punts, a partir del comptador de sobreplatina James Swift, i 2), el número de grans de sulfurs per làmina (Taula 7.2).

En els estudis precedents d'aquests minerals en xenòlits de la ZVC (Cruz et al., 2014; Galán et al., 2016), no es va trobar cap relació entre el tipus de microestructura i l'abundància de sulfurs (Taula 7.2), però en les mostres noves aquí estudiades, els sulfurs són més abundants en la majoria de les lherzolites porfiroclàstiques, especialment en algunes del neck de Sant Corneli (SC.11.16), que a més presenten associacions mineralògiques més variades. S'han identificat 4 tipus de sulfurs d'acord amb la seva relació textural amb els silicats, que són els mateixos establerts per Cruz et al. (2014) i Galán et al. (2016) prèviament. Els quatre tipus de sulfurs són:

- **Tipus 1 (inclusions):** Principalment es troben inclosos en cristalls d'olivina i piroxens (Fig.7.13a, b), i rarament en espinel·la. Els sulfurs tenen mides de fins a 50 µm i són al·lotriomorfs, amb formes generalment arrodonides i vores corbades, encara que també poden tenir vores rectes o irregulars. Alguns tenen a més un aspecte garbellat (Fig.7.13a, 7.14a). S'observen generalment aïllats, però a vegades els podem veure en petits grups o junt amb els del tipus 2. Els cristalls poden ser monofàsics o polifàsics (Fig.7.13a). Amb les imatges d'electrons retrodispersats d'un SEM, espectres puntuals de raigs X i anàlisis amb EPMA es van identificar les fases següents en aquest tipus: solució sòlida monosulfúrica de baixa temperatura de tipus 1 i 2 (mss1 i mss2), pentlandita (pn), pirrotina (po), solució sòlida intermèdia (iss), calcopirita (ccp), cubanita (cbn) i haycockita (hc: C<sub>4</sub>Fe<sub>5</sub>S<sub>8</sub>). Poden estar parcial o totalment alterats a hidròxid de Fe.
- **Tipus 2 (en rosari):** s'observen com a petites inclusions (<5 µm) al·lotriomorfs, generalment arrodonits i en grup, disposats en forma de rosari (Fig.7.13c). Principalment s'ubiquen en els silicats però són difícils d'analitzar per la seva mida. En alguns casos estan associats als sulfurs anteriors (tipus 1) dels quals surten radialment. Només es va identificar mss2. No acostumen a estar alterats.
- **Tipus 3 (intragranulars):** es troben situats entre les fases principals de la roca, generalment són al·lotriomorfs (Fig.7.13d), i a vegades allargats (Fig.7.13e), seguint la forma dels contactes entre els minerals de la peridotita, de mida variable (fins a 200 µm). Estan parcial o totalment alterats a hidròxid de Fe i/o fracturats. Poden ser monofàsics o polifàsics (Fig.7.13f). Aquests últims poden tenir textures de desmescla en forma de flames (Fig.7.14b), anells discontinus i taques (Fig.7.14f). Es van identificar les mateixes fases que al tipus 1, i a més hi ha pirita (py) i bornita (bn).

- **Tipus 4:** principalment els trobem associats a les vores espongiformes dels clinopiroxens, corones entorn a espinel·la o en les microvenes amb vidre (Fig.7.13g). Són cristalls al·lotriomorfs, normalment amb forma de gota, i amb mides variables (5- 150 µm). Poden estar formats per una o més fases (Fig.7.13h), encara que els que es troben en relació amb les vores espongiformes del clinopiroxè són generalment monofàsics. Es van identificar les mateixes fases que al tipus 1, però sense cubanita, i a més es va identificar bornita (bn) i violarita (vl). Aquests tipus van ser relacionats amb les vores espongiformes del clinopiroxè i les microestructures pirometamòrfiques per Galán et al. (2016). En alguns casos, apareixen en microvenes que es poden relacionar amb el pirometamorfisme, però la seva relació amb les corones i el pirometamorfisme es discutirà més endavant.

Dins de la mateixa mostra, es poden observar els 4 tipus de sulfurs.

#### **Les associacions mineralògiques dels sulfurs**

Les associacions mineralògiques per a cada mostra estudiada i tipus de sulfur es representen en la taula 7.2, on també s'indica el silicat que inclou el gra de sulfur. Les conclusions deduïdes són les següents: (1) La py només s'ha trobat com sulfur tipus 3 en harzburgites; (2) en els sulfurs de tipus 1 són freqüents les associacions mss1± mss2, (pn)- iss o cbn; (3) les associacions de tipus 3 són semblants a les de tipus 1 o es diferencien perquè la po és més freqüent; (4) les associacions de sulfurs de tipus 4 també són semblants, però un parell de mostres es diferencien per la presència de vl i bn; i finalment (5), aquestes paragènesis es diferencien de les establertes prèviament en altres lherzolites perquè els sulfurs de Fe-Cu són més freqüents. Aquestes associacions serien el resultat de la descomposició de sulfurs de més alta temperatura durant l'evolució subsolidus dels xenòlits.

#### **7.6. Conclusions parcials del capítol**

L'estudi petrogràfic confirma que el MSCL de la ZVC està majoritàriament format per lherzolites (56%) i harzburgites (40%) amb espinel·la i anhidres; l'amfíbol es troba només com mineral accessori en cristalls disseminant en rares lherzolites. A més, hi ha websterites olivíniques amb flogopita com mineral accessori en molta menor proporció. Microestructuralment, també es confirma que les lherzolites són molt més variades que les harzburgites. En totes dues

peridotites i en les websterites la microestructura protogranular és la dominant, però les microestructures porfiroclàstiques i equigranulars es revelen més significatives que en la població de xenòlits estudiada anteriorment (Oliveras, 2009). De totes les lherzolites, les porfiroclàstiques representen un 15% i les equigranulars un 10%. També es va revelar que en el volcà més antic (Sant Corneli) dominen les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars, mentre que en els més recents surten barrejades lherzolites amb diferents microestructures, harzburgites i websterites.

Les anàlisis modals indiquen que hi ha una variació gradual de fertilitat, des de lherzolites molt fèrtils (Cpx: 21%) a harzburgites molt refractaries (Cpx: 0,1%). Aquesta variació gradual es correspondria amb un empobriment per fusió parcial. Tot i això, el fet de que varies lherzolites siguin més pobres en olivina que el Mantell Primitiu, a més de l'existència, encara que mínima, de xenòlits compostos lherzolita- clinopiroxenita i lherzolita- gabrenorita indicaria que la composició modal d'algunes podria estar condicionada per processos d'interacció roca-fos percolant. Aquests processos també podrien ser els responsables d'algunes de les microestructures de reacció presents en algunes lherzolites (e.g., corones entorn a l'espinel·la). La presència d'amfíbol accessori en unes poques lherzolites també testimonia de l'existència d'un metasomatisme modal en aquestes roques.

Finalment, els sulfurs trobats principalment en lherzolites presenten els mateixos tipus texturals i mineralògics que els descrits abans, però en les mostres estudiades són més freqüents els sulfurs de Fe-Cu. Aquest sulfurs es diferencien dels descrits en xenòlits comparables dels Camps de Calatrava, al centre de la Península Ibèrica, perquè les reequilibracions subsolidus són freqüents en la ZVC, el que dóna lloc a les paragènesis de la [taula 7.2](#), i que no sembla ser el cas de l'altra àrea volcànica, on a més no es menciona la presència de sulfurs de Fe-Cu (González-Jiménez et al., 2014).



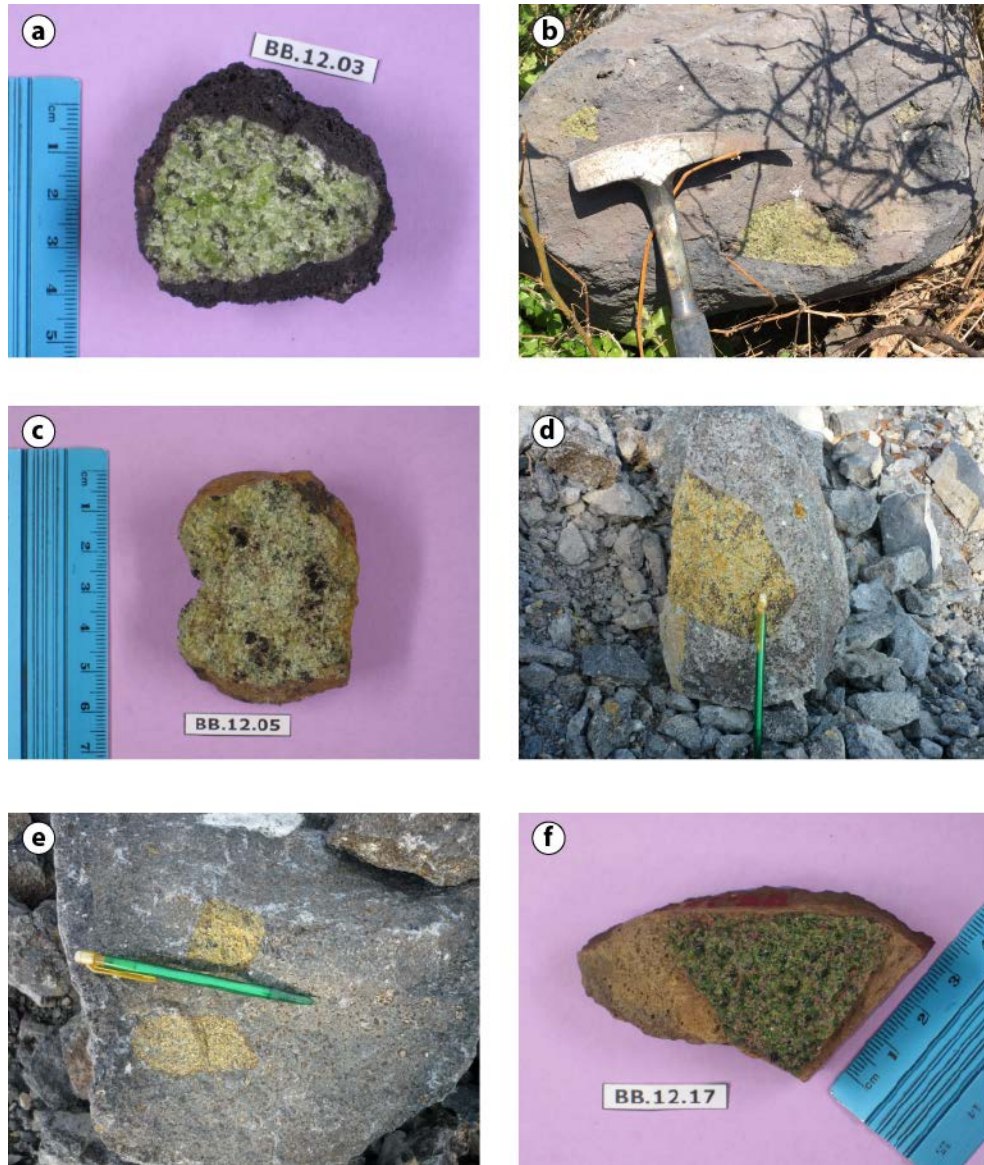


Fig.7.1 a) Harzburgita amb grans cristalls d'olivina i clinopiroxè. b) Aflorament de la Banya del Boc: xenòlits de lherzolita protogranular. c) Lherzolita amb microestructura porfiroclàstica, porfiroclasts d'Ortopiroxè de color fosc en matriu de gra fi. Aflorament de Sant Corneli: d) Lherzolita orientada (paral·lela al llapis) i e) Xenòlits de lherzolites equigranulars. f) Piroxenita amb cristalls d'Olivina de color rogencs alterats a iddingsita.



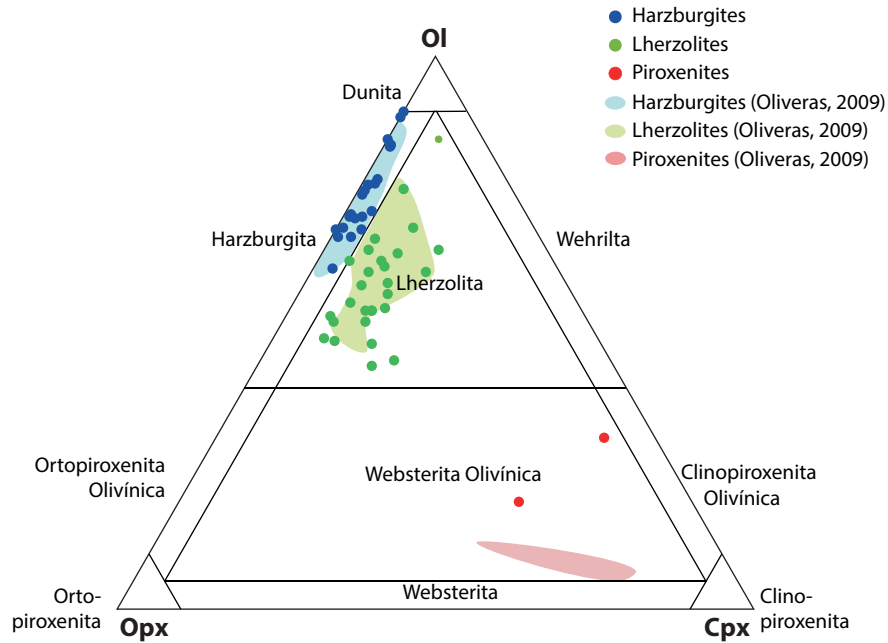


Fig.7.2. Diagrama de classificació modal de les roques ultramàfiques (Le Maître et al., 2000). Abreviatures dels minerals segons Kretz (1983).

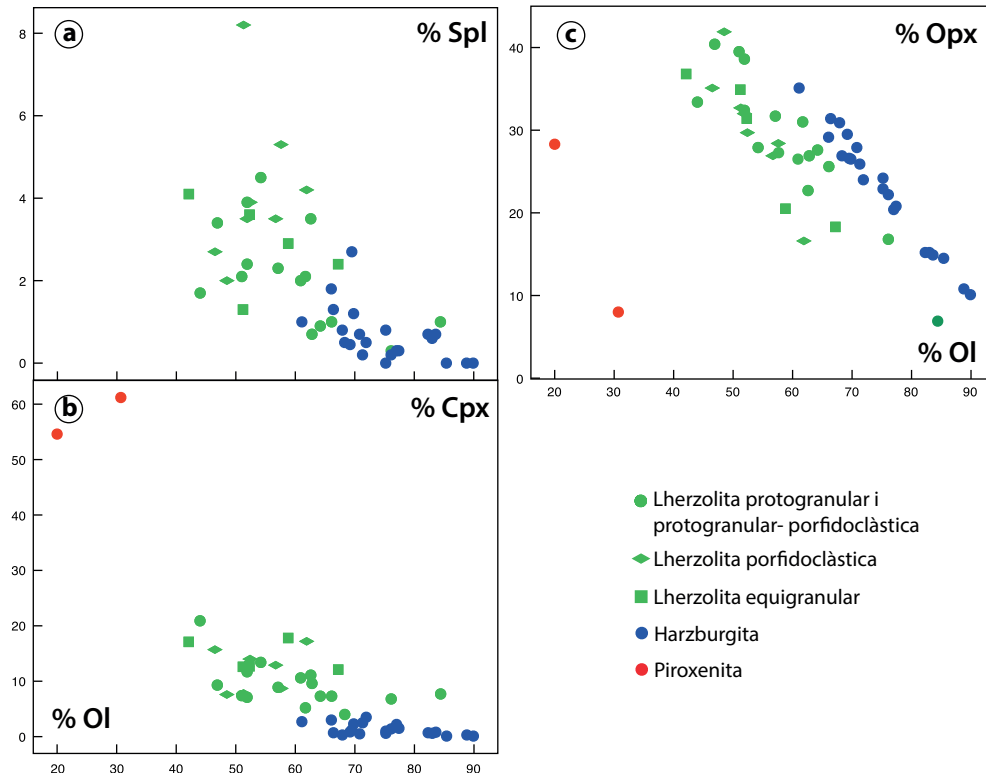


Fig.7.3. Projecció de la moda de l'espinel·la (Spl), clinopiroxè (Cpx) i l'ortopiroxè (Opx) respecte de l'olivina. Lherzolites en verd, harzburgites en blau i piroxenites en vermell. Microestructures de les lherzolites: protogranular i protogranular- porfidoclàstica en cercles, porfidoclàstica en diamants, equigranulars en quadrats. Abreviatures dels minerals segons Kretz (1983).

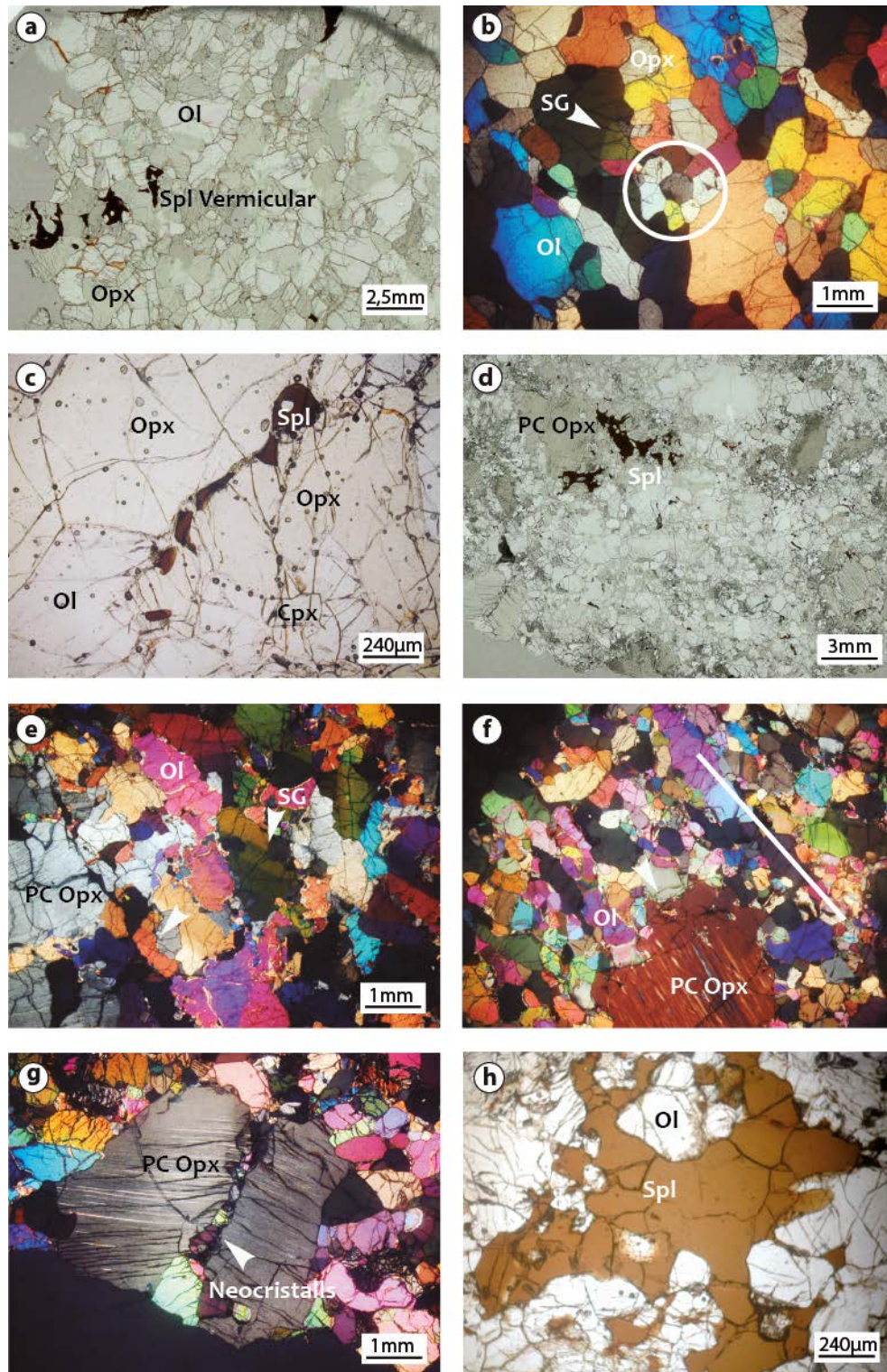


Fig.7.4. a) Microestructura protogranular en Iherzolita (BB.08.105). b) Zona recristal·litzada i Ol amb subgrans en Iherzolita protogranular BB.08.12. c) Spl en rosari entre cristalls d'Opx (Iherzolita protogranular BB.08.101). d) Microestructura porfiroclàstica en Iherzolita (BB.12.05) amb cristalls de Spl ameboides (boix- grèvol) i porfiroclasts d'Opx. e) Contactes ameboides entre cristalls d'Opx i Ol; també s'indiquen subgrans (Iherzolita porfiroclàstica BB.08.49). f) Matriu orientada marcada pels cristalls d'Ol en Iherzolita equigranular tabular BB.08.57. g) Porfiroclast d'Opx amb creixement de neocristalls en fractura en Iherzolita porfiroclàstica BB.12.05. h) Spl amb contactes ameboides (Iherzolita porfiroclàstica BB.08.80).

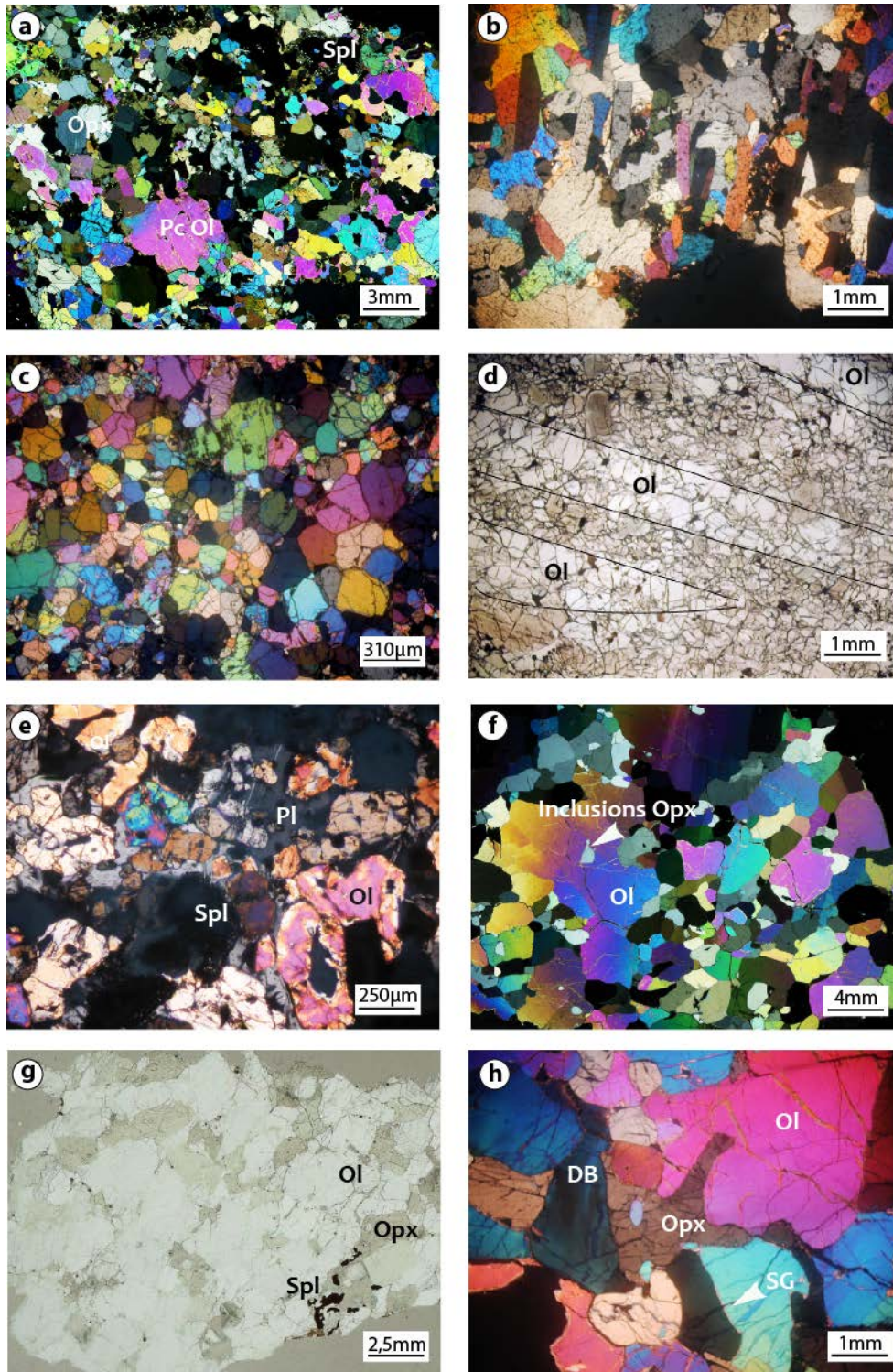


Fig.7.5. a) Microestructura protogranular- porfidoclàstica en Iherzolita BB.08.56. b) Cristalls tabulars d'Ol en la Iherzolita equigranular tabular BB.08.24. c) Cristalls isomètrics i amb contactes rectes a 120° (Iherzolita equigranular SC.11.55). d) Bandes riques en Ol i altres en Px marcant la foliació de la roca en Iherzolita porfidoclàstica SC.11.16. e) Banda de gabrenorita amb cristalls de Spl i esquelètics d'Ol en Pl (Iherzolita equigranular BB.08.38). f) Microestructura protogranular en harzburgita BB.08.74; es poden observar grans cristalls d'Ol amb inclusions d'Opx. g) Aspecte general de la microestructura protogranular en la harzburgita BB.08.104; cristall de Spl ameboide associat amb l'Opx. h) Contactes ameboides de l'Opx en un cristall d'Ol; presència d'inclusions d'Ol en Opx, i subgrans en cristalls d'Ol (Harzburgita BB.08.36).

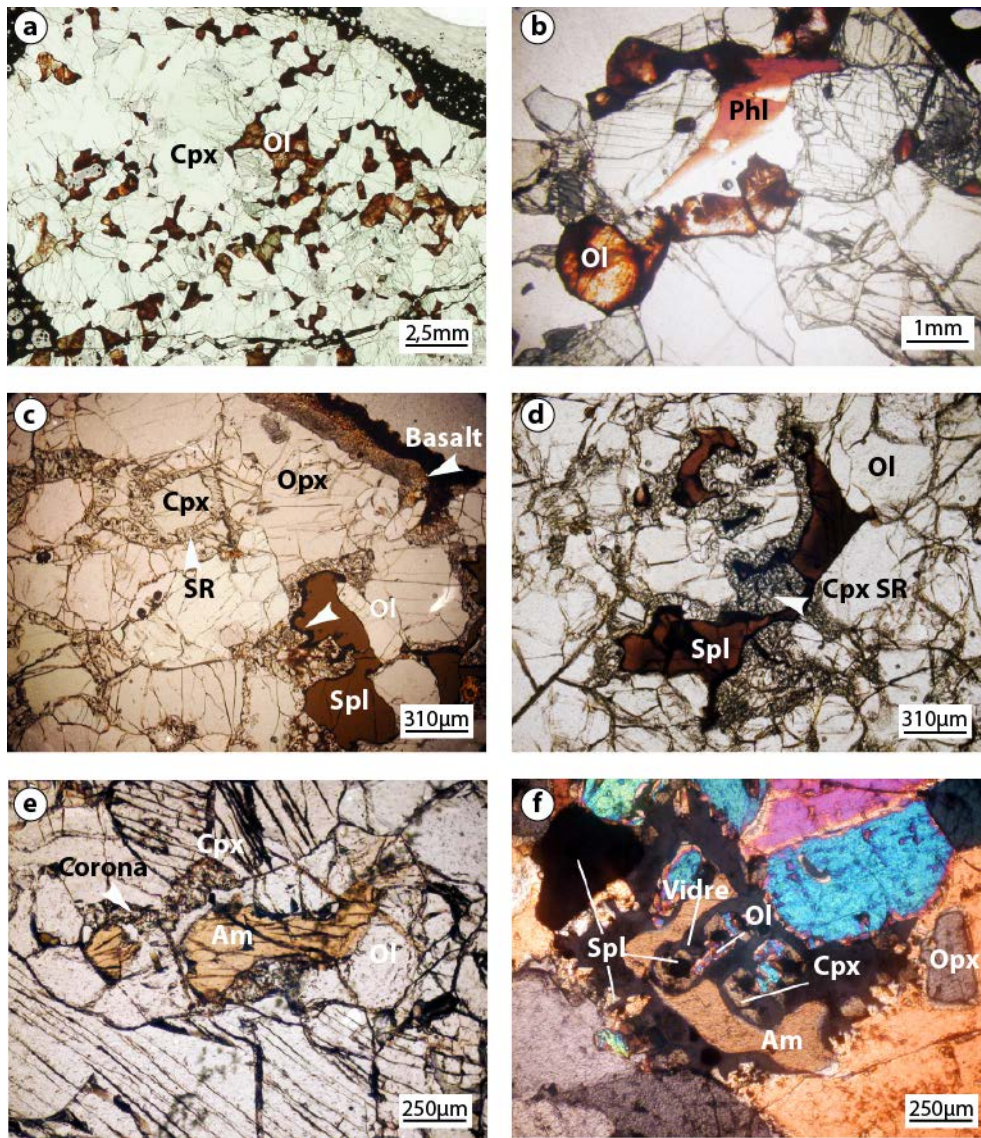


Fig.7.6. a) Microestructura protogranular amb Ol alterat a iddingsita de color roig (websterita BB.08.06). b) Cristall de Phl al·lotriomorfe (websterita BB.08.19). c) Corona de reacció en un cristall d'Opx en contacte amb el basalt, vora esponjiforme (SR) entorn a cristalls de clinopiroxè a l'interior del xenòlit, i corona entorn a un cristall de Spl amb vores ennegrides; s'observa que en contacte amb Ol, la corona entorn a la Spl no es desenvolupa (Lherzolita porfiroclàstica BB.08.18). d) Corones de reacció entorn a cristalls de Spl zonats amb nucli més fosc que la vora; cristalls de Cpx amb vores esponjiformes. Les corones no són completes perquè no es desenvolupen en contacte amb l'Ol (Lherzolita equigranular SC.11.47) e) Cristall d'amfíbol amb corona de reacció en contacte amb el Cpx (Lherzolita porfiroclàstica BB.08.97). f) Corona de reacció amb vidre ("patch") entorn a un cristall d'amfíbol (Lherzolita equigranular BB.08.24).

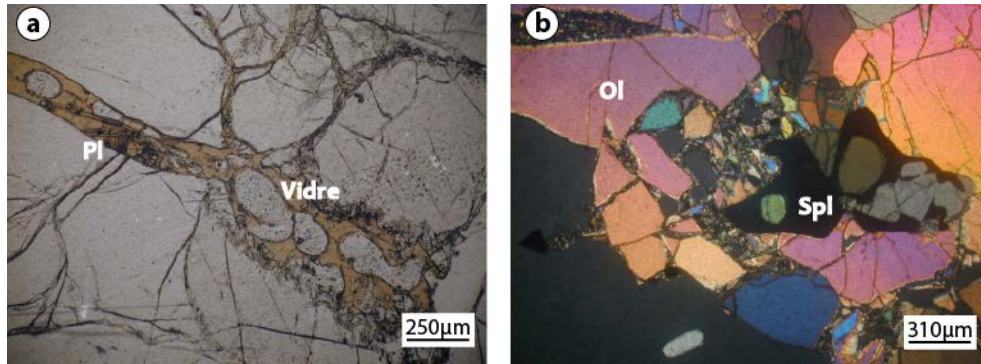


Fig.7.7. a) Vena de vidre amb micròlits de Pl i vesícules en harzburgita BB.08.52. b) Microestructura cataclàstica en harzburgita BB.08.77.

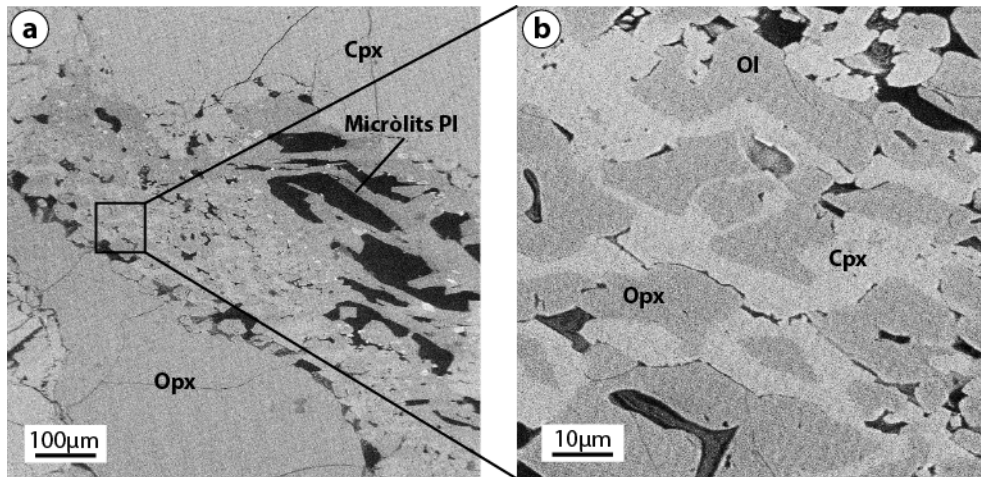


Fig.7.8. a) Part interna de la corona de reacció entorn a l'ortopiroxè en contacte amb clinopiroxè en la lherzolita BB.08.18, formada per un intercreixement de cristalls d'olivina i clinopiroxè. b) Detall de la corona en a) on es poden observar un cristall d'ortopiroxè blindat per un anell de clinopiroxè de la corona (tipus 3).

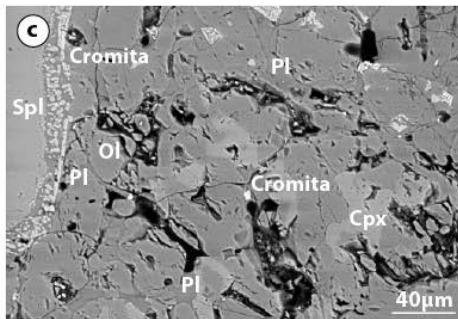
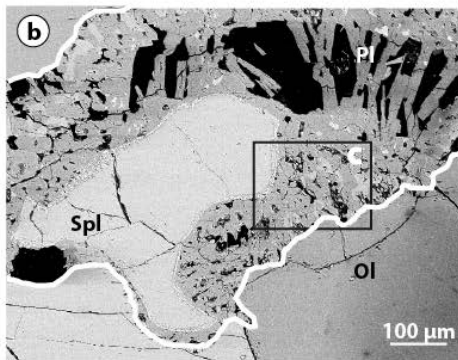
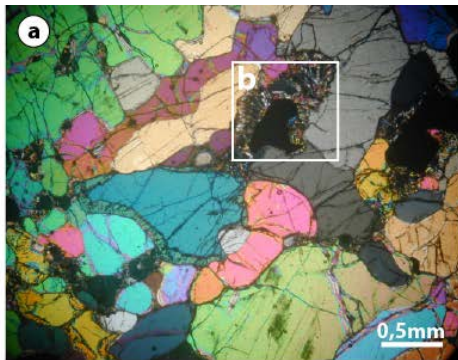


Fig.7.9. Corona entorn a l'espinel·la en la lherzolita BB.08.18. a) Visió general i relació amb els minerals de la peridotita (olivina, ortopiroxè i clinopiroxè). b) Imatge BSE en detall de la corona en (a); s'observen a dalt a la dreta micròlits de plagiòclasi. c) Imatge BSE en detall de la part en (b) on s'observen la vora esponjiforme al voltant de l'espinel·la reactant i les relacions dels minerals de la corona formada per olivina, clinopiroxè, espinel·la més cromífera (cromita) i una fase intersticial que podria ser plagiòclasi o vidre amb composició de plagiòclasi.

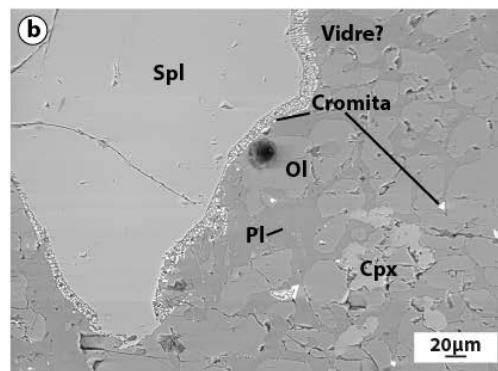
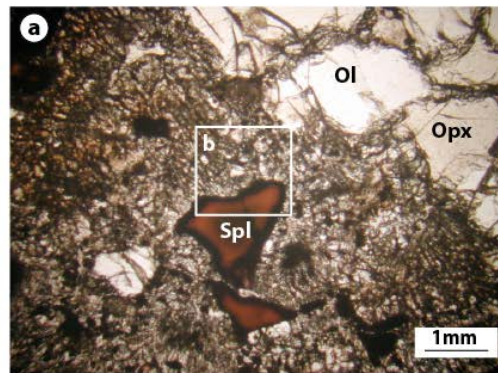


Fig.7.10. a) Visió general de la corona entorn a l'espinel·la zonada de la lherzolita SC.11.49. b) Imatge de electrons retrodispersats (BSE en anglès) en detall d'una part de la corona que està formada per olivina, clinopiroxè, espinel·la cromífera, i una fase intersticial que podria ser plagiòclasi o vidre amb composició equivalent a plagiòclasi.

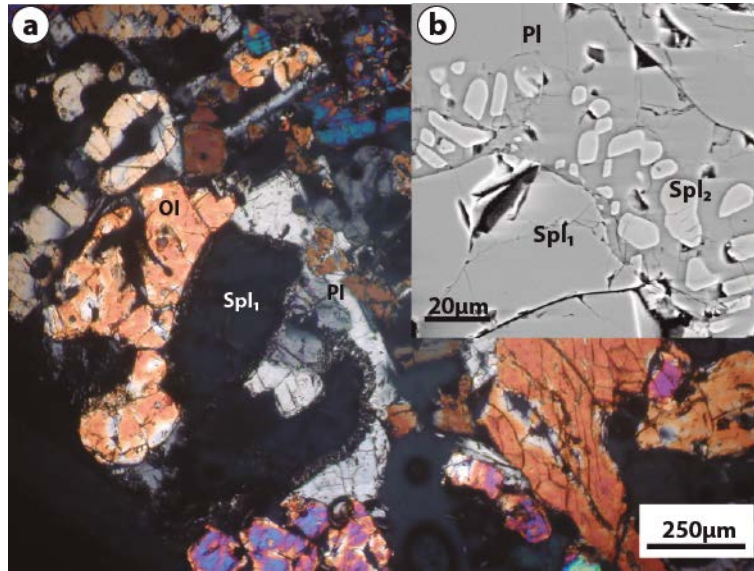


Fig.7.11. a) Vora esponjiforme d'espinel·la en contacte amb plagiòclasi de la banda de gabrenorita en la lherzolita equigranular BB.08.38. b) Imatge en detall (BSE) de la vora esponjiforme formada per espinel·la més cromífera i petits cristalls de plagiòclasi.

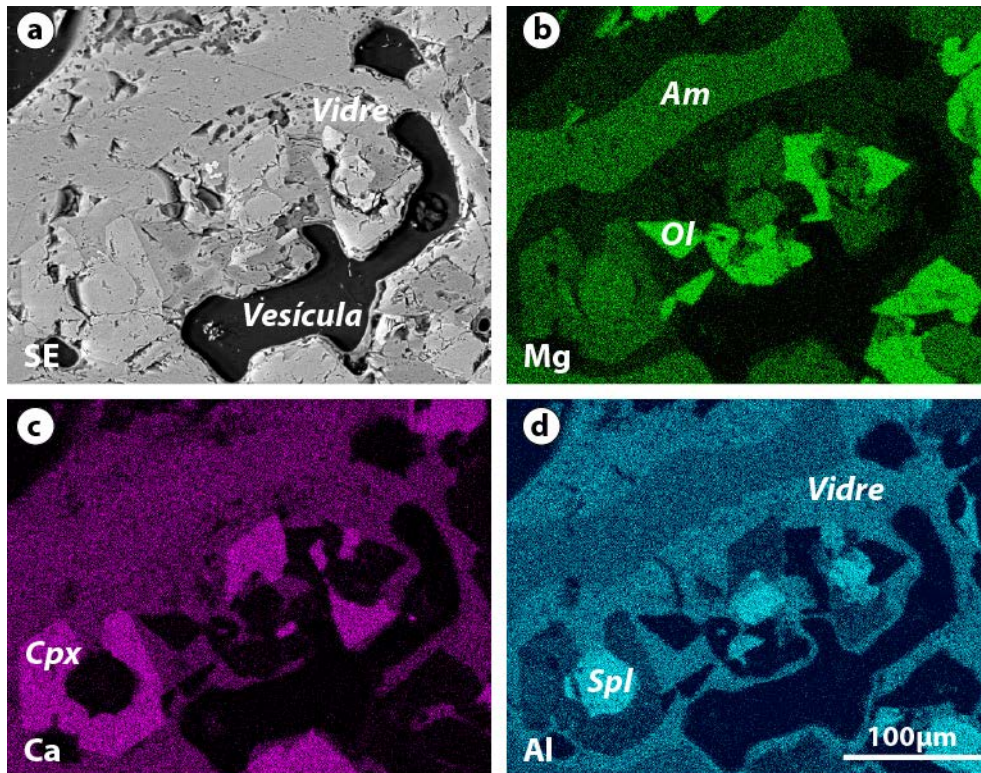


Fig.7.12. a) Imatge BSE d'un "patch" que conté amfibol en procés de reacció (lherzolita equigranular tabular BB.08.24), presentat en la imatge òptica de la figura 7.6f. b-d) mapes composicionals (SEM) tractades amb identificació de les fases. En les fotos (a) y (b) es poden veure cristalls d'espinel·la tipus 1 (de reacció) i cristalls d'espinel·la producte (tipus 5) més cromífera a més de vidre intersticial porós amb composició de plagiòclasi.

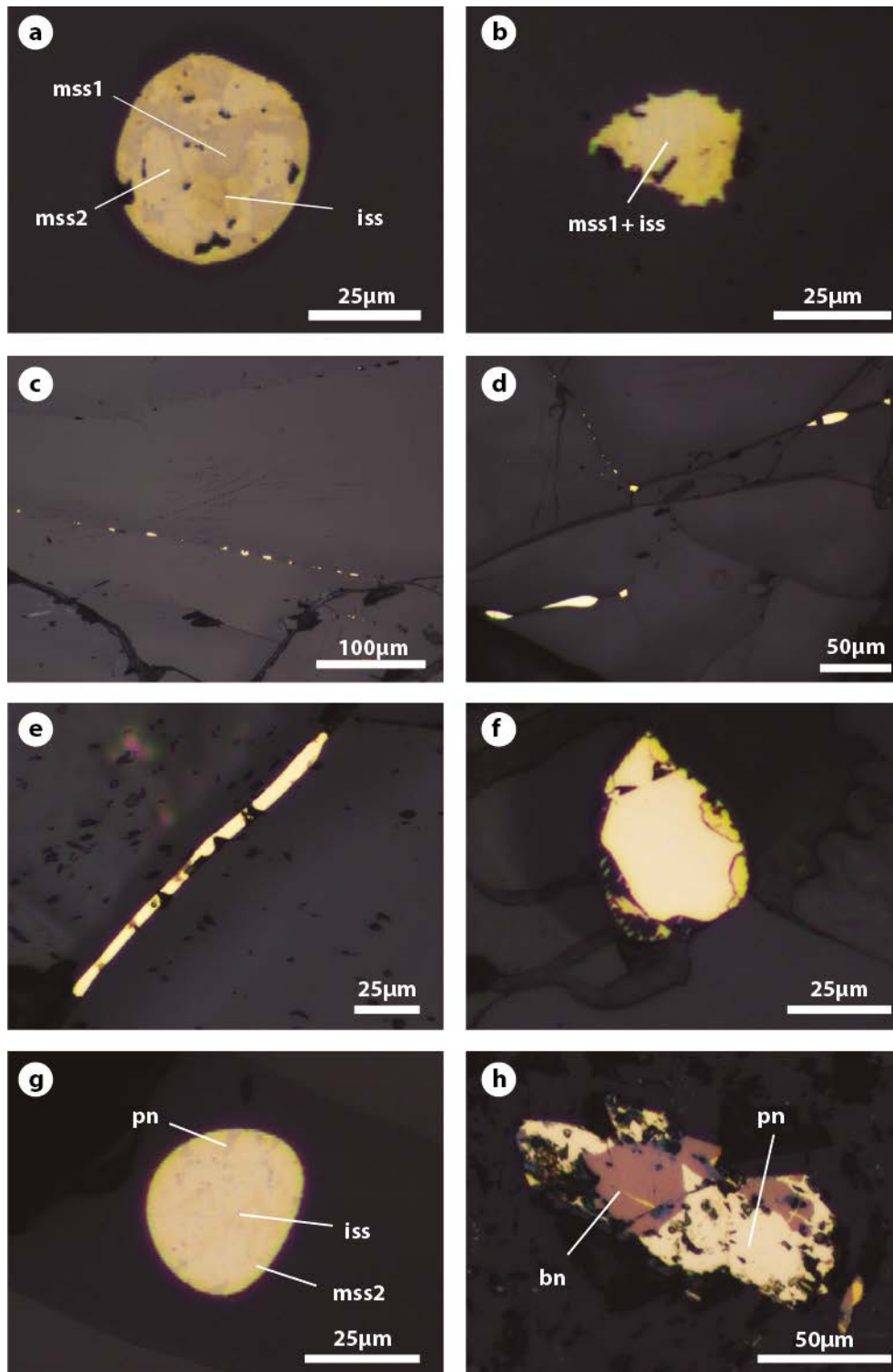


Fig.7.13. a) Inclusió polifàsica de sulfurs en Ol de la Iherzolita BB.12.01, formada per solució sòlida monosulfúrica 1 (mss1), solució sòlida monosulfúrica 2 (mss2) i solució sòlida intermèdia (iss). b) Inclusió polifàsica mss1-iss de sulfurs en clinopiroxè de la Iherzolita SC.11.16. c) Sulfurs monofàsics de tipus 2 en la Iherzolita SC.11.52. d) Sulfurs monofàsics de tipus intersticial en la Iherzolita SC.11.16. e) Sulfur de tipus 3 en la Iherzolita SC.11.49. f) Sulfur polifàsic de tipus 3 en la Iherzolita SC.11.16. g) Sulfur polifàsic de tipus 4 en Iherzolita BB.12.01. h) Sulfur polifàsic de bornita (bn) i pentlandita (pn) tipus 4 en la Iherzolita SC.11.49.



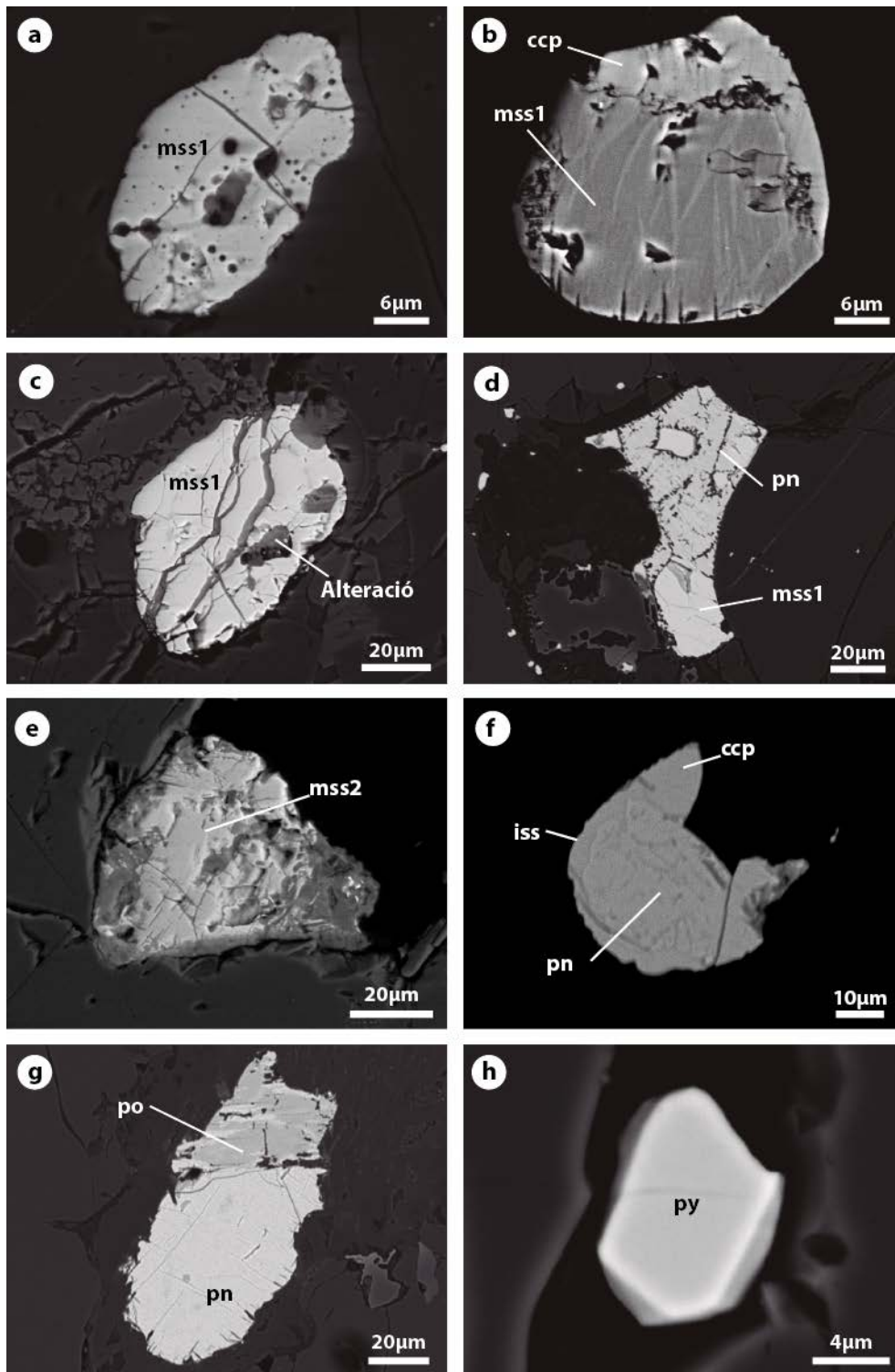


Fig.7.14. Imatges de electrons retrodispersats amb SEM dels sulfurs de les peridotites. a) Sulfur monofàsic (mss1) de tipus 1 en clinopiroxè de la lherzolita CA.12.03. b) Sulfur polifàsic de tipus 1 format per mss1 i calcopirita (ccp) en un cristall de clinopiroxè de la lherzolita BB.08.97. c) Sulfur monofàsic de tipus 3 parcialment alterat en la lherzolita CA.12.03. d) Sulfur polifàsic (mss1- pn) de tipus 4 en la lherzolita SC.11.16. e) Sulfur alterat de tipus 3 en la lherzolita BB.08.98. f) Sulfur polifàsic de tipus 3 en la lherzolita SC.11.16. g) Sulfur polifàsic format per pirrotina (po) i pn de tipus 4 en corona d'espinel·la en la lherzolita SC.11.49. h) Pirita intersticial en la harzburgita BB.12.04

Mostra	OI	Opx	Cpx	Spl	Altres	Cpx/(Cpx+Opx)	Cpx/Opx
<b>Websterites</b>							
<b>BB.08.06</b>	30,7	8,0	61,2	-	Phl	0,88	7,65
<b>BB.12.17</b>	20,0	28,3	54,6	-	Phl	0,66	1,93
<b>BB.12.19</b>	-	-	-	-			
<b>Harzburgites</b>							
<b>BB.12.28</b>	66,1	29,1	3,0	1,8	-	0,09	0,10
<b>BB.12.29</b>	83,6	14,9	0,8	0,7	-	0,05	0,05
<b>BB.12.27</b>	71,3	25,9	2,5	0,2	-	0,09	0,10
<b>BB.08.22</b>	77,0	20,4	2,2	0,3	-	0,10	0,11
<b>BB.08.09</b>	70,8	27,9	0,5	0,7	-	0,02	0,02
<b>BB.12.02</b>	77,4	20,8	1,5	0,3	-	0,07	0,07
<b>BB.12.03</b>	69,2	29,5	0,8	0,5	-	0,03	0,03
<b>BB.08.36</b>	75,2	24,2	0,6	-	-	0,02	0,02
<b>BB.08.74</b>	85,4	14,5	0,1	-	-	0,01	0,01
<b>BB.08.77</b>	89,9	10,1	0,1	tr	-	0,01	0,01
<b>BB.08.75</b>	88,8	10,8	0,3	-	-	0,03	0,03
<b>BB.12.16</b>	76,1	22,2	1,4	0,2	-	0,06	0,06
<b>BB.08.104</b>	67,9	30,9	0,3	0,8	-	0,01	0,01
<b>BB.08.102</b>	66,4	31,4	0,7	1,3	-	0,02	0,02
<b>BB.12.09</b>	68,3	26,9	4,0	0,5	-	0,13	0,15
<b>SD.12.03</b>	61,1	35,1	2,7	1,0	-	0,07	0,08
<b>CA.12.02</b>	75,2	22,9	1,0	0,8	-	0,04	0,04
<b>BB.08.20</b>	69,8	26,5	2,3	1,2	-	0,08	0,09
<b>BB.08.21</b>	69,5	26,6	1,2	2,7	-	0,04	0,05
<b>BB.08.52</b>	83,2	15,4	0,7	0,7	Pl	0,04	0,05
<b>BB.08.19</b>	83,5	15,3	0,6	0,6	-	0,04	0,04
<b>BB.08.76</b>	-	-	-	-	-		
<b>BB.12.04*</b>	71,9	24	3,5	0,5	-	0,13	0,15
<b>Lherzolites Protogranulars</b>							
<b>BB.08.105</b>	61,6	30,9	5,2	2,1	-	0,14	0,17
<b>SD.12.02</b>	65,1	25,2	7,2	1,0	-	0,22	0,29
<b>BB.12.01</b>	60,8	26,4	10,6	2,0	-	0,29	0,40
<b>BB.08.12</b>	62,7	26,9	9,6	0,7	-	0,26	0,36
<b>BB.08.101</b>	64,1	27,6	7,3	0,9	-	0,21	0,26
<b>BB.08.100</b>	57,0	31,6	8,9	2,3	-	0,22	0,28
<b>BB.08.98</b>	54,1	27,9	13,4	4,5	-	0,32	0,48
<b>BB.08.67</b>	51,6	38,4	7,1	2,4	-	0,16	0,18
<b>BB.08.90</b>	-	-	-	-	-		

Taula 7.1. Litologia, microestructures i composició modal dels minerals principals i accessoris dels xenòlits de la Zona Volcànica Catalana. Abreujacions dels minerals segons Kretz (1983).

\*Microestructura tipus tabular

<b>Lherzolites Protogranulars- Porfiroclàstiques</b>							
<b>BB.12.07</b>	43,9	33,3	20,9	1,7	-	0,39	0,63
<b>BB.08.83</b>	84,3	6,9	7,7	1,0	-	0,53	1,12
<b>BB.12.13</b>	62,5	22,7	11,1	3,5	Am	0,33	0,49
<b>BB.08.18</b>	51,9	32,4	11,7	3,9	Pl	0,27	0,36
<b>BB.08.56</b>	51,0	39,5	7,4	2,1	Pl	0,16	0,19
<b>BB.08.83B</b>	76,0	16,8	6,8	0,3	-	0,29	0,40
<b>BB.08.59</b>	46,8	40,3	9,3	3,4	Am	0,19	0,23
<b>BB.08.85</b>	-	-	-	-	Pl	-	-
<b>SC.11.33</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>BB.08.35</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>Lherzolites Porfiroclàstiques</b>							
<b>BB.08.33</b>	48,4	41,8	7,6	2,0	-	0,15	0,18
<b>BB.12.05</b>	51,8	31,9	12,6	3,5	-	0,28	0,39
<b>BB.08.80</b>	57,5	28,4	8,7	5,3	-	0,23	0,31
<b>SC.11.49</b>	46,5	35,1	15,7	2,7	Pl	0,31	0,45
<b>CA.12.03</b>	56,6	26,9	12,9	3,5	-	0,32	0,48
<b>SC.11.52</b>	51,3	32,7	7,8	8,2	Am	0,19	0,24
<b>BB.08.97</b>	61,8	16,6	17,2	4,2	Am	0,51	1,04
<b>SC.11.16</b>	52,3	29,6	14,0	3,9	-	0,32	0,47
<b>SC.11.05</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>SC.11.09</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>SC.11.39</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>BB.08.48</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>SC.11.51</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>SC.11.01</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>SC.11.65</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>BB.08.49</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>Lherzolites Equigranulars</b>							
<b>SC.11.58</b>	58,7	20,5	17,8	2,9	Am	0,46	0,87
<b>BB.08.16</b>	67,1	18,3	12,1	2,4	-	0,40	0,66
<b>BB.08.38</b>	52,3	31,4	12,7	3,6	-	0,29	0,40
<b>BB.08.54</b>	51,1	34,8	12,6	1,3	Am	0,27	0,36
<b>BB.08.57*</b>	42,1	36,8	17,1	4,1	-	0,32	0,46
<b>SC.11.54</b>	62,4	20,0	14,7	2,8	-	0,42	0,74
<b>BB.08.24</b>	-	-	-	-	Pl, Am	-	-
<b>SC.11.47</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>SC.11.67A</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>SC.11.02</b>	-	-	-	-	-	-	-
<b>SC.11.41</b>	-	-	-	-	Pl, Am	-	-
<b>SC.11.55</b>	-	-	-	-	Pl, Am	-	-
<b>SC.11.06</b>	-	-	-	-	-	-	-

Taula 7.1. continuació.

Mostra	Litologia i Microestructura	% sulfurs	Abundància				Paragènesis mineralògica			
			Tipus 1	Tipus 2	Tipus 3	Tipus 4	Tipus 1	Tipus 2	Tipus 3	Tipus 4
CA.12.02	H <sub>z</sub> Pg	0	0	0	0	4	-	-	mss2- po mss2	po- mss2
BB.08.20	H <sub>z</sub> Pg	0,3	13	2	7	32	-	-	mss2	-
BB.12.02	H <sub>z</sub> Pg	0,1	0	0	3	0	-	-	-	-
BB.12.03	H <sub>z</sub> Pg	0,1	1	0	3	2	-	-	py	-
BB.12.04	H <sub>z</sub> Tab	0,1	1	5	5	5	mss1- iss (Ol)	-	py	iss- vl iss- ccp- mss2
BB.12.09	H <sub>z</sub> Pg	0	6	2	2	7	mss1- mss2 (Ol)	-	-	-
BB.08.98	Lhz Pg	0,1	13	12	14	85	mss1 (Opx)	mss2	-	mss2 (SrCpx)
BB.08.101	Lhz Pg	0,5	11	26	5	41	-	-	mss2	mss2- po
BB.12.01	Lhz Pg	0	1	1	5	12	mss1- iss (ccp)- mss2 (Ol)	-	mss2- cbn? mss2- pn pn	mss2- pn- iss
BB.08.18	Lhz Pg- Pc	0,9	36	68	42	53	mss1- po (Cpx) mss1	-	-	-
BB.08.97	Lhz Pc	1,1	42	33	181	153	mss1- mss2 (Cpx) mss1- ccp (Cpx)	-	-	-
CA.12.03	Lhz Pc	0,4	55	33	125	176	mss1 (Opx, Cpx, Ol) mss1- mss2 (Opx) iss (cbn)- mss1 (Ol)	-	mss1- iss mss1	mss1
SC.11.16	Lhz Pc	1,9	62	37	733	203	iss (ccp)- pn (Ol) cbn- iss (hc)- mss1 (Ol) pn (Opx) mss2(Spl)	-	pn- po pn- iss (ccp) ccp	mss1- pn
SC.11.49	Lhz Pc	1,3	17	10	23	353	mss1- mss2 (Opx) mss2 (Opx) mss2- ccp (Cpx) mss2- po (Ol)	-	po- mss1 mss2- ccp mss2- bn iss (ccp)- bn	mss2- ccp (SrCpx) pn- po pn- bn
SC.11.52	Lhz Pc	1,1	42	41	31	10	mss2- po (Opx) mss2 (Opx) mss1- mss2 (Cpx)	-	mss1	mss2
BB.08.57	Lhz Eg	0,5	5	7	8	1	mss1	mss2	mss1- po	pn- mss2
BB.08.54	Lhz Eg	-	-	-	-	-	mss1- cbn? (Px, Ol) mss1 (Px)	-	-	mss2
BB.12.17	Wb Pg	0	1	5	5	3	-	-	po	-

Taula 7.2. Abundància modal, número de grans de sulfurs i paragènesis mineralògiques per mostra classificats per tipus. Abreviacions dels minerals segons Kretz (1983).



## QUÍMICA MINERAL D'ELEMENTS MAJORS

En aquest capítol es presenta l'estudi de la química mineral de les diferents fases que s'han identificat en les peridotites i piroxenites. S'han analitzat les fases en dinou lherzolites, vuit harzburgites i dues websterites. Entre les lherzolites, n'hi ha quatre protogranulars, quatre transicionals protogranular-porfiroclàstica, deu porfiroclàstiques i cinc equigranulars. Set harzburgites són protogranulars i una protogranular tabular. Les dues websterites són protogranulars.

En l'estudi de les quatre fases principals (olivina, ortopiroxè, clinopiroxè i espinel·la) s'han considerat a més els anàlisis anteriorment realitzats per [Galán et al. \(2008 i 2011\)](#), representats com a camps en els diagrames. En el cas de les lherzolites, els símbols són diferents per a cadascun dels tipus microestructurals. D'aquesta manera es podrà avaluar si hi ha diferències químiques entre les diferents microestructures. A més, les lherzolites de Sant Corneli es distingeixen amb un símbol amb la vora negra.

En el cas dels minerals que es troben en les corones entorn d'epinel·la, amfibol i ortopiroxè es tractaran detalladament en l'apartat 8.10.

### 8.1 Olivina

Els anàlisis realitzats es representen en la [taula 8.1](#), separats pels diferents tipus litològics i microestructurals identificats. Com es va observar que els cristalls d'olivina, ja siguin tipus 1 (principal), 2 (neocristalls) i 3 (inclusions en ortopiroxè i espinel·la) tenen una composició similar per a una mateixa mostra ([Taula 8.1](#)), es representen amb el mateix símbol en els diagrames de les [figures 8.1 i 8.2](#).

L'olivina en les peridotites té un contingut en fosterita que augmenta de lherzolites ( $Fe_{89-91}$ ) a les harzburgites ( $Fe_{90-92}$ ) ([Taula 8.1](#); [Fig.8.1](#)). Les mostres pont entre els dos tipus de peridotites:

BB.08.105 i BB.12.09, una lherzolita i una harzburgita, respectivament, tenen una quantitat modal de clinopiroxè molt pròxima al límit de la classificació modal: un 5,2% en la primera i un 4% en la segona. Es destaca el xenòlit compost BB.08.83b, format per una banda de lherzolita pobre en clinopiroxè i una banda més piroxenítica, que mostra un contingut en Fo de l'olivina comparable en les dues zones, amb valors similars als de les harzburgites (Fig.8.1). Finalment, l'olivina de les websterites té valors en fosterita (90,7- 91,5%) també comparables als de les harzburgites.

Els continguts en Ni, Cr i Ca (Fig.8.1) es projecten dispersos respecte al %Fo, mentre que la correlació Cr vs. %Fo mostra una certa correlació positiva, amb valors en Cr més elevats, en general, per l'olivina de les harzburgites. En la figura 8.1 es pot observar que en comparació amb les mostres estudiades prèviament (Oliveras, 2009; Galán et al., 2008; 2011) no hi ha diferències importants per a l'olivina de les lherzolites, però en el cas de les harzburgites, els valors de Fo dels xenòlits nous estan entre els més elevats. També són més elevats els continguts en Ni, Cr i Ca. Pel que fa a les websterites, el contingut en Fo de l'olivina en una websterita estudiada anteriorment (Oliveras, 2009) és molt més baix que els mesurats en les websterites noves (Fig.8.1).

Tenint en compte totes les dades, s'observa que els continguts en Fo més baixos corresponent a lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars de Sant Corneli.

Pel que fa a l'olivina tipus 5, dins de la microbanda de gabrenorita (lherzolita equigranular BB.08.38), és lleugerament més rica en Fo (91,4%) que l'olivina de la lherzolita (90,1%) (Taula 8.1). En una microvena amb vidre a la harzburgita BB.08.52 (Taula 8.1), el contingut en fosterita de l'olivina és inferior (73,1%) que el de l'olivina en la harzburgita (91,7%).

La figura 8.2 il·lustra que el contingut en Fo vs. la moda de l'olivina es mostra dispers, al voltant de la tendència de les peridotites oceàniques de Boyd (1989) i de les lherzolites fanerozoiques. Les harzburgites es troben entre els dos camps de les lherzolites fanerozoiques i les proterozoiques.

## 8.2 Ortopiroxè

Els valors de les anàlisis dels diferents cristalls d'ortopiroxè es mostren en la [taula 8.2](#). Els neoblasts i porfiroclasts (tipus 1 i 2, respectivament) analitzats en lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars, es tractaran de manera conjunta en a la projecció, ja que mostren una composició molt semblant.

Aquests piroxens s'han classificat segons [Morimoto \(1988\)](#), i com s'observa en la [figura 8.3](#) es situen en el domini corresponent a l'enstatita. Hi ha lleugeres diferències en el contingut en elements com l'Al [ $>0,10$  àtoms formula unitat (afu)] i el Cr ( $>0,01$  afu) ([Taula 8.2](#)). Així, en les harzburgites i les websterites, l'enstatita és majoritàriament cromífera, i en les lherzolites és alumínica o cromífer-alumínica. El component wollastonita mostra els valors més baixos en les lherzolites ( $Wo_{1-3}$ ), com el rang del component enstatita (87,8- 89,3%), mentre que en les harzburgites l'enstatita varia de 88,4 a 90,1%. L'ortopiroxè de les websterites es situa entre el de les lherzolites menys fèrtils pel que fa al #Mg ( $Mg/[Mg+Fe_{tot}] * 100$  afu) ([Fig.8.4](#)).

Els valors de #Mg i #Cr ( $Cr/[Cr+Al_t] * 100$  afu) en l'ortopiroxè augmenten de les peridotites més fèrtils a les més refractàries ([Taula 8.2](#)). En les lherzolites els valors de #Mg i #Cr es troben entre un 89,5 i 91,2% i entre 3,1 i 10% respectivament; en el cas de les harzburgites els valors de #Mg es situen entre 91,2 i 92,2% i entre 13,2 a 19,2% pel #Cr. Els valors de #Mg en els dos tipus de peridotites es solapen lleugerament, igual que els de Fo en l'olivina, amb la lherzolita BB.08.105 i la harzburgita BB.12.09 a cavall entre els dos tipus. Els valors de #Mg de les dues websterites es situen entre els dos tipus de peridotites (90,7- 90,8%), però el #Cr en una d'elles (BB.08.17) mostra el valor més elevat (19,3%) en els xenòlits estudiats, comparable al de les harzburgites.

En la [figura 8.4](#) es pot observar que els continguts en Ti,  $Al_t$  i Na, encara que mostren dispersió, es correlacionen negativament, en general, amb el #Mg, tot al contrari que els valors de Cr, Ca i Si, que es correlacionen positivament amb el #Mg. Aquestes tendències serien coherents amb un procés d'empobriment per fusió parcial, però hi ha algunes excepcions. Així, en la [figura 8.4c](#), es mostra que l'ortopiroxè d'una lherzolita porfiroclàstica (SC.11.16) i d'una harzburgita (BB.12.04) tenen els valors més elevats en Ca (afu). D'altra banda, el #Mg de l'ortopiroxè del xenòlit compost de lherzolita i piroxenita (BB.08.83b) es situa en el camp de les harzburgites, com en el cas de l'olivina.



També es va analitzar una lamel·la d'ortopiroxè (tipus 3) en un cristall de clinopiroxè (CA.12.03) i es va comprovar que l'anàlisi està enriquida en Ti, Ca i Na i empobrida en Si i #Mg respecte els cristalls principals de la mostra. La presència d'exsolucions de clinopiroxè± espinel·la en alguns cristalls tipus 1 indicaria que la composició més primitiva d'aquest ortopiroxè era més rica en el component diòxid i en Al. En un intent de mesurar aquesta concentració inicial es van fer anàlisis en algunes mostres, utilitzant un feix d'electrons de 50 µm (Taula 8.2). Es pot veure que el contingut mitjà en Ca, Al, Cr, Na i Ti (Fig.8.4) hauria sigut més elevat inicialment. Les composicions de l'ortopiroxè ja desmesclat dels nous xenòlits estudiats són equivalents a les determinades prèviament (Galán et al., 2008, 2011; Oliveras, 2009). En aquests treballs no s'havien aportat composicions pre- desmescla.

Pel que fa a l'ortopiroxè de les websterites (BB.08.06, BB.12.17), mostra una composició diferent a l'estudiada anteriorment (BB.83.04 de Galán et al., 2008). Com ja passava amb l'olivina, l'ortopiroxè d'aquests nous xenòlits tenen valors més alts en #Mg, però el #Cr és semblant (Fig.8.4e).

Respecte a la relació entre la química de l'ortopiroxè i la microestructura dels xenòlits lherzolítics (dades d'aquest estudi i prèvies), no s'observa cap tendència clara, però l'ortopiroxè en les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars té un rang del #Mg menor (89,5- 90,6%) que en les protogranulars (89,6- 91,2%), encara que amb força solapament entre tots els tipus, amb coherència amb la química de l'olivina. També es pot observar (Fig.8.4a) que el contingut en Al és més baix en la majoria de lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars, igual que el del Na. El contingut en Ca també té tendència a disminuir en les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars (Fig.8.4c), amb l'excepció d'un xenòlit (SC.11.16), on el contingut en Ca augmenta. Per ressaltar les diferències entre l'ortopiroxè de lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars respecte de les protogranulars, utilitzaren el diagrama de la figura 8.5, on les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars són tractades conjuntament, incorporant dades prèvies. Aquest diagrama va ser utilitzat per Xu et al. (1998) per veure les diferències dins d'una mateixa mostra (lherzolita porfiroclàstica) entre els porfiroclasts i els neocristalls. En el nostre cas, l'utilitzem per veure si hi ha diferències entre les lherzolites aparentment menys deformades (protogranulars) i les més deformades (porfiroclàstiques i equigranulars). S'observa una gran dispersió, si bé l'ortopiroxè de la majoria de lherzolites protogranulars és més enriquit en Al que el de la majoria de lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars. També es veu com les anàlisis desenfocades,

donen valors molt més elevats en Cr i Al que els valors de l'ortopiroxè desmesclat de la roca i es situen propers als de l'ortopiroxè de les lherzolites protogranulars.

Pel que fa a l'ortopiroxè tipus 4 en la microbanda de gabrenorita de la lherzolita BB.08.38, és enstatita alumínica, igual que l'ortopiroxè de la peridotita, només es diferencien perquè el de la gabrenorita mostra #Cr lleugerament més alt (Taula 8.2).

### 8.3 Clinopiroxè

En la [taula 8.3](#) es presenten les anàlisis dels diferents tipus de clinopiroxè. No es van trobar diferències significatives entre el tipus 1 (en porfiroclasts), 2 (neocristalls) i 3 (lamel·les) en una mateixa mostra i es van representar conjuntament com mitjana en els diagrames utilitzats. Hi ha anàlisis dels cristalls que es troben en les corones de reacció (tipus 4), al voltant de diferents minerals, els quals s'expliquen en detall a l'apartat 8.10.

El clinopiroxè de la microbanda de gabrenorita (tipus 5) es va determinar amb mapes composicionals amb el SEM, però no es disposa d'anàlisis amb la EPMA. Tampoc hi ha anàlisis del tipus 6 en microvenes.

Per a la classificació del clinopiroxè s'ha utilitzat el diagrama de [Morimoto \(1988\)](#), i com s'observa en la [figura 8.6](#), és diòpsid en les lherzolites i en algunes harzburgites, i augita pròxima a diòpsid en les harzburgites i websterites. Segons els seus continguts en diversos elements ([Morimoto, 1988](#)) com l'Al (>0,10 afu), el Cr (>0,01 afu) i el Na (>0,10 afu), podem dir que totes les composicions són cromífer-alumíniques, i en el cas d'algunes lherzolites protogranulars a més són sòdiques ([taula 8.3](#)).

Els valors del #Mg augmenten de les lherzolites a les harzburgites amb valors que es troben entre el 89,1 i el 91,3% i entre el 90,7 i el 93,1%, respectivament. En el cas del #Cr tenen un rang més ampli però segueixen la mateixa tendència que l'anterior, en les lherzolites els valors es situen entre 6,7 i 12,8% i en les harzburgites entre 17,7 i 26,4%. Els continguts de Ti, Al i Na, encara que dispersos, mostren una correlació general negativa amb #Mg ([Fig.8.7a, b, d, e](#)) mentre que la correlació és positiva amb #Cr i Ca ([Fig.8.7c, f](#)). És a dir, les tendències generals són, com en l'ortopiroxè, coherents amb un empobriment per fusió parcial. En la [figura 8.7](#) es pot observar que el #Mg de lherzolites i harzburgites es solapa lleugerament com en les dues

fases anteriors. Per altra banda, el clinopiroxè de les websterites també es projecta dins del camp de les harzburgites, amb valors de #Mg més elevats que en les websterites estudiades anteriorment (Galán et al., 2008; Oliveras, 2009).

També es van analitzar les vores espongiformes dels cristalls de clinopiroxè tipus 1 i 2 en les lherzolites BB.08.101 i BB.08.18. El clinopiroxè en aquestes microestructures de reacció està enriquit en Ca i empobrit en Si, Al i Na (Taula 8.3) respecte al nucli. El #Mg pot augmentar o mantenir-se constant i el #Cr augmenta. És a dir, la composició del clinopiroxè en la vora espongiforme és més refractària que la del nucli. S'ha de ressaltar que la disminució de l'Al<sub>t</sub> es deu a l'empobriment del Al de la posició M1 i no al del Al en la posició tetraèdrica (T) del clinopiroxè (Fig.8.8b). El Ti (Fig.8.8c) té un comportament irregular en aquestes vores. Encara que l'origen d'aquestes microestructures espongiformes, com el d'altres microestructures de reacció, serà abordat en la discussió final, a partir de la comparació entre les composicions del clinopiroxè afectat respecte al no afectat, es pot en deduir que la seva formació estaria en relació amb una disminució del component jadeític del clinopiroxè i per tant, amb una descompressió (Llovet & Galán 2003; Galán et al., 2008).

Pel que fa a la relació entre composició química del clinopiroxè i les microestructures de les lherzolites, els diagrames de la figura 8.7 ens mostren que el clinopiroxè dels diversos tipus es projecten molt dispersos, i que no hi ha una relació clara entre el seu quimisme i la microestructura de la roca. De totes maneres, els valors més baixos d'Al, Na i Cr#, i més alts de Ca, es troben entre el clinopiroxè de les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars, sense correlació amb #Mg. Com en el cas de l'ortopiroxè, s'ha fet anàlisi desenfocades de dos cristalls que donen valors semblants excepte per al Ca i l'Al (M1) que poden ser més elevats respecte els cristalls de clinopiroxè ja desmesclats.

Podem considerar que la composició química del clinopiroxè, com la de l'ortopiroxè, està condicionada per: **(1)** la composició global de la roca; **(2)** els minerals coexistents; i **(3)** per la seva estructura cristal·lina, que es susceptible als canvis de pressió i temperatura (Robinson, 1980). La cel·la del clinopiroxè (Diòpsid- CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) té tres posicions principals [M2(R<sup>2+</sup>)M1(R<sup>2+</sup>)T<sub>2</sub>(2R<sup>4+</sup>)O<sub>6</sub>], les quals poden estar ocupades per diferents cations. La posició M1 (octaèdrica) està principalment ocupada pel Mg, però hi ha cations amb un radi iònic més petit, com l'Al<sup>VI</sup>, Ti<sup>4+</sup>, Cr<sup>3+</sup> i Fe<sup>3+</sup> que també poden situar-s'hi. La posició M2 (cúbica) estaria ocupada

principalment pel Ca (i Na) amb un radi iònic major al del  $\text{Fe}^{2+}$  i Mg que també podrien ocupar aquesta posició. Per últim, el Si és el catió principal en la posició tetraèdrica (T) però pot ser substituït per l'Al, i que esta fortament lligat al comportament de l'Al que es troba en la posició M1; un augment del contingut en Si indicaria un augment de la fusió. Segons els cations que substitueixin als cations principals del clinopiroxè podem determinar algunes de les variables que han influenciat la seva composició. En l'estructura del clinopiroxè es poden donar diferents tipus de substitucions, normalment en parelles, i que estarien afavorides per diferents variables com la pressió i la temperatura. Com es pot veure en la [figura 8.9](#), la substitució parellada més clara és la entrada de l'Al en M1 i del Na en M2 corresponent a la substitució jadeítica (tots dos cations mostren una correlació positiva), que minva de les lherzolites amb microestructures protogranulars a les porfiroclàstiques i les equigranulars ([Fig.8.9a](#)). En concret, les que han patit més la disminució de la substitució jadeítica són les lherzolites de Sant Corneli i Canet d'Adri, juntament amb algunes de les lherzolites equigranulars de la Banya del Boc. Pel que fa a les altres substitucions, els cations implicats mostren força dispersió i sense cap tendència clara referent a les microestructures de les lherzolites. Només en el cas del Ti, tant en front el Na (M2) com l'Al (T) ([Fig.8.9b, c](#)), es veu una correlació positiva que significaria l'operativitat de les substitucions de tipus 2 [Na(M2) i 1/2 Ti (M1)] i de tipus 4 [1/2 Ti (M1) i Al (T)] ([Morimoto, 1988](#)). El component jadeític és fortament dependent de la pressió ([Aoki & Shiba, 1973](#)), ja que al disminuir la pressió la cel·la del clinopiroxè es fa més ampla facilitant l'entrada d'elements amb un radi iònic més gran, com el Ca i el Mg, en el lloc del Na i l'Al respectivament. Per tant, la disminució general del component jadeític en el clinopiroxè de les lherzolites cap a les que mostren una recristal·lització més intensa de gra més fi (porfiroclàstiques i equigranulars) indicaria que la deformació responsable d'aquesta recristal·lització tindria lloc en condicions més superficials ([Fernández-Roig & Galán, 2015](#)). L'operativitat d'aquesta substitució també es manifesta en la projecció de Ca vs. Na ([Matusiak et al., 2010](#)), on les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars tenen el clinopiroxè més pobre en Na i més ric en Ca ([Fig.8.10a](#)). La substitució de tipus 2 també sembla menys efectiva en les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars que en les protogranulars. La correlació entre les microestructures de les lherzolites i la substitució de tipus 4 no és clara.

Finalment, s'observa que la mitjana de les anàlisis desenfocats en el porfiroclast de la lherzolita BB.08.97 es situa en el camp de les lherzolites protogranulars ([Fig.8.9](#)).

## 8.4 Espinel·la

Les mitjanes dels cristalls d'espinel·la analitzats es presenten en la [taula 8.4](#). Es consideren conjuntament les composicions dels cristalls tipus 1, neocristalls (tipus 2), inclusions en silicats (tipus 3) i lamel·les (tipus 4), dins d'una mateixa mostra, ja que no presenten heterogeneïtats importants, excepte en el cas dels cristalls d'espinel·la amb corones de reacció en lherzolites de San Corneli, que estan zonats. Per altra banda, es tracten a part els cristalls que es situen en la microbanda de gabrenorita (BB.08.38) (tipus 5) i en les corones de reacció al voltant de diferents minerals (tipus 6). L'espinel·la s'ha classificat utilitzant els diagrames de la [figura 8.11](#) en la qual, el diagrama triangular ([Fig.8.11a](#)) es correspon a la cara frontal del prisma de [Haggerty \(1995\)](#), on es consideren les variacions entre Al i Cr, i Fe i Mg, mentre que el diagrama binari ([Fig. 8.11b](#)) es correspon amb la base del prisma d'aquest autor.

L'espinel·la és espinel·la sensu stricto ( $MgAl_2O_4$ ) en les lherzolites, mentre que en les harzburgites té una composició intermèdia entre espinel·la sensu stricto i cromita magnesiàna ( $MgCr_2O_4$ ). És a dir, aquesta última té més Cr i  $Fe^{2+}$  en la seva composició que l'espinel·la de les lherzolites. Totes les espinel·les són pobres en  $Fe^{3+}$  ([Fig.8.11a](#)). La tendència que mostra l'espinel·la en els diagrames de la [figura 8.11](#), és la típica tendència Cr-Al de les espinel·les dels xenòlits inclosos en laves alcalines ([Barnes & Roeder, 2001](#)), amb un #Cr variable i continguts baixos de Fe i Ti.

Els valors del #Cr i el #Mg de l'espinel·la es correlacionen generalment de manera inversa ([Fig.8.12](#)): el #Mg augmenta de harzburgites a lherzolites amb valors que es troben entre 66,1 i 76,3% i entre 73,5 i 81% respectivament; tot al contrari que el comportament del #Cr, amb una variació entre 9,6 i 23,8% en lherzolites i entre 39,5 i 54,9% en harzburgites. En els nous xenòlits estudiats es detecta un buit important en el #Cr que desapareix si es consideren tots els xenòlits estudiats fins ara ([Fig.8.12a](#)). La correlació negativa entre aquests dos paràmetres és menys evident en el cas de les lherzolites que es representen separatament en la [figura 8.12b](#). Les lherzolites mostren dues tendències: (1) amb una bona correlació negativa entre un petit grup de lherzolites protogranulars; i (2), amb bona correlació negativa, però amb una pendent major per la majoria de les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars. La tendència (1) es podria correspondre a una fusió parcial, mentre que la tendència (2) que s'observa en les lherzolites aparentment més deformades presenta un #Cr inferior a igual #Mg que en les protogranulars, és

a dir, l'espinel·la es torna més alumínica. Aquest fet es podria explicar per una reequilibri subsolidus amb intercanvi d'Al i Cr entre els piroxens i l'espinel·la al disminuir la T i P (Barnes & Roeder, 2001; Voigt & Handt, 2011), com van considerar Fernández-Roig & Galán (2015). Pel que fa als valors en Ti, en la figura 8.13 s'observa molt dispers en les harzburgites encara que amb continguts baixos, mentre que en el cas de les lherzolites, el contingut en Ti és menys dispers però no mostra cap diferència ni entre els diferents tipus de microestructures. En el cas del xenòlit compost lherzolita- piroxenita (BB.08.83b), l'espinel·la, com en les tres fases minerals anteriors, és més similar a la de les harzburgites.

L'espinel·la de la microbanda gabrenorítica (tipus 5) en la lherzolita BB.08.38 (Fig.8.11, 8.12) té una composició pròxima a la d'aquesta, però es diferencia per un #Cr més baix (6,6, el més baix de tota l'espinel·la) i un #Mg dels més elevats (detall fig.8.12).

La composició de l'espinel·la en les corones de reacció es tracta en la secció 8.10

## 8.5 Amfíbol

En la taula 8.5 s'inclouen les anàlisis de l'amfíbol en les lherzolites BB.12.13, BB.08.54, BB.08.97 i BB.08.24, que es corresponen amb amfíbols càlcics de tipus hastingsita magnesiàna en les mostres BB.08.54, BB.08.97 i BB.08.24 (Fig.8.14a), i hornblenda magnesiàna en la mostra BB.12.13 (Fig.8.14b), nomenclatura segons Leake et al. (1998) i Hawthorne & Oberti (2007). La primera composició és comparable a la del amfíbol estudiat per Oliveras (2009) en una lherzolita prèvia (Fig.8.14) i que va classificar com a amfíbol de tipus disseminat (D) en oposició a l'amfíbol en venes (V), seguint la classificació de Coltorti et al. (2004) (Fig.8.15). Les composicions noves indiquen que el seu contingut en Ti és inclús inferior al considerat per aquest tipus d'amfíbol. L'amfíbol de la mostra BB.12.13 és encara més pobre en Ti i amb valors del #Mg i SiO<sub>2</sub> més elevats, comparable a les composicions dels xenòlits mantèl·lics del Camp de Calatrava (Villaseca et al., 2010). Si tenim en compte la covariació entre Na<sub>2</sub>O i SiO<sub>2</sub> (Fig.8.16), aquest segon tipus d'amfíbol es projecta pròxim al camp dels amfíbols en xenòlits mantèl·lic de zones de subducció, que a més són més pobres en Ti, mentre que l'hastingsita magnesiàna té composicions més típiques de xenòlits en context de intraplaca. En el cas del contingut en Ti, totes les composicions determinades també són més comparables a les de l'amfíbol intersticial trobat a les peridotites del massís de Lherz, allunyades de les venes d'hornblendites, que a l'amfíbol d'aquestes venes que és molt més ric en TiO<sub>2</sub> (> 4%; Zanetti et al., 1996) que el nostre.

Els valors de #Mg de l'amfíbol són lleugerament menors o iguals als del clinopiroxè de la mateixa roca. L'amfíbol de la lherzolita BB.12.13 és la que mostra els valors de #Mg i #Cr més propers al clinopiroxè. #Mg i #Cr pròxims entre el clinopiroxè i l'amfíbol indicarien que la roca s'ha reequilibrat.

### 8.6 Flogopita

Les anàlisis de les miques en les websterites BB.12.17 i BB.08.06 es troben en la [taula 8.6](#), i es corresponen a una mica trioctaèdrica del tipus Flogopita. El #Mg varia del 88,8 al 90,5% ([Taula 8.6](#)) i es correspon al rang de les flogopites mantèl·liques ([McDounoug & Rudnick, 1998](#) en [Downes et al., 2004](#)), però el contingut en TiO<sub>2</sub> és més elevat (5,0-7,3%), més típic de flogopita en venes o disseminada en xenòlits ([Ionov et al., 1997](#)). Aquest contingut en TiO<sub>2</sub> és, tot i això molt inferior al de la flogopita analitzada anteriorment en una websterita (BB.83.04) ([Oliveras, 2009](#)), de la que també es diferencia per valors de #Mg més elevats ([Fig.8.17](#)). Els valors del #Cr (10-11%) són clarament inferiors als del clinopiroxè de la mateixa mostra (21-26%), mentre que els valors de #Mg són lleugerament inferiors. Les flogopites de les dues websterites actuals són comparables a les que [Ionov et al. \(1997\)](#) troba disseminades o en vena en les lherzolites ([Fig.8.17](#)).

La flogopita de totes les websterites es distingeix clarament de la que es va trobar anteriorment en dues harzburgites (BB.10.799, CA.22.04) perquè el contingut en TiO<sub>2</sub> en les últimes és molt més baix i més típic de flogopites mantèl·liques. La comparació amb la flogopita analitzada en xenòlits lherzòlites del Camp Volcànic de Calatrava ens indica que aquestes tenen un contingut en TiO<sub>2</sub> entre la flogopita de les harzburgites i les websterites de la ZVC ([Fig.8.17](#)).

### 8.7 Plagiòclasi

En la [taula 8.7](#) i en la [figura 8.18](#) es mostren les anàlisis corresponents a la plagiòclasi, o vidre de composició equivalent a plagiòclasi, present en les corones formades al voltant de l'espinel·la, així com la plagiòclasi de la microbanda de gabrenorita (BB.08.38) i la d'una microvena basàltica (BB.08.52). La composició en la majoria dels casos és de labradorita. La plagiòclasi en la gabrenorita té el contingut més elevat en An (65,5%). En la microvena basàltica, el contingut en An és 51,4%. La composició de la plagiòclasi en les corones es tracta separatament a la secció 8.10.

## 8.8 Vidre

En la [taula 8.8](#) es troben les anàlisis de vidre de les harzburgites BB.08.52, BB.08.20 i BB.08.19, i de les lherzolites BB.08.18 i BB.08.24. En la lherzolita BB.08.18, el vidre es troba en una dendrita de clinopiroxè espongiforme, mentre que en BB.08.24 és el vidre de les corones entorn a l'amfíbol. El vidre de les corones, es tractarà separatament, com la resta de fases en l'apartat 8.10. En tots les casos els anàlisis no arriben al 100%. Per tant, per poder-los projectar en el diagrama de la [figura 8.19](#) s'han normalitzat.

Com s'observa en el diagrama de la [figura 8.19](#), el vidre provinent de les microvenes té composició de traquiandesita basàltica, andesita i traquidacita. El vidre de la dendrita del clinopiroxè de la mostra BB.08.18 també té composició de traquiandesita basàltica, amb un contingut en àlcals inferior al del vidre anterior. Així doncs, són vidres alcalins en tots els casos, amb una relació  $K_2O/Na_2O$  pròxima a 1, excepte el vidre de la dendrita que té caràcter sòdic (relació  $K_2O/Na_2O$  pròxima a 0). El contingut en  $TiO_2$  també és més elevat en el cas de les microvenes (2,67- 3,82%) que en la dendrita del clinopiroxè (0,21%). El paràmetre #Mg varia entre 39 i 65%.

L'existència d'aquests vidres va ser relacionada amb el tipus de fos que percola per el MSCL i el metasomatisme. [Coltorti et al. \(2000\)](#) van proposar el diagrama de la [figura 8.20](#), per deduir la naturalesa d'aquest fos a partir de la composició dels vidres. Es pot veure que el vidre de les microvenes en les harzburgites es situa en el camp del metasomatisme causat per foses alcalins sòdics, mentre que el vidre de la dendrita del clinopiroxè espongiforme es correspondria amb un metasomatisme carbonatític. Això ens planteja la qüestió de si hi ha diferents tipus de metasomatisme, i que intentarem discutir més endavant en profunditat.

## 8.9 Correlacions entre la composició química de les fases minerals en les peridotites

La variació general en la composició química d'elements majors en les diferents fases principals està en relació amb el grau de fertilitat de les peridotites, si bé també s'ha demostrat anteriorment que també estaria condicionada per el grau de recristal·lització en condicions subsolidus, principalment en el cas de les lherzolites. La [figura 8.21](#) mostra com la relació  $Cpx/Cpx+Opx$  de les peridotites estudiades disminueix força i gradualment amb el #Cr de l'espinel·la. La primera variable disminueix i la segona augmenta amb el grau de fusió ([Arai,](#)



1994). Dos dels xenòlits es remarquen: una lherzolita porfiroclàstica amb amfíbol que té una relació  $Cpx/(Cpx+Opx)$  molt més elevada que la resta (BB.08.97) i el xenòlit compost de lherzolita- piroxenita BB.08.83b amb una relació  $Cpx/(Cpx+Opx)$  molt elevada per al valor de #Cr de la seva espinel·la.

Les correlacions entre el #Mg dels silicats (Fig.8.22) són positives en general, però negatives amb l'epinel·la, com ja es va observar prèviament (Oliveras, 2009). Ara bé, la dispersió també és notable en alguns casos, especialment entre les lherzolites. El #Mg de l'olivina és menor que el dels dos piroxens, mentre que #Mg d'aquests són comparables. Només en el cas de l'olivina i l'ortopiroxè s'observa una relació positiva molt lineal i poca dispersió de les mostres.

Per altra banda, les relacions de #Cr entre piroxens i entre piroxens i espinel·la (Fig.8.23) mostren una bona correlació positiva, amb un buit composicional entre les lherzolites i les harzburgites.

Les fases de les websterites noves es projecten en les tendències generals que defineixen les peridotites o molt pròximes, però en la majoria dels diagrames estan més properes a les harzburgites que a les lherzolites i es diferencien clarament de la websterita estudiada prèviament per Galán et al. (2008) i Oliveras (2009). Aquesta última té composicions més diferenciades, especialment pel #Mg.

Pel que fa a la química mineral de lherzolites amb diferents microestructures, no es veu diferència entre els diferents tipus, però en el cas del #Mg del ortopiroxè i l'olivina, les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars mostren els valors més baixos (Fig.8.22b). També en els diagrames de variació del #Cr (Fig. 8.23), les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars tenen els valors més baixos, encara que hi ha un solapament important amb les protogranulars. No obstant, en la figura 8.22e, (en el mateix cas que en les espinel·les en la figura 8.12) s'observa com hi ha dues tendències diferents: d'una banda, Fo de l'olivina i #Mg de l'epinel·la defineixen una correlació negativa (1), típica d'un empobriment per fusió parcial; i d'altra banda, aquests dos paràmetres es correlacionen positivament (2) entre algunes lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars. Aquesta segona tendència podria estar relacionada amb una reequilibració subsolidus durant la recristal·lització d'aquestes roques.

Les relacions entre el #Mg de l'olivina i el #Cr de l'espinel·la van ser utilitzades per [Arai \(1994\)](#) per definir el context tectònic de les peridotites amb espinel·la, tant en xenòlits com en massissos peridotítics. Segons aquest autor, el #Cr de l'espinel·la creix ràpidament amb l'augment del #Mg o fosterita de l'olivina, i la relació  $Cpx/(Cpx+Opx)$  decreix cap a les roques més refractàries ([Fig.8.21](#)). Totes les mostres peridotítics ([Fig.8.24](#)), tant les del present estudi com les de [Galán et al. \(2008, 2011\)](#) i [Oliveras \(2009\)](#), es situen dins del camp OSMA (Olivine-Spinel Mantle Array en anglès). Les lherzolites, totes amb #Cr < 20%, es situen pròximes al mantell tipus MORB i dins de la intersecció entre els camps de peridotites abissals i de marge passiu. Pel que fa a les harzburgites, es situen en la intersecció entre el camp de les peridotites abissals i les de zones de subducció, amb valors de #Cr d'entre 40 i 60%. En aquest diagrama, [Arai \(1994\)](#) defineix una trajectòria de fusió parcial per a les lherzolites amb espinel·la que és comparable a la definida per les peridotites de la ZVC. Segons aquesta trajectòria, les lherzolites estudiades serien el resultat d'una fusió menor del 10%, mentre que la majoria de les harzburgites es correspondrien amb una fusió entre el 15 i el 30%. El buit que s'observa entre les dues peridotites podria explicar-se per un comportament més compatible del Cr amb l'espinel·la al augmentar el grau de fusió ([Hellebrand et al., 2001](#)) o bé perquè l'història de fusió de les dues peridotites sigui diferent ([Bianchini et al., 2007](#); [Riches & Rogers, 2011](#)). Finalment, en aquest diagrama, es pot veure que les lherzolites de la ZVC es superposen amb les del Camp Volcànic de Calatrava ([Villaseca et al., 2010](#)).

#### **8.10. Química mineral de les corones al voltant de l'espinel·la, l'amfíbol i l'ortopiroxè.**

Les anàlisis dels minerals producte en les microestructures de reacció de les corones es presenten en les taules corresponents a cadascun dels minerals ([taules 8.1, 8.2, 8.3, 8.4, 8.7 i 8.8](#)). En aquest apartat es tractaran les composicions dels minerals descrits en l'apartat 7.4 del capítol anterior.

##### **8.10.1. Corona entorn a l'ortopiroxè (lherzolita BB.08.18)**

L'olivina de la corona (tipus 4) té valors de Fo entorn a 91,3%, més elevats que en l'olivina tipus 1 de la lherzolita ([Fig.8.25a](#)). Els cristalls d'ortopiroxè analitzats dins de la corona i els blindats per clinopiroxè tenen una composició semblant a la de l'ortopiroxè primari, el que reforça la hipòtesis del seu origen relict. El clinopiroxè és augita, pròxima a diòpsid, amb valors de #Mg i #Cr més elevats que el del clinopiroxè principal incloses les composicions de les zones

espongiformes. També es diferencien perquè el de la corona té concentracions inferiors en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig.8.25b) i  $\text{Na}_2\text{O}$ . El contingut en  $\text{Na}_2\text{O}$  és comparable al de les vores espongiformes, però aquest clinopiroxè (tipus 4) es diferencia perquè el  $\text{CaO}$  és més baix que en les vores del clinopiroxè espongiforme (Fig.8.25c). El contingut en Ti és molt variable, amb valors més alts i més baixos que en el clinopiroxè principal de la roca (Taula 8.3). Pel que fa a l'espinel·la, la seva composició estaria entre espinel·la s.s. i cromita magnesiàna, amb #Mg= 67,5% i #Cr= 34,4%, és a dir, més rica en Cr que la principal (Fig.8.25d). Els micròlits de plagiòclasi de la vora de la corona tenen un contingut en An de 50 a 52,5%.

### **8.10.2 Corona entorn a l'espinel·la**

#### **1. Lherzolita BB.08.18**

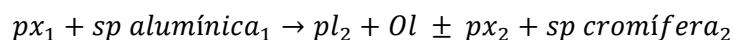
En la descripció detallada d'aquesta corona es van mencionar les fases següents: olivina+ clinopiroxè+ plagiòclasi+ espinel·la+ ilmenita(?) + vidre?. Com en la corona anterior, l'olivina (tipus 4) i el clinopiroxè (tipus 4) tenen un contingut en fosterita i #Mg respectivament, més elevat que el dels minerals del xenòlit, vores espongiformes incloses (Fig.8.25a, b). El clinopiroxè és del tipus augita pròxima a diòpsid, amb valors de #Mg de 91,0 a 92,0%, i també amb un contingut en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  i  $\text{Na}_2\text{O}$  inferior al clinopiroxè de la peridotita (Fig.8.25b, c). La relació  $\text{Al}(\text{M1})/\text{Al}(\text{T})$  també és més petita. L'espinel·la tipus 6 té valors més elevats en #Cr i menors en #Mg (Fig.8.25d), amb composicions entre espinel·la s.s. i cromita magnesiàna. El valor d'An en els micròlits de plagiòclasi és de 54,5 (Fig.8.18). La fase intersticial a la vora de l'espinel·la que reacciona (tipus 1) i englobant les altres fases té també composició de plagiòclasi amb An entre 65,5 i 53,8%, respectivament (Taula 8.7). Aquesta fase podria ser vítria, és a dir, hi hauria parts de la corona on el fos de plagiòclasi no hauria tingut temps de cristal·litzar. Com que aquesta fase es troba cap a l'interior de la corona, la reacció progressaria de fora a dins.

Les composicions de les fases de les dues corones descrites en aquesta mostra són comparables, per tant, és molt possible que la primera corona entorn a l'ortopiroxè sigui equivalent a la segona, però sense l'espinel·la reaccionant, és a dir, que ja s'hauria consumit. Això seria coherent amb el fet que altres cristalls d'ortopiroxè (tipus 1) en aquesta lherzolita no mostrin corones de reacció excepte en contacte amb la lava encaixant.

#### **2. Lherzolita SC.11.49**

Els minerals que formen la corona de l'espinel·la de la mostra SC.11.49 són: olivina+ clinopiroxè+ espinel·la més cromífera+ plagiòclasi+ ortosa o sanidina. Al contrari que en les corones de la lherzolita anterior, en aquest cas, l'espinel·la que reacciona està zonada (Fig.7.10a) on el nucli té valors lleugerament més elevat de #Cr i #Mg i més  $Fe^{3+}$  (Taula 8.4). L'olivina de la corona (Fo: 89,1%) mostra pocs canvis en la seva composició respecte els cristalls principals (tipus 1 i 2), només augmenta la quantitat de CaO (Fig.8.25a) i  $Cr_2O_3$ , aquest últim amb continguts variables (0- 0,32% en pes). El clinopiroxè és augita pròxima a diòpsid, amb #Mg, #Cr i  $TiO_2$  (Fig.8.26) més elevats i menys  $Al_2O_3$ , CaO i  $Na_2O$  que el principal de la peridotita (Fig.8.25b, c). L'espinel·la de la corona té valors més elevats en el #Cr i més baixos en el #Mg que l'espinel·la de la roca (Fig.8.25d), amb un gap composicional important entre les dues, i que no es detecta en la mostra anterior: és cromita magnesiàna, més rica en  $TiO_2$  (4,65% en pes) que la de la roca. Finalment, en aquesta corona s'identifiquen dues fases intersticials entre els minerals màfics, la composició de les quals es correspon amb plagiòclasi (An 45-49 ) i ortosa (Or 45-52) (Fig.8.18). Aquestes fases podrien ser vidre però no mostren textura vesicular.

El fet de que en les corones entorn a l'espinel·la, l'espinel·la secundària (tipus 6 en aquest estudi) mostri valors més elevats en #Cr i menors en #Mg que la principal (tipus 1-2), i que el clinopiroxè secundari (tipus 4) tingui valors de #Mg més elevats, així com valors més baixos en Al i Na respecte al tipus principal de la roca (tipus 1), s'explicaria per la seva coexistència amb plagiòclasi, com ha estat observat en altres exemples (Rampone et al., 1993). Aquestes corones representarien doncs la transició entre el domini d'estabilitat de les lherzolites amb espinel·la i les lherzolites amb plagiòclasi. La reacció operativa podria ser (Rampone et al., 1993):



### 8.10.3 Corones al voltant de l'amfíbol

#### 1. Lherzolita BB.08.24

Les corones formades al voltant de l'amfíbol de la mostra BB.08.24 tenen la següent paragènesis mineralògica: clinopiroxè+ olivina+ espinel·la+ vidre. L'olivina de la corona (tipus 4) té major contingut en Fo (#Mg: 92%) que l'olivina principal de la roca (Fig.8.25a). El clinopiroxè (tipus 4) és majoritàriament diòpsid però es van trobar dos anàlisis amb composició de wollastonita pobre en  $SiO_2$  i rica en  $Al_2O_3$  (Fig.8.25b). El seu contingut en Ti és elevat i variable ( $TiO_2$ : 1,20-

3,5%) com també ho és el #Mg (87,0-91,0%) i el #Cr (9,0-18,5%). Aquesta variació es pot trobar dins d'una mateixa corona, el que ens indica que aquesta fase no està en equilibri. Es va observar que els cristalls de clinopiroxè 4 pròxims a l'amfibol reactant, tenen un valor del #Mg comparable al d'aquest, mentre que el contingut en Ti és superior. Per contra, els cristalls més allunyats en contacte amb l'ortopiroxè que reacciona, tenen #Mg superiors, inclòs al principal de la roca, i valors de Ti més baixos, però superiors al clinopiroxè principal de la lherzolita (Fig.8.26). En general, les composicions del clinopiroxè 4 són més pobres en Na, i riques en Cr, Ti i Al que les del clinopiroxè principal de la lherzolita (Fig.8.25b). L'espinel·la de la corona (tipus 6) té valors del #Cr més elevats i menors en #Mg (Fig.8.25d) que els de l'espinel·la principal (tipus 1), entre espinela s.s. i cromita magnesiàna. Pel que fa a la fase intersticial, és una fase silicatada amb continguts elevats en Ti, Fe i Mg, a més de en Ca, Al, Na i rarament en K (Taula 8.8), raó per la qual correspondria a un vidre (que a més és porós) i no pas a una plagiòclasi. Aquests vidres són equivalents a traquibasalt, andesita basàltica i a una dacita en el diagrama TAS (Fig.8.19). El vidre equivalent a dacita es troba en el "patch" pròxim a l'ortopiroxè reactant. EL fet de que sigui molt més ric en SiO<sub>2</sub>, implicaria que l'ortopiroxè també s'està fonent. En el diagrama de la figura 8.20, la composició d'aquests vidres es projecta en la zona I, en relació amb un metasomatisme carbonatíctic (Coltorti et al., 2000).

### 8.11 Sulfurs de Fe-Ni-Cu

Les anàlisis químiques realitzades en els sulfurs es mostren en la taula 8.9. Per a valors semblants dins del mateix gra, s'ha fet la mitjana (es representa en mitjanes). Es va intentar analitzar els sulfurs dels 18 xenòlits estudiats, però en alguns casos les anàlisis surten contaminades a causa de la seva mida petita. Per aquesta raó, no hi ha anàlisis quantitatius de sulfurs en les harzburgites ni en la websterita, així com tampoc s'ha obtingut bons resultats en les anàlisis dels sulfurs de tipus 2. Les anàlisis representades en els diagrames i en la taula corresponen a nou lherzolites amb microestructures diferents.

#### ***Solucions sòlides monosulfúriques (mss)***

Aquestes dues fases (mss1: [Fe,Ni]<sub>7</sub>S<sub>8</sub> i mss2: (Fe,Ni)<sub>9</sub>S<sub>10</sub>) són el resultat de la descomposició a baixa temperatura de la solució sòlida monosulfúrica (MSS) (Craig, 1973). Són les fases més freqüents en les peridotites analitzades: s'han identificat en totes les mostres i en els tres tipus de sulfurs analitzats. Mss1 és més pobre en Ni que mss2, amb una relació M/S entre 0,80- 0,90,

mentre que mss2 té una relació M (metall)/S entre el 0,95 i el 1,10, si bé la majoria està entre 1,0 i 1,1 (Fig.8.27). Els límits es van establir segons Guo et al. (1999). Per  $M/S > 1,1$  i una composició semblant es va classificar la fase com pentlandita (Guo et al., 1999), si bé a causa de la imprecisió analítica la separació no sempre és realista (Galán et al., 2016). Dues anàlisis que es projecten a cavall entre mss1 i mss2 podrien ser equivalents a una MSS no desmesclada (Fig.8.27). La mss1 seria equivalent al sulfur monoclínic ( $Fe_7S_8$ ) mentre que la mss2 ho seria al hexagonal ( $Fe_9S_{10}$ ). Els valors en Ni i Fe en mss1 i mss2 són variables:  $Ni/Fe < 0,56$  per a mss1 i major per a mss2 (0,46- 1,22). Els valors de Cu són comparables en les dues fases (0,0- 1,11%) i els de Co també o lleugerament superiors en mss2 (0,24- 0,43% en mss2 i 0,18- 0,33% en mss1). La figura 8.27 mostra que les composicions analitzades d'aquestes fases són en general semblants a les d'estudis anteriors (Cruz et al., 2014; Galán et al., 2016) i diferents dels tipus mss1 i mss2 determinats per Szabó & Bodnar (1995) i Shaw (1997) en altres xenòlits de la placa europea. Mss2 és més rica en Ni en els xenòlits de la ZVC (Fig.8.27b), amb una relació M/S pròxima a pentlandita excepte dues anàlisis tipus 3 i tipus 4 de la mostra SC.11.16 que és l'inrevés (Fig.8.27a,b). El que no s'observa en les últimes anàlisis és l'enriquiment en Ni que presenta mss1 en els sulfurs de tipus 4 (Galán et al., 2016).

### ***Pentlandita***

La pentlandita  $[(Ni,Fe)_9S_8]$  s'ha identificat en els tres tipus diferents de sulfurs analitzats. Els valors de Ni es troben entre 28,7 i 34,9% en pes, i els de Fe entre 30,6 i 33,6% en pes. Els valors de Cu són inferiors a 1 (0,92- 0,01% en pes) excepte en dues de les mostres on els valors en Cu són anòmals (BB.12.01 amb Cu: 3,5% i SC.11.49 amb Cu: 1,17%). Els valors de Co per aquesta fase són iguals o majors que per a mss2 (0,20- 0,67%).

### ***Pirrotina***

S'ha trobat pirrotina  $[(Fe,Ni)_{0,8-1}S]$  en sulfurs de tipus 1, 3 i 4 en totes les mostres. Es distingeix de mss1 perquè el contingut en Ni és  $< 5\%$ . Les anàlisis donen una relació M/S entre 0,87 i 1,02 i tant sols en una d'elles es troben valors anòmals de Cu (4,13% en pes).

### ***Sulfurs rics en Cu***

Es van analitzar composicions tipus solució intermèdia de Cu (iss), calcopirita (ccp:  $\text{CuFeS}_2$ ), cubanita (cb:  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ ), haycockita (hc:  $\text{C}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$ ) i bornita (bn:  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ). S'ha de dir que en algunes anàlisis la distinció entre iss, calcopirita, cubanita i haycockita no és clara i en la [taula 8.9](#) es va posar doble nomenclatura.

La iss o iss- ccp, iss- cb, iss- hc s'ha identificat en els 3 tipus de sulfurs analitzats. Mostren un contingut en Cu entre 26,2 i 31,6%. Els continguts en S i Ni són bastant constants, excepte per una de les mostres on el Ni té valors elevats (7,67%).

La calcopirita s'ha identificat bé en 3 mostres, en grans del tipus 1 en clinopiroxè i intragranulars. La relació Cu/Fe es troba lleugerament per sota de 1 i la relació M/S entre 0,94 i 1,01. En altres l'estequiometria de l'anàlisi està a cavall amb iss.

Totes les anàlisis de cubanita tenen també una estequiometria a cavall amb iss ([Taula 8.9](#)). S'han analitzat en sulfur tipus 1 en olivina.

Una anàlisi entre iss i haycockita només es va fer en un sulfur de tipus 1 en clinopiroxè d'una mostra. No es va representar a la [taula 8.9](#) perquè el total és una mica baix.

La bornita només s'ha trobat com en sulfurs tipus 3 i 4 en una de les mostres analitzades (SC.11.49).

Tots els sulfurs rics en Cu es van projectar a la [figura 8.28](#) que mostra les relacions de fase en el sistema S-Fe-Cu a 600 °C ([Cabri, 1973](#)). Es pot veure que la majoria de composicions al centre del diagrama es projecten una mica per damunt de domini iss, properes als pols de ccp i cb, molt possiblement perquè aquestes dues últimes fases esdevenen de la descomposició de iss a menor temperatura (< 557 °C; [Sugaki et al., 1975](#)).

### ***Composicions químiques globals dels sulfurs***

A més de les anàlisis químiques puntuals també s'ha intentat fer una estimació de la composició global d'alguns grans polifàsics. Per això s'han fet les anàlisis amb el feix d'electrons desenfocat per intentar analitzar la major superfície possible del gra. Depenent de la mida del cristall, el feix d'electrons s'ha desenfocat entre 2 i 30  $\mu\text{m}$ . La majoria de les composicions es corresponen amb MSS d'alta temperatura o pentlandita amb una composició molt similar pel que fa a la relació

Ni/Fe (Taula 8.10; Fig.8.29) tant en sulfurs de tipus 1 com de tipus 3 i 4. La relació Ni/Fe per a MSS varia de 0,31 a 0,84, més ampla que la definida en estudis anteriors (0,29- 0,46; Galán et al., 2016). La relació Ni/Fe en la pentlandita global es superposa a l'anterior (0,61- 0,93). Finalment, una composició global és equivalent a bornita en un gra de tipus 3 polifàsic només format per sulfurs rics en Cu. D'acord amb les relacions de fase en el sistema S-Fe-Ni de la figura 8.29, MSS s'hauria equilibrat amb un fos sulfúric relativament enriquit en Ni-Cu entre 1000 i 900 °C (Craig & Kullerud, 1969). Aquesta fase d'alta temperatura s'hauria desmesclat en condicions subsolidus a temperatures inferiors a 600 °C on podria començar a aparèixer la pentlandita (Kullerud, 1963; Naldrett et al., 1967). A temperatura més baixa (300-263 °C) MSS es desmesclaria en mss1 i mss2 (Craig 1973; Misra & Fleet, 1973). La pirrotina podria inclús formar-se a menor temperatura (100-135 °C; Misra & Fleet, 1973).

### 8.12. Conclusions parcials

La composició química d'elements majors i menors de silicats i òxids (espinel·la) ens indica que hi ha una variació general gradual de les lherzolites més fèrtils a les harzburgites més refractàries, amb un petit solapament entre totes dues (Fig. 8.4, 8.7, 8.12a, 8.22, 8.23), com ja es va posar de manifest anteriorment (Galán et al., 2008, 2011; Oliveras, 2009). Aquesta tendència cavalca la trajectòria de les peridotites oceàniques de Boyd (1989) (Fig.8.2), amb la majoria de les lherzolites en el domini fanerozoic i una part de les harzburgites en el domini proterozoic. Tot i aquesta tendència general, la majoria dels diagrames de covariació ens indiquen una dispersió notable, especialment entre les lherzolites.

A més, es posa de manifest que no hi ha relació entre el quimisme de les fases i els tres tipus de microestructures que presenten les lherzolites. Això podria ser degut a una reequilibració d'aquestes roques durant la deformació causant de les microestructures porfiroclàstiques i equigranulars de gra més fi i/o a que aquestes roques haguessin experimentat processos diferents a la fusió parcial, tals com la interacció roca-fos o refertilització ígnia del MSCL (Bodinier & Godard, 2003).

A favor de la primera possibilitat estaria, per exemple, la covariació de #Mg vs. #Cr en l'espinel·la de les lherzolites que mostra dues tendències negatives diferents (Fig.8.12): una per les lherzolites protogranulars i una altra per a les porfiroclàstiques i equigranulars. En aquesta última els valors de #Cr serien inferiors perquè hi hauria un intercanvi d'Al entre l'espinel·la i el

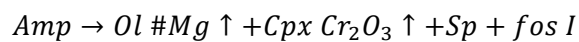


clinopiroxè, la composició del qual es fa menys alumínica [mostra lamel·les d'espinel·la i l'Al(M1) decreix (Fig.8.11h)].

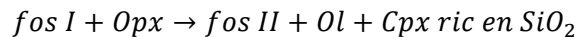
Els arguments a favor de la segona possibilitat són més difícils d'establir perquè la trajectòria podria ser la mateixa, però en sentit invers. De totes maneres, la presència de xenòlits compostos lherzolita- clinopiroxenita i lherzolita- gabrenorita suggereix la existència de la interacció roca-fos percolant que podria donar-se en diferents etapes, per exemple: les fases de la lherzolita- clinopiroxenita estan equilibrades, donat que les seves composicions són comparables, mentre que aquest no és el cas de la lherzolita- gabrenorita, ja que la composició de les fases comuns és diferent. És a dir, podria haver diferents episodis de refertilització ígnia d'aquest MSCL: uns més antics on les roques tindrien temps de reequilibrar-se (microbandes de clinopiroxenita) i altres més recents en el que les roques no estarien equilibrades (microbandes de gabrenorita).

Una altra conclusió és que el clinopiroxè de les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars té jadeïta en menor quantitat, el que podria significar que la recristal·lització (és a dir, deformació) associada a aquestes microestructures es va produir a menor pressió que la de les protogranulars. Una altra evidència de descompressió és la presència de vores i zones espongiformes en cristalls de clinopiroxè tipus 1 i 2 en algunes lherzolites, les quals mostren una composició més empobrida i una disminució del component jadeític respecte de la del clinopiroxè no espongiforme. Vist que aquestes vores de reacció es troben en cristalls tipus 1 i 2 (neocristalls), és molt possible que la descompressió continués després de la deformació de la roca, però abans de ser transportada per la lava encaixant, ja que el desenvolupament d'aquestes vores espongiformes no està en relació amb el contacte amb la lava. Aquestes vores es veuen dissoltes amb contacte amb les corones al voltant de l'espinel·la (veure descripció de corona en BB.08.18 en secció 7.4.1) que inclouen plagiòclasi en la seva paragènesis. Els productes de la reacció en aquestes microestructures de reacció són una altra evidència de la descompressió mantèl·lica, fixant aquest estadi en la transició entre les condicions d'equilibri de les lherzolites amb espinel·la i les lherzolites amb plagiòclasi. Aquestes corones es troben en lherzolites protogranulars- porfiroclàstiques i porfiroclàstiques, però no estan deformades fet que significaria que també es van formar després d'aquestes microestructures. Com que apareixen a l'interior dels xenòlits sense desenvolupament preferent en contacte amb la lava encaixant o microvenes, el seu origen s'hauria de situar abans de que la mostra fos

desmembrada i transportada cap a la superfície. És possible que no només la disminució de pressió condicionés la formació d'aquestes corones (Su et al., 2011), sinó també la infiltració d'alguns fosos (Delpech et al., 2004; Fialin & Wagner, 2015; Lu et al., 2015). Aquest últim procés explicaria que en el cas de l'espinel·la en SC.11.49 s'hi trobi ortosa o sanidina, a més de plagiòclasi entre els minerals de la corona. Finalment, la desestabilització de l'amfíbol en algunes mostres, donant lloc a "patches" amb vidre, també es podria explicar per fusió incongruent d'aquesta fase al disminuir la pressió (Ban et al., 2005; Shaw 2009), donada la seva corba d'estabilitat en el mantell (Frost, 2006 i referències incloses) amb pendent positiva. La reacció que tindria lloc seria (Ban et al., 2005):



Però, l'increment de SiO<sub>2</sub> en el fos (vidre) resultant als "patches" cap a la vora amb ortopiroxè també indicaria que aquesta última fase va contribuir a la seva formació, d'acord amb la reacció (Ban et al. 2005):



En general, l'olivina i el clinopiroxè presents en les corones de reacció entorn a l'espinel·la i especialment entorn a l'amfíbol no mostren una composició homogènia en una mateixa corona (Fig.8.25). Això, i la presència de vidre, ens indicaria que aquestes microestructures no estan equilibrades i per tant, la seva formació no seria molt anterior al transport cap a la superfície per la lava encaixant.

Per altra banda, la presència d'amfíbol en algunes lherzolites indica que aquestes haurien experimentat anteriorment un metasomatisme modal. Les composicions mesurades són més característiques d'amfíbol disseminat en el mantell que d'amfíbol en venes (Coltorti et al., 2004; Fig.8.15), la majoria relacionades amb fluids de intraplaca i no pas de subducció (Coltorti et al., 2007; Fig.8.16).

La química mineral també indica que en aquest MSCL hi ha diferents tipus de websterites, encara que la seva representació sigui menor. Les noves mostres estudiades indiquen que són menys diferenciades que les anteriors (Galán et al., 2008, 2011; Oliveras, 2009), amb composicions d'olivina i piroxens comparables o molt pròximes a les de les harzburgites. També

es diferencien perquè la seva flogopita té un contingut en Ti menor que en l'estudiada anteriorment.

Finalment, la composició química dels sulfurs de Fe-Ni-Cu ens indica que els diferents tipus de sulfurs establerts, i que es van poder analitzar (1, 3 i 4), mostren una composició química comparable entre ells. També que hi ha una major freqüència de sulfurs de Fe-Cu i varietat d'aquestes fases que en mostres estudiades prèviament d'aquesta mateixa zona (Cruz et al., 2014; Galán et al., 2016), especialment en algunes lherzolites porfiroclàstiques. Aquestes composicions resultarien de la desmescla en condicions subsolidus de sulfurs d'alta temperatura tipus solució sòlida monosulfúrica i solució sòlida intermèdia de Cu. La comparació amb dades analítiques de sulfurs en xenòlits comparables del Camp Volcànic de Calatrava (González Jiménez et al., 2014) mostra una major varietat composicional en la ZVC degut a la presència més freqüent de sulfurs de Fe-Cu. El que sí que són comparables són les composicions globals MSS.

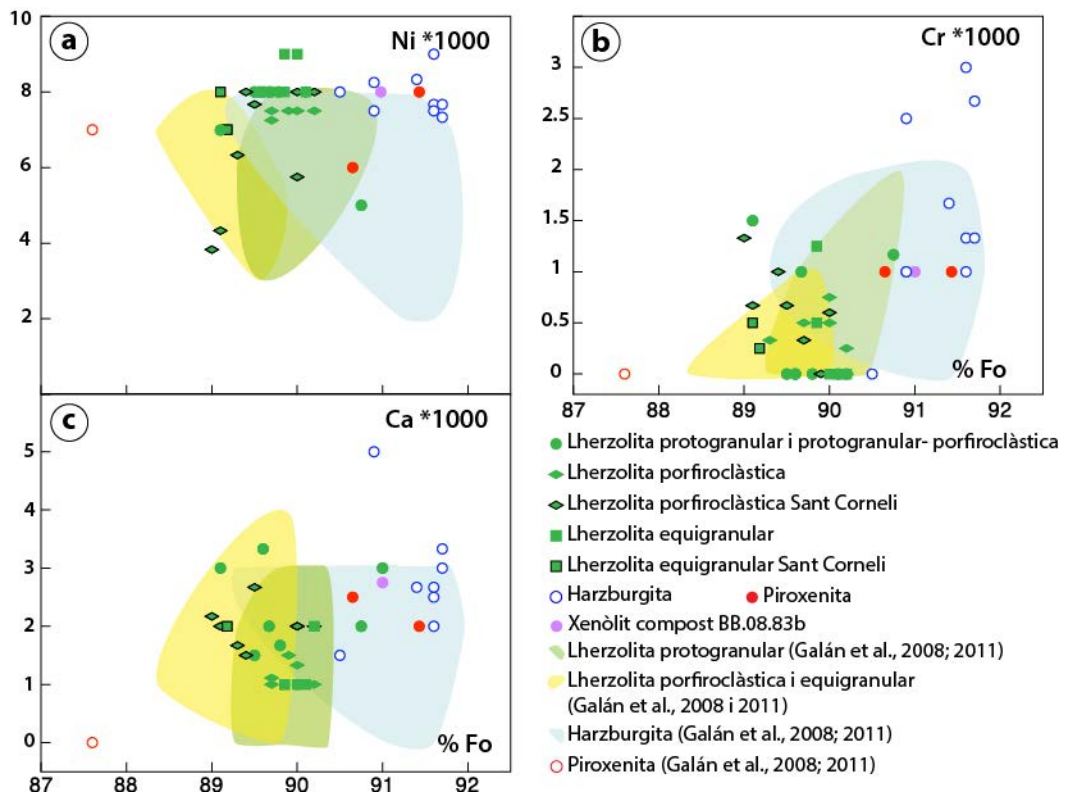


Fig. 8.1 Diagrames de variació de a) Ni, b) Cr i c) Ca en àtoms per formula unitat (a.f.u.) vs. %Fo de l'olivina.

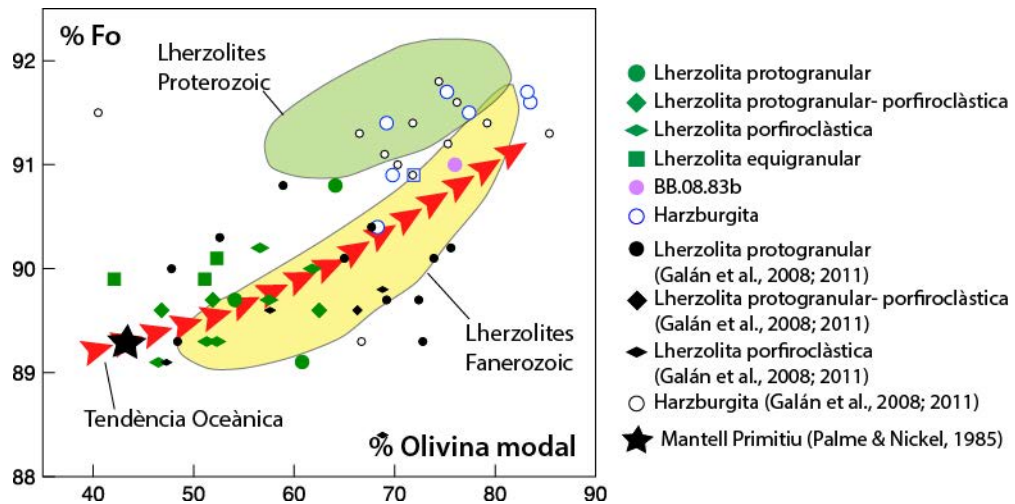


Fig.8.2 Diagrama de la moda de l'olivina vs. %Fo. Tendència oceànica de Boyd (1989) i dominis de lherzolites fanerozoiques i proterozoiques de Griffin et al. (1998). L'estrella correspon al Mantell Primitiu.

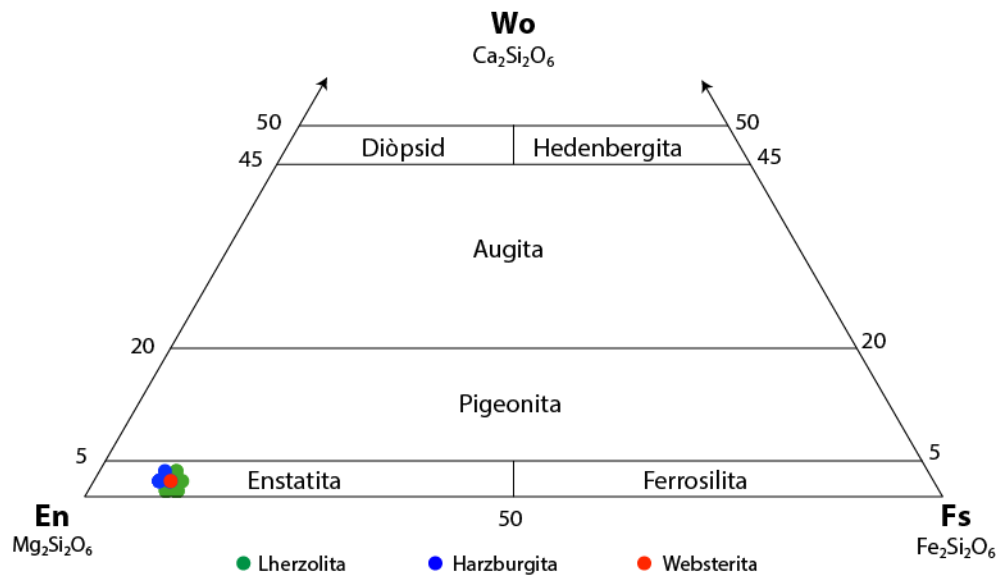


Fig. 8.3 Diagrama de classificació per als piroxens Quad de Morimoto (1988) amb la projecció de les composicions d'ortopiroxè.

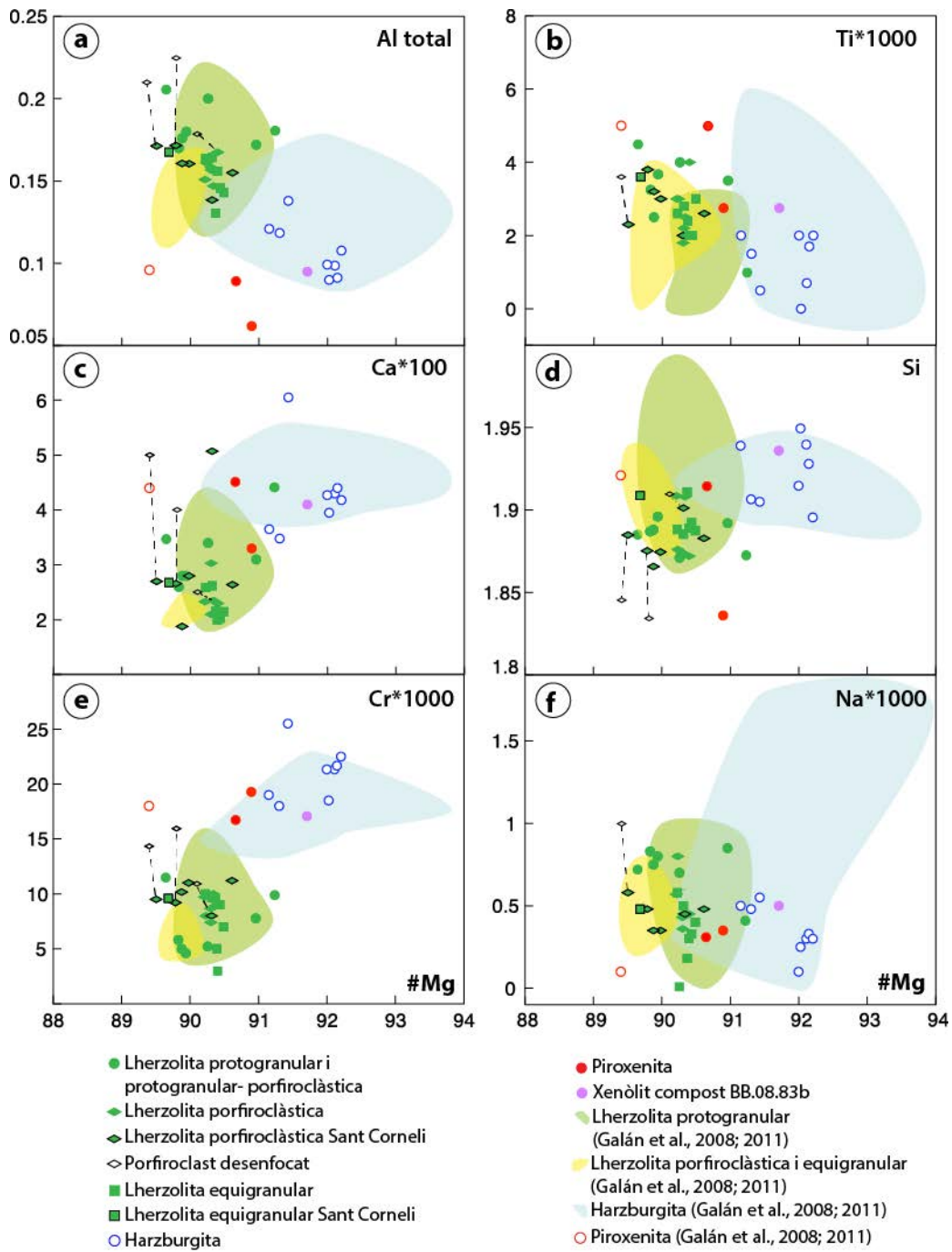


Fig. 8.4 Relació de diferents elements (a.f.u), de l'ortopiroxè respecte el #Mg.

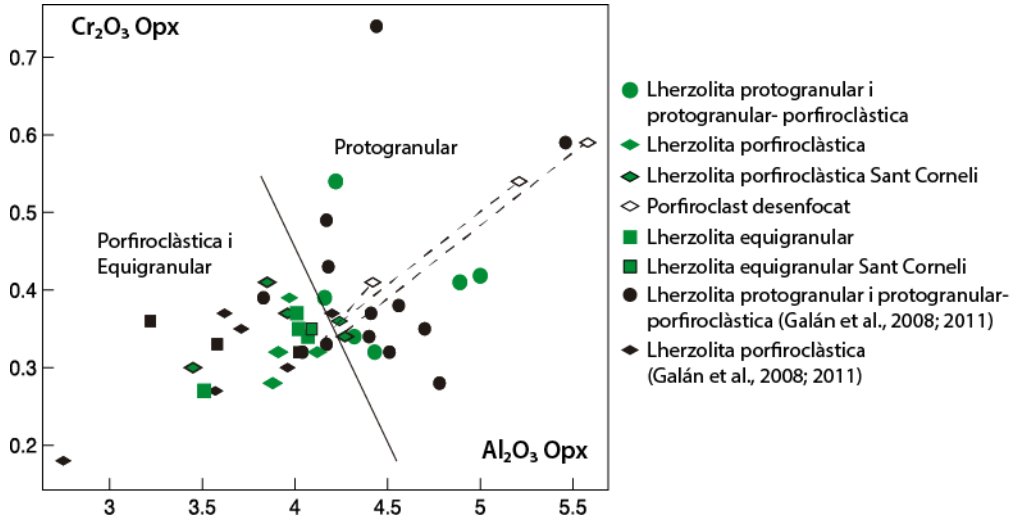


Fig.8.5 Diagrama  $Cr_2O_3$  vs.  $Al_2O_3$  per a l'ortopiroxè de les lherzolites. Símbols equivalents a la figura 8.2. Diamants buits corresponen als anàlisis desenfocats.

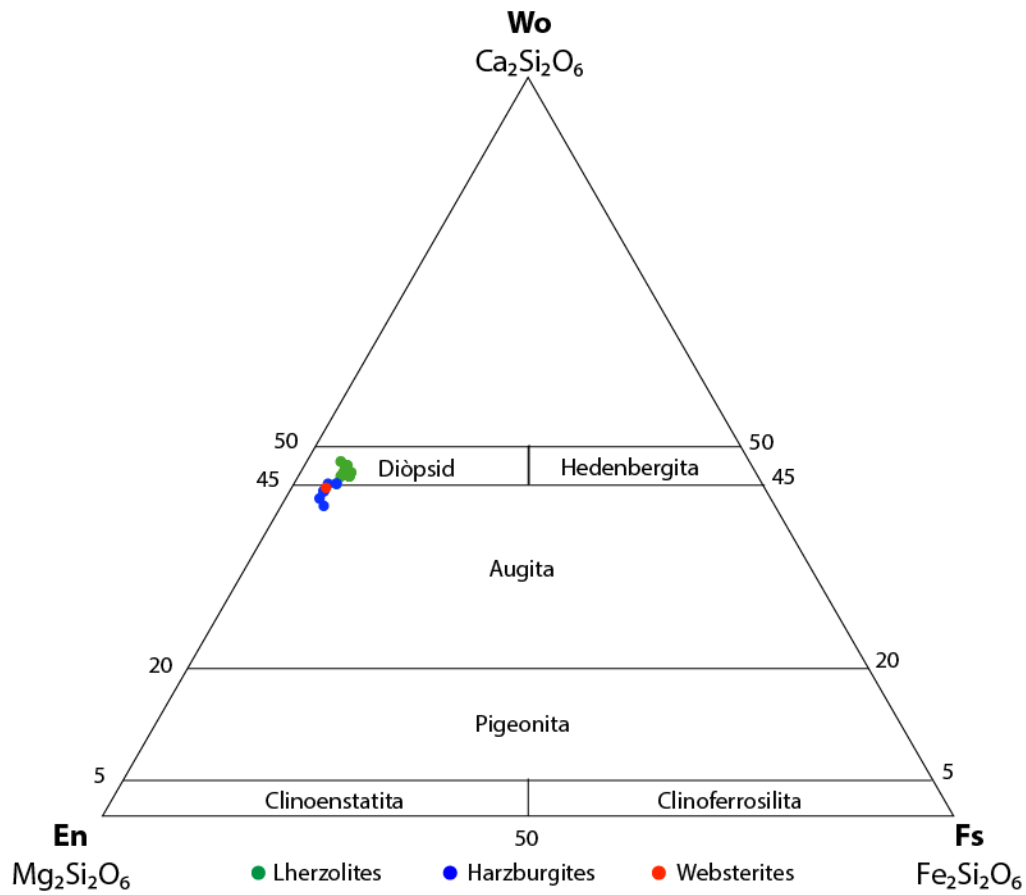


Fig. 8.6 Diagrama de classificació per als piroxens tipus Quad de Morimoto (1988) amb la projecció dels clinopiroxè dels xenòlits.

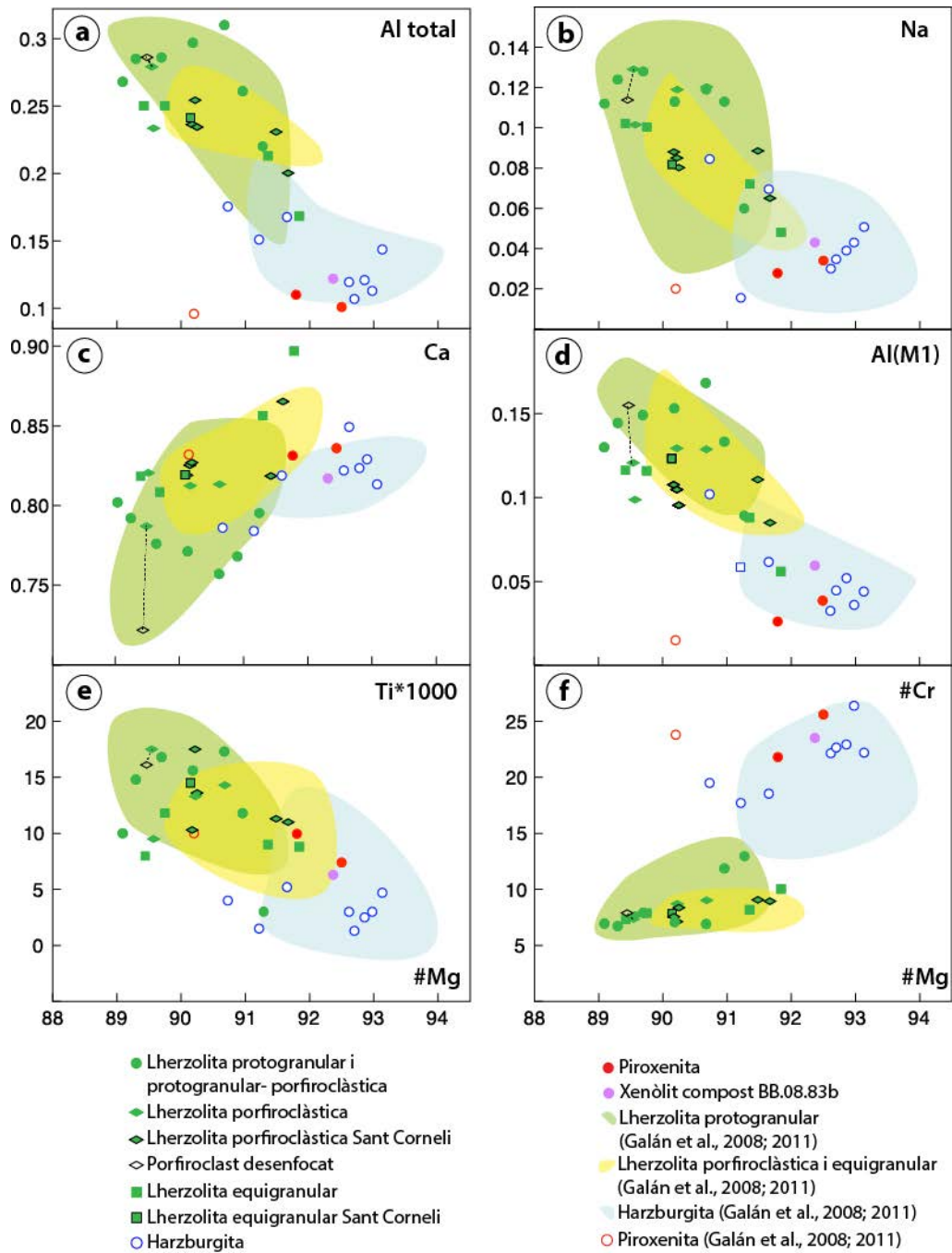


Fig. 8.7 Diagrames de variació dels diferents cations (afu) en vers el #Mg en el clinopiroxè dels xenòlits estudiats i dels anteriors.



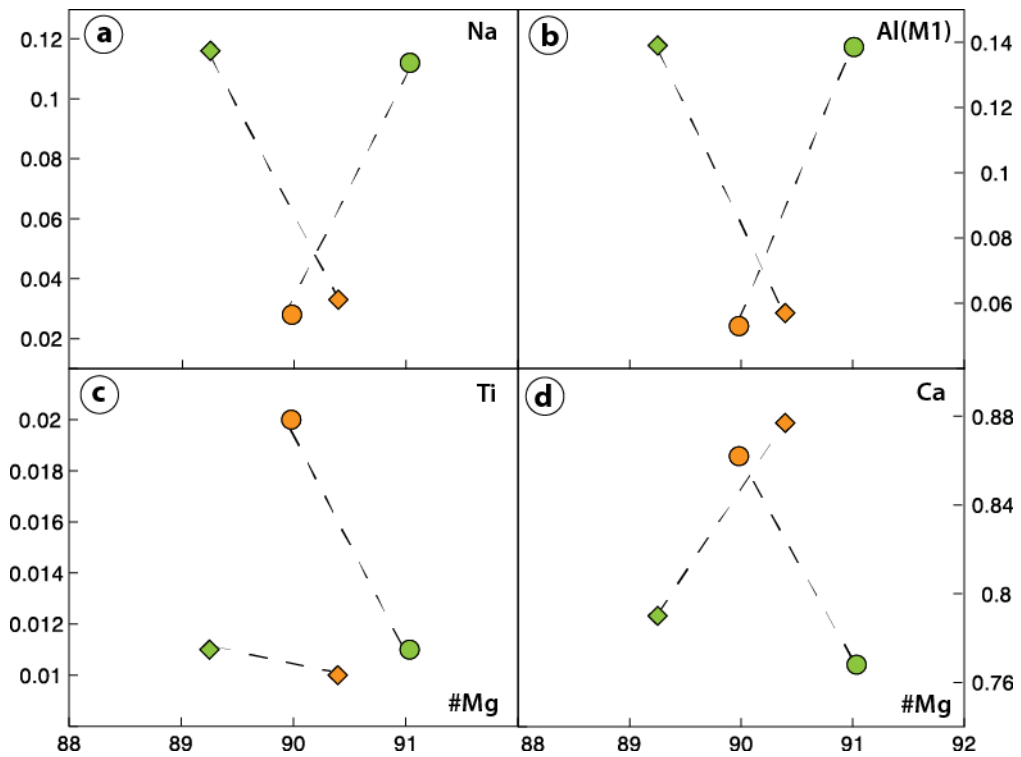


Fig. 8.8 Diagrames de variació dels diferents cations dels clinopiroxens amb vores esponjiformes en lherzolita BB.08.101 (cercles) i BB.08.18 (diamants). En verd clar centre del cristall de clinopiroxè i en color rosat vora esponjiforme. Les línies discontinues uneixen la mateixa mostra.

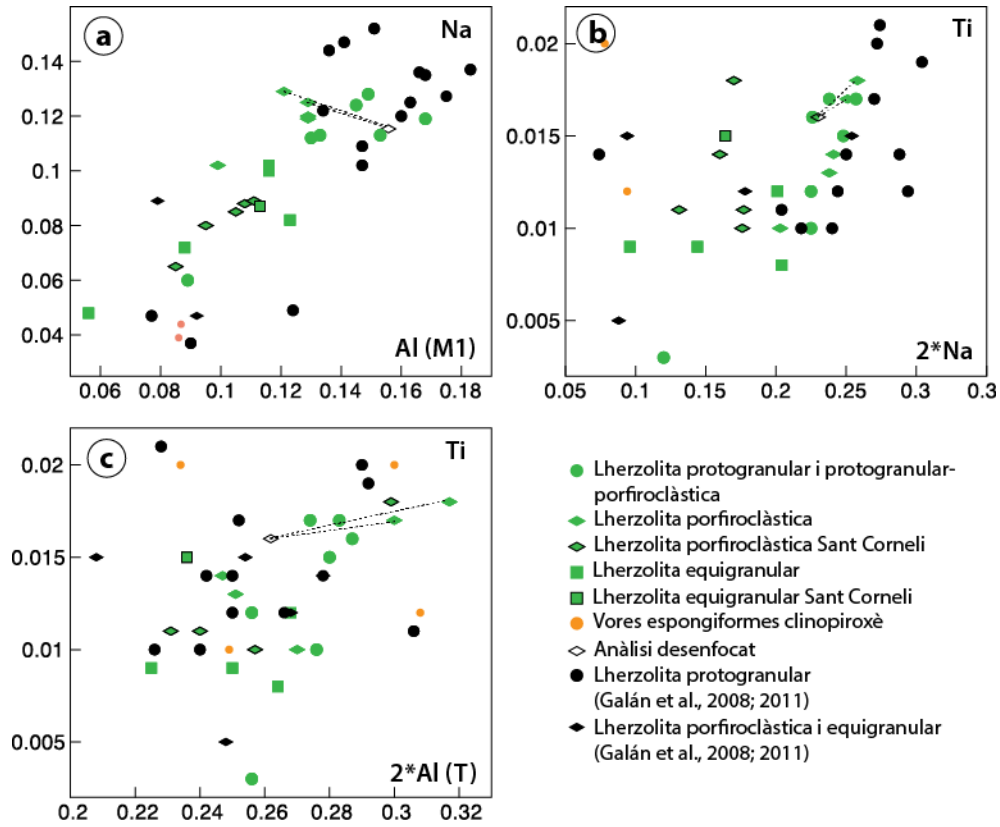


Fig.8.9. Diagrames de variació entre cations (afu) que intervenen en les substitucions principals del clinopiroxè.

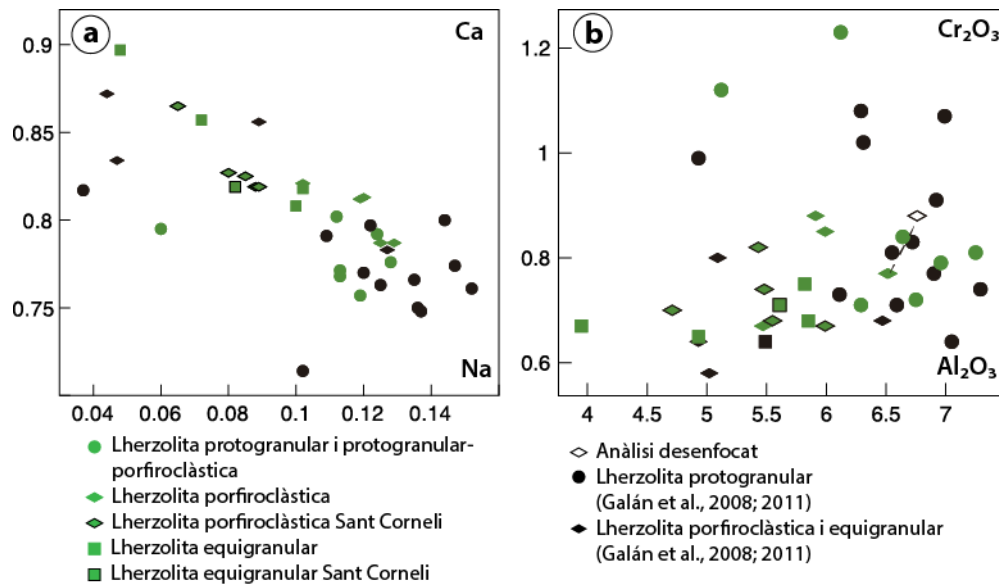


Fig. 8.10 Diagrames de variació a) Ca vs. Na en afu del clinopiroxè de les lherzolites.

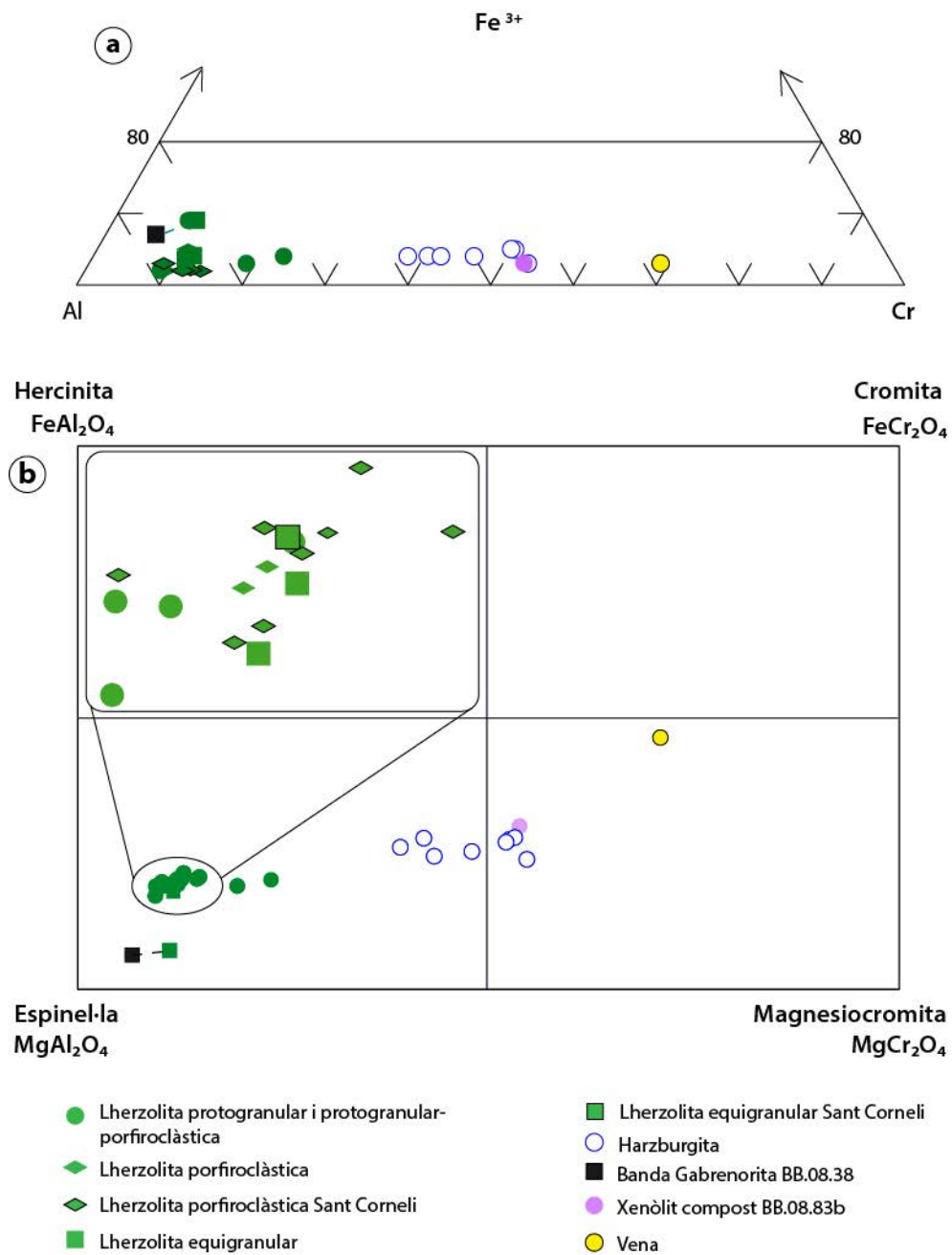


Fig. 8.11 a) Diagrama triangular  $Cr-Al-Fe^{3+}$ ; b) diagrama quadriangular de classificació de l'espinel·la que formen part del prisma de multielemental de Haqerty (1995).

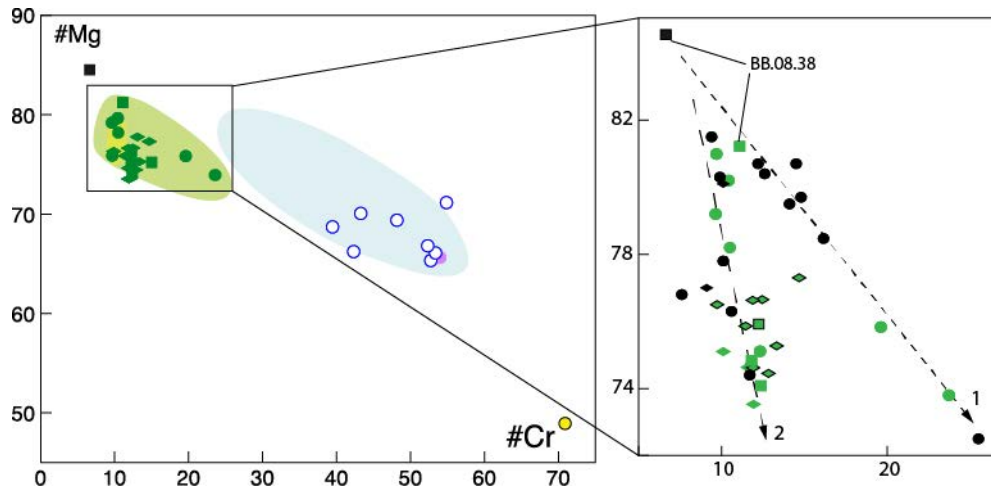


Fig. 8.12 Diagrama de variació de #Mg vs. #Cr de l'espinel·la i detall per a les lherzolites. Símbols i camps com en les figura 8.11.

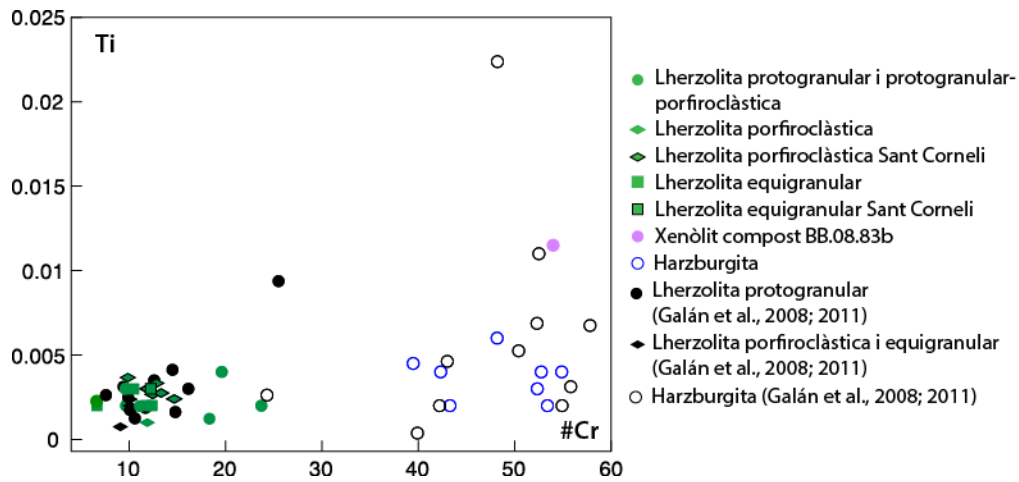


Fig. 8.13. Diagrama de variació Ti (afu) vs. #Cr en l'espinel·la.

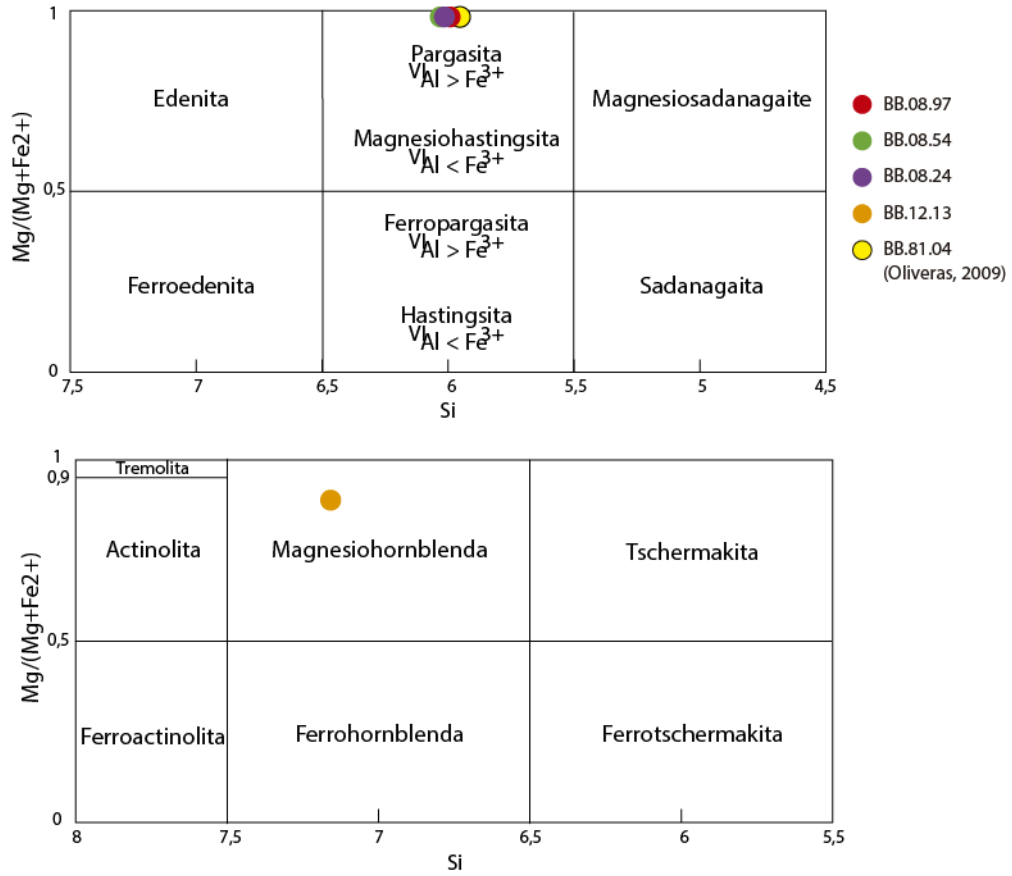


Fig. 8.14 Classificació dels amfibols càlcics segons Leake et al. (1998). a) Amfibols càlcics amb  $Ca_B \geq 1,5$ ,  $(Na+K)_A \geq 0,5$  i  $TiO_2 < 0,5$ . b) Amfibols càlcics amb  $Ca_B \geq 1,5$ ,  $(Na+K) < 0,5$  i  $Ca_A < 0,5$ .

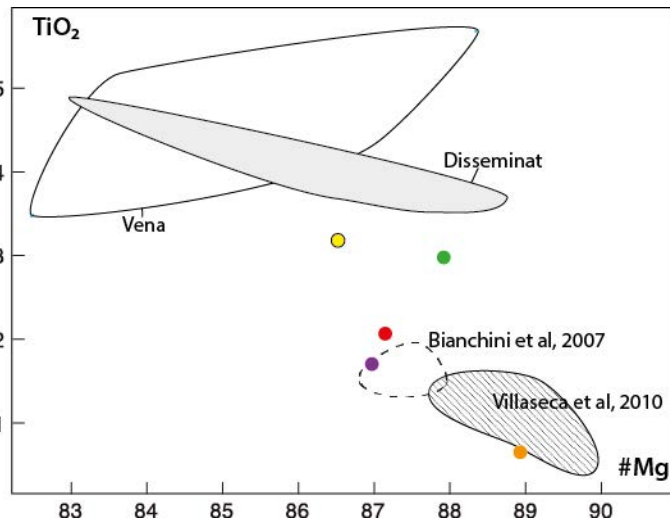


Fig. 8.15. Diagrama  $TiO_2$  vs. #Mg de l'amfibol. Camps disseminat i en vena de Coltorti et al. (2004) i camp ratllat dels amfibols de Villaseca et al. (2010) i camp en línia discontinua amfibols de Bianchini et al. (2007). Símbols corresponents als de la figura 8.14.

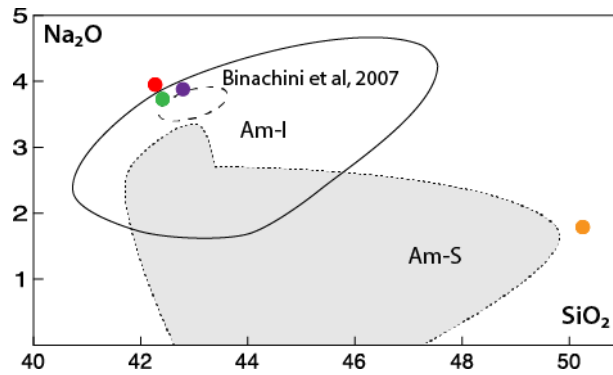


Fig. 8.16. Diagrama  $\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  dels l'amfibols analitzats en les lherzolites. Camps dels diferents tipus d'amfibols segons la zona de Coltorti et al. (2007), Am-1: amfibol de zona de intraplaca; Am-S: amfibol de zona de subducció. Camp amb línia discontinua corresponent als amfibols de Bianchini et al. (2007). Símbols equivalents a la figura 8.14.

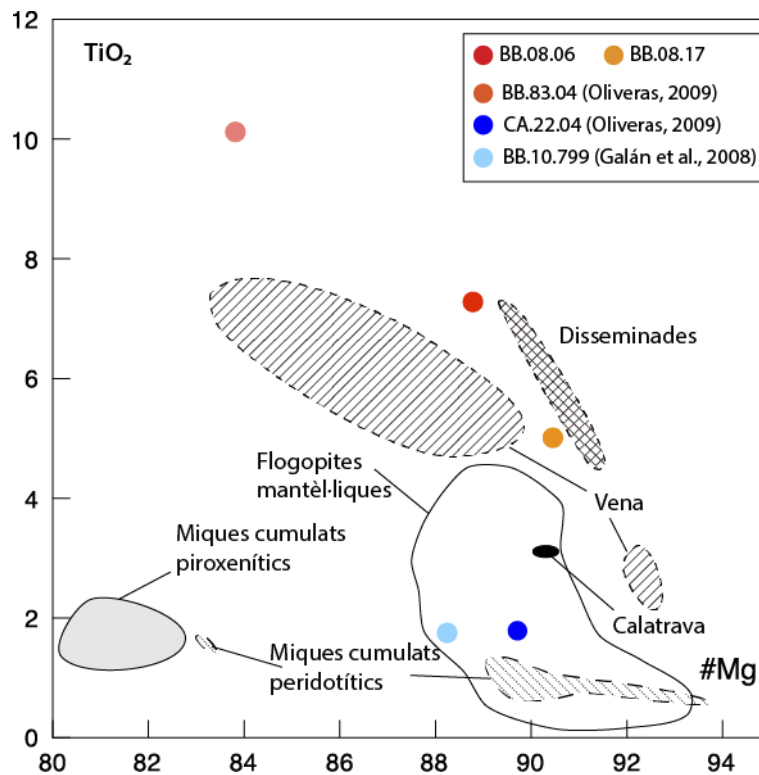


Fig.8.17. Diagrama  $\text{TiO}_2$  vs. #Mg per la flogopita. Camp de les flogopites mantèl·liques de McDounoug & Rudnick, (1998), camps de les miques en cumulats peridotítics i en cumulats piroxenítics de Downes et al. (2004). Camps de les flogopites disseminades i en vena de Ionov et al. (1997). Camp en negre de les flogopites de Calatrava (Villaseca et al., 2010).

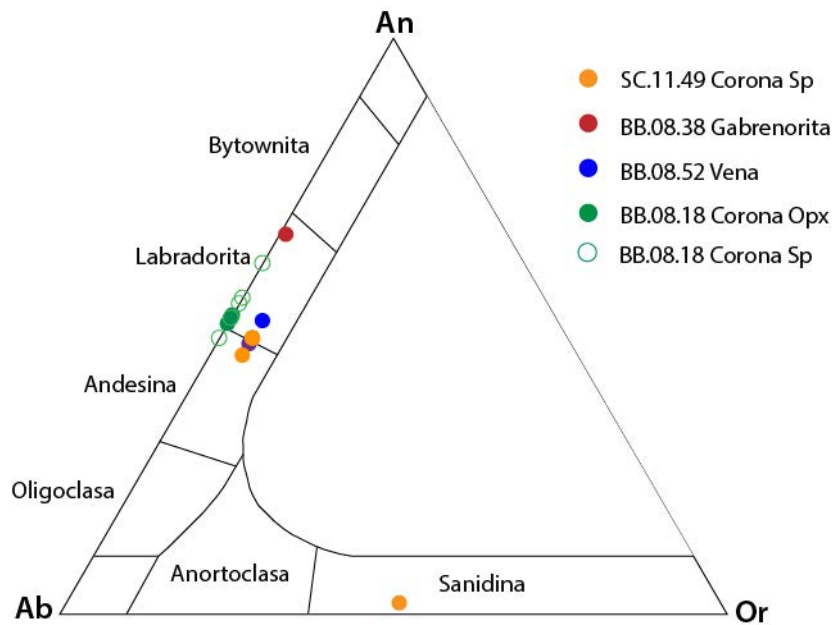


Fig.8.18. Diagrama de classificació dels feldspats.

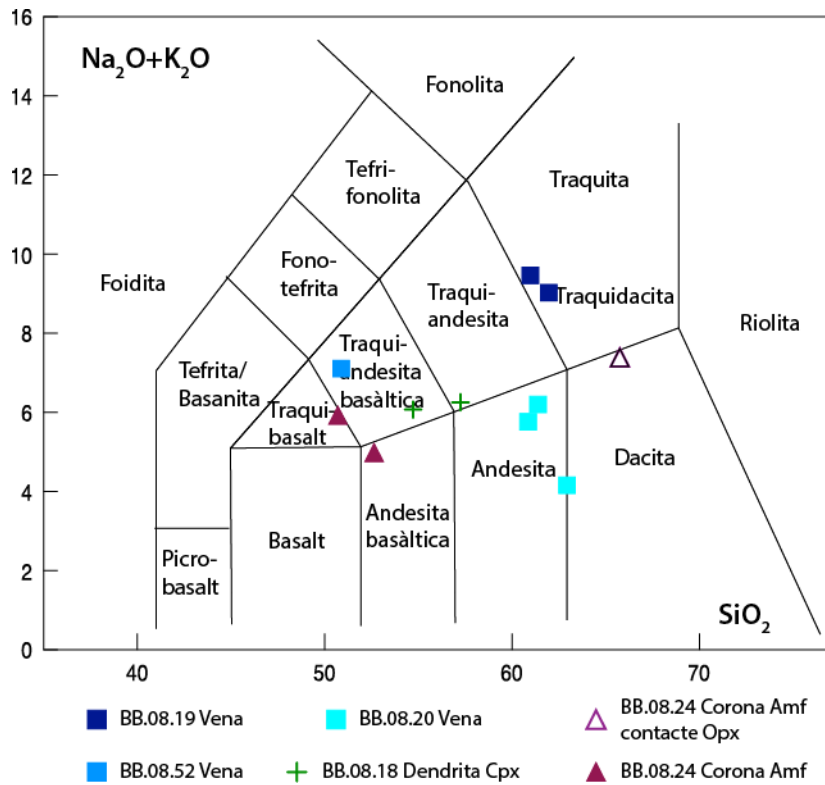


Fig.8.19. Diagrama TAS (Total Alkali Silica) de Le Maitre et al. (2002) amb la projecció dels diferents tipus texturals de vidre analitzat.

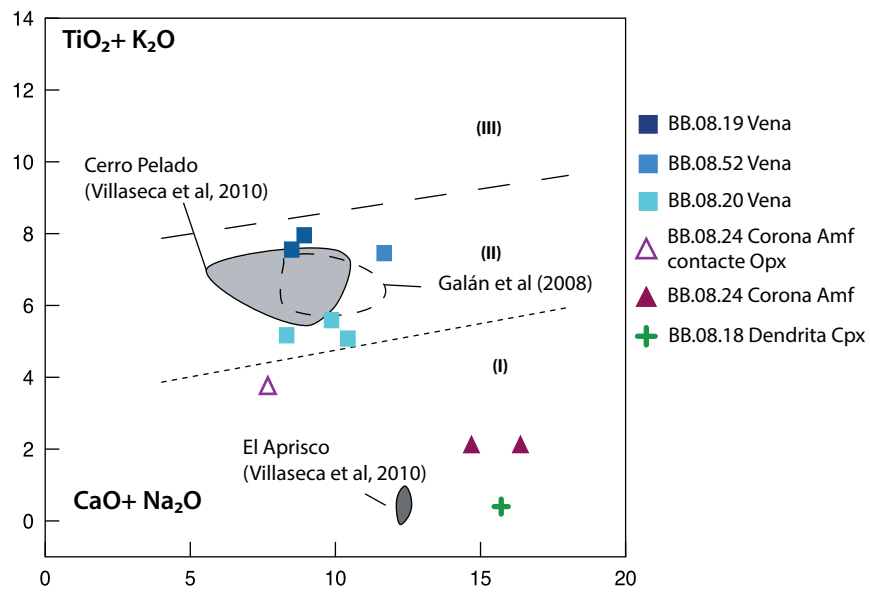


Fig.8.20 Diagrama  $TiO_2+K_2O$  vs.  $CaO+Na_2O$  de Coltorti et al. (2000) que relaciona la composició del vidre en xenòlits mantèl·lics amb la natura dels fos metasomàtic: (I) carbonatític, (II) alcalí sòdic i (III) alcalí potàssic. Camps en gris dels vidres analitzats en els xenòlits de la zona de Calatrava (Villaseca et al., 2010) i camp en discontinua corresponent als vidres analitzats anteriorment en la ZVC per Galán et al. (2008).

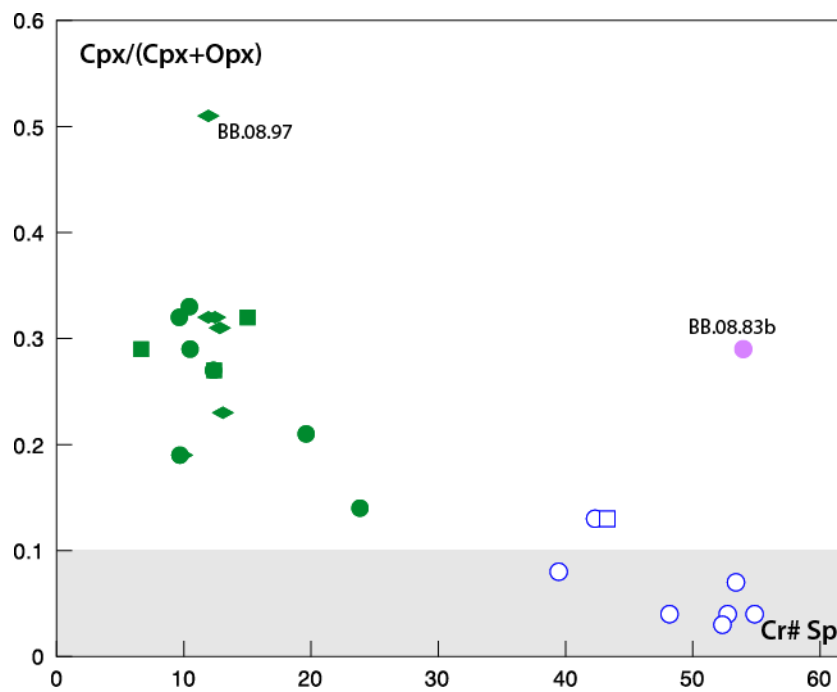


Fig.8.21 Relació entre el grau de fertilitat ( $Cpx/(Cpx+Opx)$ ) i el grau de fusió (#Cr de l'espinel-la) de les peridotites estudiades. Símbols com en les figures anteriors. Camp en gris correspon a la zona de les peridotites refractàries.



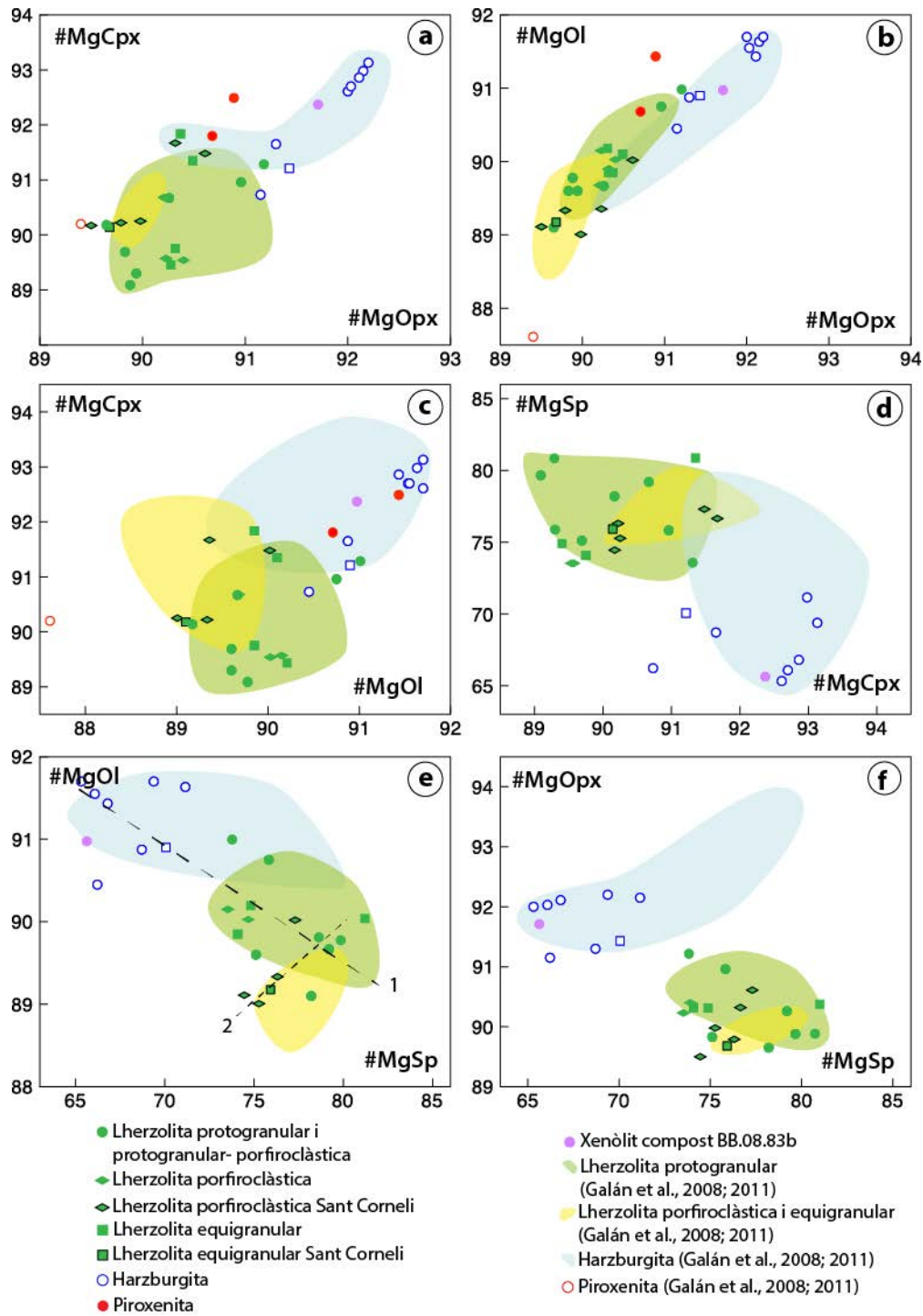


Fig.8.22 Diagrames de variació entre el #Mg de les 4 fases minerals principals de les peridotites.

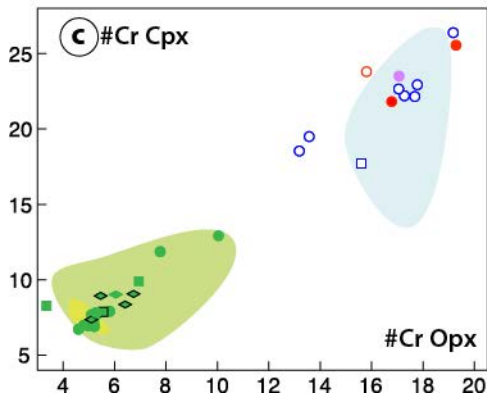
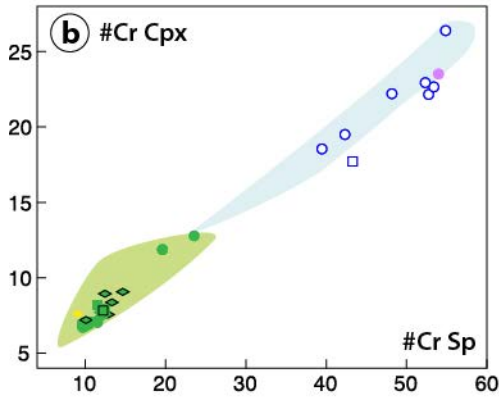
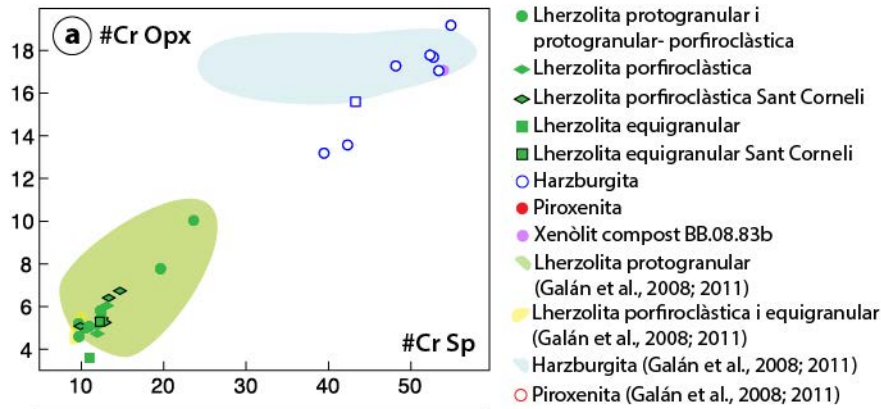
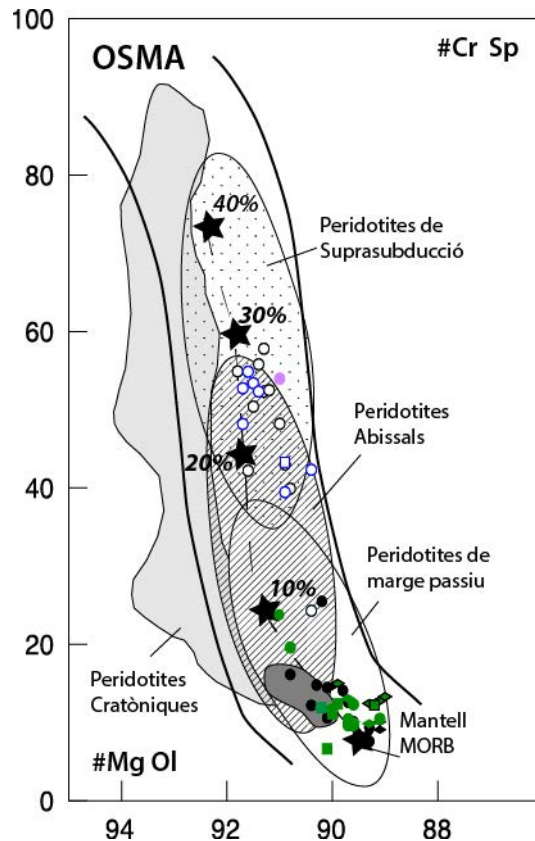


Fig.8.23 Diagrames de variació entre el #Cr del clinopiroxè, ortopiroxè i espinel·la.



Fig.8.24 Diagrama proposat per Arai (1994) on es relaciona el #Cr de l'espinel·la amb el #Mg de l'olivina per delimitar el context tectònic de les peridotites. Simbols equivalents a la figura 8.20. Camp de color gris fosc corresponent als xenòlits del camp de Calatrava (Villaseca et al., 2010).



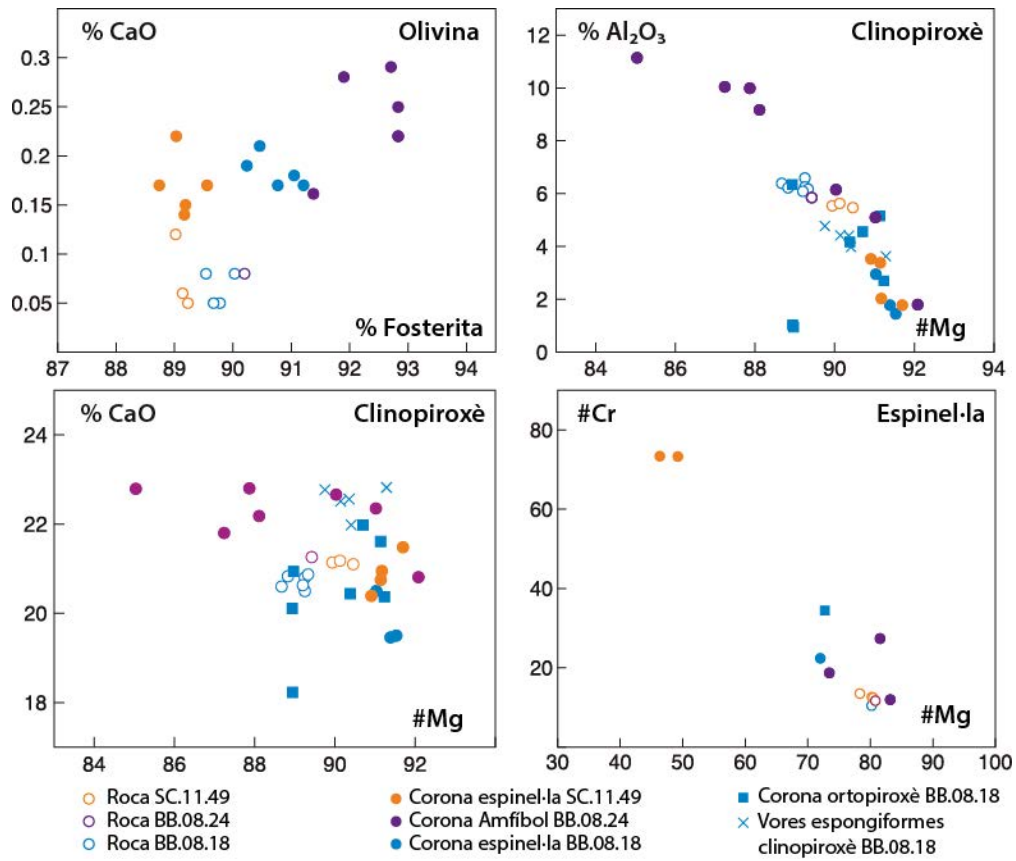


Fig.8.25 Diagrames de variació del CaO en l'olivina (a),  $Al_2O_3$ (b) i CaO (c) en el clinopiroxè i #Cr en l'espinel·la (d) respecte #Mg

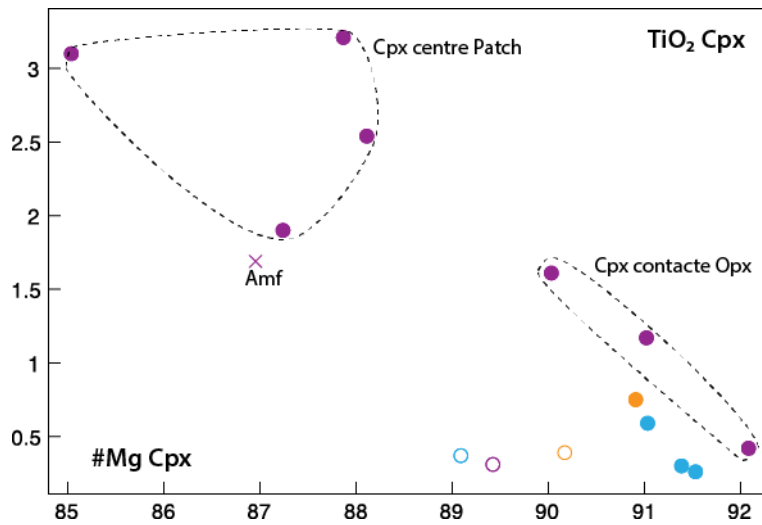


Fig.8.26 Diagrama de variació entre el  $TiO_2$  i el #Mg dels diferents cristalls de clinopiroxè. També inclou el anàlisi de l'amfibol contingut dins d'un "patch" de la Iherzolita BB.08.24. Símbols equivalents als de la figura 8.25.

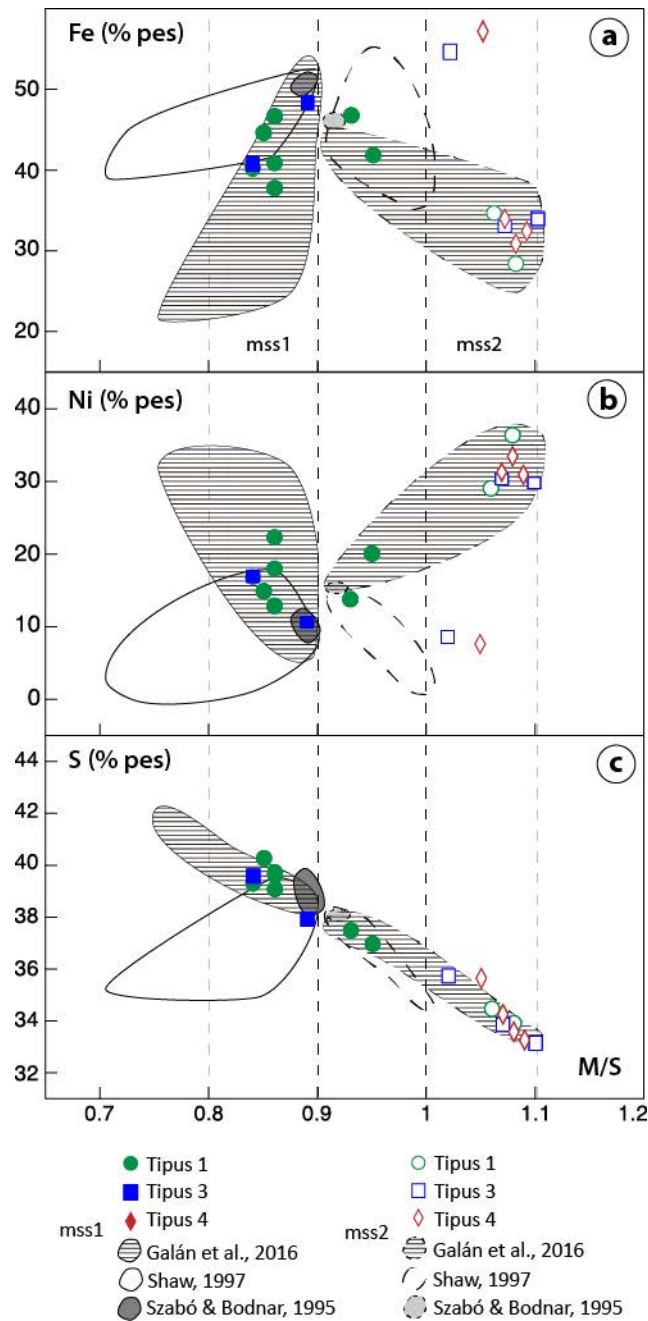


Fig.8.27. Diagrames de les característiques composicionals de les dues solucions sòlides monosulfúriques (mss1 i mss2) en els xenòlits estudiats i en els analitzats per Galán et al. (2016), Szabó & Bodnar (1995) i Shaw (1997). a) Fe (% en pes) vs. relació M/S. b) Ni (% en pes) vs. relació M/S. c) S (% pes) vs. relació M/S.

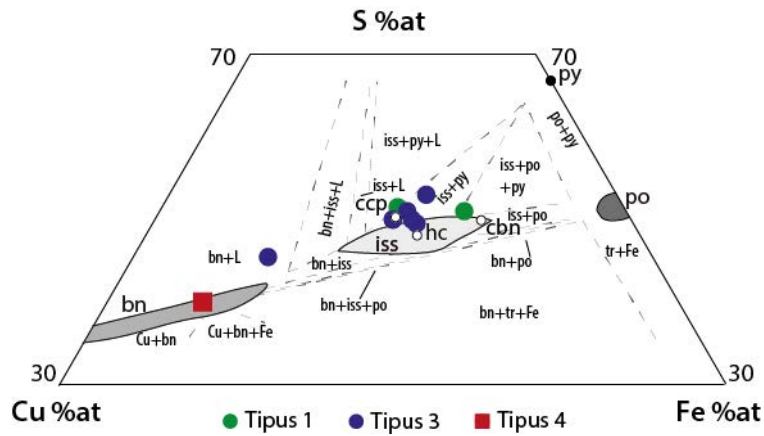


Fig.8.28. Diagrama de les composicional dels sulfurs en el sistema Cu-Fe-S (Kullerud, 1969). Els símbols indiquen els diferents tipus de sulfurs. Camps composicionals de la pirrotina (Po), solució sòlida intermèdia (iss) i bornita (Bn) són de Fleet (2006).

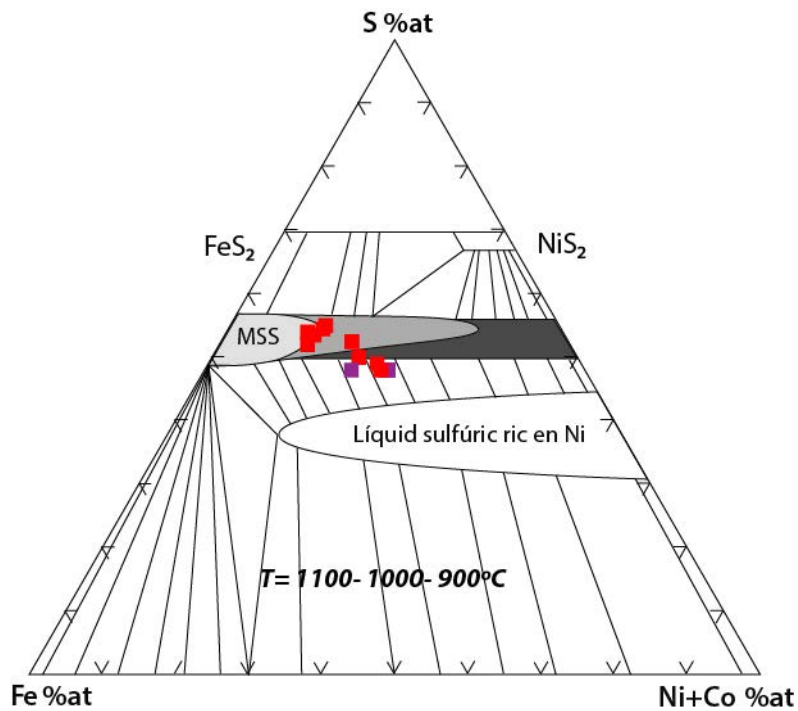


Fig.8.29. Relacions de fases en el sistema Fe-Ni-S a pressió atmosfèrica, segons de Craig & Kullerud (1969), on s'inclouen les composicions globals integrades MSS en vermell i pentlandita en morat. Les àrees en gris clar, gris i gris fosc es corresponen a les composicions de MSS experimentals a 1100, 1000 i 900 °C, respectivament.

Litologia i micro- estructura	Lhz Pg		Lhz Pg-Pc															
	BB.08.98		BB.08.101		BB.08.105		BB.12.01		BB.12.13		BB.08.18		BB.08.18		BB.08.18			
	OI (1)	SD	OI (1)	SD	OI (1)	SD	OI (2)	SD	OI (1)	SD	OI (1)	SD	OI (2)	SD	OI (4) Spl	SD	OI (4) Opx	SD
<b>n° anàlisis</b>	3	SD	6	SD	1	SD	2	SD	5	SD	3	SD	2	SD	5	SD	4	SD
SiO <sub>2</sub>	40,38	0,19	40,28	0,29	40,37	0,18	40,19	0,18	40,18	0,26	40,31	0,81	39,44	1,20	40,81	0,32	40,12	0,23
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,02	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,17	0,24	0,13	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,07	0,04	0,03	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,12	0,07	0,08	0,01
FeO	10,12	0,38	9,12	0,11	8,93	0,16	10,47	0,16	10,26	0,23	10,03	0,14	10,03	0,12	8,98	0,36	9,07	1,14
MnO	0,16	0,02	0,10	0,04	0,18	0,14	0,01	0,15	0,15	0,03	0,17	0,03	0,14	0,01	0,14	0,03	0,15	0,03
MgO	49,19	0,15	50,20	0,28	50,6	0,16	48,11	0,16	49,34	0,38	49,07	1,07	47,88	1,69	49,43	0,61	49,34	1,24
CaO	0,07	0,02	0,08	0,01	0,13	0,10	0,02	0,06	0,06	0,03	0,07	0,02	0,06	0,01	0,18	0,02	0,19	0,04
NiO	0,39	0,06	0,25	0,20	0,34	0,36	0,01	0,42	0,42	0,04	0,38	0,05	0,39	0,01	0,23	0,03	0,17	0,03
<b>Suma òxids</b>	<b>100,36</b>	<b>100,11</b>	<b>100,11</b>	<b>99,43</b>	<b>100,64</b>	<b>99,43</b>	<b>100,47</b>	<b>99,94</b>	<b>100,47</b>	<b>97,95</b>	<b>99,94</b>	<b>97,95</b>	<b>100,08</b>	<b>99,25</b>	<b>100,08</b>	<b>99,25</b>	<b>99,25</b>	<b>99,25</b>
Si	0,990	0,986	0,986	0,996	0,983	0,996	0,986	0,986	0,986	0,986	0,989	0,991	0,991	0,990	0,997	0,990	0,990	0,990
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al/Al IV	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,004	0,004
Al VI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002
Fe <sup>2+</sup>	0,207	0,187	0,187	0,217	0,182	0,217	0,217	0,210	0,210	0,206	0,206	0,206	0,211	0,211	0,183	0,183	0,187	0,187
Mn <sup>2+</sup>	0,003	0,002	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,798	1,831	1,831	1,777	1,836	1,777	1,804	1,804	1,804	1,804	1,804	1,794	1,794	1,794	1,799	1,814	1,814	1,814
Ca	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,005	0,005	0,005	0,005
Ni	0,008	0,005	0,005	0,007	0,007	0,007	0,007	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,005	0,005	0,005	0,005
<b>Suma cations</b>	<b>3,009</b>	<b>3,013</b>	<b>3,013</b>	<b>3,003</b>	<b>3,016</b>	<b>3,003</b>	<b>3,014</b>	<b>3,010</b>	<b>3,014</b>	<b>3,009</b>	<b>3,010</b>	<b>3,009</b>	<b>3,009</b>	<b>3,008</b>	<b>2,999</b>	<b>3,008</b>	<b>3,008</b>	<b>3,008</b>
Fa	0,103	0,093	0,093	0,109	0,090	0,109	0,104	0,104	0,104	0,104	0,104	0,105	0,105	0,093	0,092	0,093	0,093	0,093
Fo	0,897	0,908	0,908	0,891	0,910	0,891	0,896	0,898	0,896	0,898	0,898	0,895	0,895	0,907	0,908	0,907	0,907	0,907

Taula 8.1 Mitjana de la composició química i desviació estàndard (1SD) dels diferents tipus d'olivina de les lherzolites, harzburgites i websterites estudiades. Càlcul realitzat sobre 4 oxígens. Entre parèntesi s'indica el tipus de cristall definit en l'apartat 7.5.

Litologia i micro- estructura	Lhz Pg- Pc		Lhz Pc		BB.08.80		BB.08.80		SC.11.49		SC.11.49		SC.11.51		BB.08.97		SC.11.52		CA.12.03		CA.12.03	
	Mostra	BB.08.59	BB.08.80	BB.08.80	BB.08.80	SC.11.49	SC.11.49	SC.11.49	SC.11.49	SC.11.51	SC.11.51	BB.08.97	BB.08.97	SC.11.52	SC.11.52	CA.12.03	CA.12.03	CA.12.03	CA.12.03	CA.12.03	CA.12.03	CA.12.03
Fase i tipus	OI (1)	OI (1)	OI (1)	OI (2)	OI (1)	OI (1)	OI (4) Spl	OI (1)	OI (1)	OI (1)	OI (1)	OI (1)	OI (1)	OI (2)	OI (1)	OI (1)	OI (1)	OI (2)	OI (1)	OI (1)	OI (1)	OI (1)
n° anàlisis	3	SD	2	SD	9	SD	5	SD	3	SD	5	SD	5	SD	9	SD	3	SD	2	SD	2	SD
SiO <sub>2</sub>	40,70	0,48	40,90	0,08	40,47	0,38	39,62	0,34	40,29	0,34	39,62	0,31	40,65	0,25	39,99	0,59	40,59	0,32	40,39	0,06	39,92	0,17
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,43	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,11	0,12	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02
FeO	10,20	0,16	10,08	0,04	10,08	0,20	10,66	0,10	10,66	0,10	10,64	0,27	9,95	0,15	9,78	0,19	10,61	0,05	9,78	0,01	10,05	0,10
MnO	0,16	0,03	0,15	0,01	0,14	0,04	0,11	0,09	0,11	0,09	0,19	0,04	0,15	0,03	0,15	0,04	0,13	0,03	0,16	0,01	0,15	0,02
MgO	49,22	0,37	49,04	0,04	49,14	0,19	49,00	0,20	49,00	0,20	48,98	0,27	50,28	0,33	49,57	0,80	49,87	0,17	50,35	0,30	50,63	0,14
CaO	0,13	0,14	0,05	0,01	0,05	0,01	0,08	0,04	0,08	0,04	0,17	0,03	0,08	0,03	0,06	0,02	0,07	0,02	0,07	0,01	0,06	0,00
NiO	0,41	0,05	0,38	0,01	0,37	0,04	0,23	0,20	0,23	0,20	0,28	0,03	0,41	0,05	0,36	0,14	0,32	0,02	0,40	0,04	0,39	0,01
<b>Total òxids</b>	<b>101,11</b>		<b>100,63</b>		<b>100,25</b>		<b>100,05</b>		<b>100,49</b>		<b>100,05</b>		<b>101,58</b>		<b>99,99</b>		<b>101,61</b>		<b>101,17</b>		<b>101,25</b>	
Si	0,991		0,999		0,992		0,98		0,989		0,98		0,985		0,98		0,985		0,982		0,972	
Ti	0,000		0,000		0,000		0,00		0,000		0,00		0,000		0,00		0,000		0,000		0,000	
Al/Al IV	0,007		0,000		0,000		0,00		0,000		0,00		0,000		0,00		0,000		0,001		0,001	
Al VI	0,000		0,000		0,000		0,00		0,000		0,00		0,000		0,00		0,000		0,000		0,000	
Cr	0,000		0,001		0,000		0,00		0,001		0,00		0,001		0,00		0,000		0,000		0,001	
Fe <sup>z+</sup>	0,208		0,206		0,207		0,22		0,219		0,22		0,201		0,20		0,215		0,199		0,205	
Mn <sup>z+</sup>	0,003		0,003		0,003		0,00		0,002		0,00		0,003		0,00		0,003		0,003		0,003	
Mg	1,785		1,785		1,796		1,80		1,793		1,80		1,815		1,82		1,803		1,824		1,838	
Ca	0,003		0,001		0,001		0,00		0,002		0,00		0,002		0,00		0,002		0,002		0,002	
Ni	0,008		0,008		0,007		0,01		0,004		0,01		0,008		0,01		0,006		0,008		0,008	
<b>Total cations</b>	<b>3,006</b>		<b>3,001</b>		<b>3,007</b>		<b>3,02</b>		<b>3,010</b>		<b>3,02</b>		<b>3,015</b>		<b>3,02</b>		<b>3,015</b>		<b>3,018</b>		<b>3,028</b>	
Fa	0,104		0,104		0,103		0,11		0,109		0,11		0,100		0,10		0,107		0,099		0,101	
Fo	0,896		0,897		0,897		0,89		0,891		0,89		0,900		0,90		0,893		0,902		0,900	

Taula 8.1. Continuació.





Litologia i micro- estructura	Lhz Eg		Lhz-Px					Hz Pg										
	BB.08.54	BB.08.38	BB.08.24	BB.08.24	BB.08.24	BB.08.20	BB.08.19	BB.08.52										
	OI (2)	OI (1)	OI (1)	OI (4) Am	OI (1)	OI (1)	OI (1)	OI (1)										
n° anàlisis	4	SD	2	SD	1	6	SD	1	5	SD	4	SD	3	SD				
SiO <sub>2</sub>	39,71	0,22	39,86	0,05	39,60	39,77	0,31	40,44	40,91	0,19	40,77	0,13	39,69	0,19	41,07	0,20	40,72	0,21
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,07	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,04	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,10	0,03	0,05	0,02	0,04	0,02	0,08	0,02	0,14	0,09
FeO	9,95	0,11	9,66	0,01	9,73	8,40	0,15	9,66	7,56	0,63	8,76	0,12	8,98	0,21	8,28	0,15	8,30	0,03
MnO	0,14	0,03	0,17	0,00	0,18	0,13	0,04	0,11	0,13	0,04	0,14	0,05	0,14	0,02	0,16	0,02	0,13	0,03
MgO	49,46	0,12	49,37	0,09	49,34	50,34	0,14	49,81	51,09	0,53	49,54	0,70	50,16	0,19	50,85	0,21	51,37	0,14
CaO	0,05	0,01	0,05	0,01	0,04	0,12	0,01	0,08	0,24	0,05	0,10	0,01	0,08	0,01	0,10	0,01	0,12	0,03
NiO	0,39	0,02	0,39	0,03	0,45	0,33	0,03	0,36	0,33	0,10	0,40	0,03	0,41	0,05	0,40	0,08	0,38	0,03
<b>Total oxíds</b>	<b>99,80</b>		<b>99,49</b>		<b>99,42</b>	<b>98,92</b>		<b>100,53</b>	<b>100,43</b>		<b>99,78</b>		<b>99,52</b>	<b>100,98</b>		<b>101,25</b>		
Si	0,980		0,985		0,981	0,982		0,988	0,99		0,999		0,978	0,992		0,982		
Ti	0,001		0,000		0,001	0,000		0,001	0,00		0,000		0,000	0,000		0,000		
Al/Al IV	0,000		0,000		0,000	0,001		0,000	0,00		0,000		0,001	0,000		0,002		
Al VI	0,000		0,000		0,000	0,000		0,000	0,00		0,000		0,000	0,000		0,000		
Cr	0,001		0,000		0,000	0,000		0,000	0,00		0,001		0,001	0,001		0,003		
Fe <sup>z+</sup>	0,206		0,200		0,202	0,173		0,197	0,15		0,179		0,185	0,167		0,167		
Mn <sup>z+</sup>	0,003		0,004		0,004	0,003		0,002	0,00		0,003		0,003	0,003		0,002		
Mg	1,820		1,818		1,821	1,853		1,813	1,84		1,808		1,843	1,831		1,847		
Ca	0,001		0,001		0,001	0,003		0,002	0,01		0,003		0,002	0,003		0,003		
Ni	0,008		0,008		0,009	0,007		0,007	0,01		0,008		0,008	0,008		0,007		
<b>Total cations</b>	<b>3,019</b>		<b>3,015</b>		<b>3,018</b>	<b>3,017</b>		<b>3,011</b>	<b>3,01</b>		<b>3,001</b>		<b>3,021</b>	<b>3,007</b>		<b>3,015</b>		
Fa	0,102		0,099		0,100	0,085		0,098	0,08		0,090		0,091	0,084		0,083		
Fo	0,899		0,901		0,900	0,915		0,902	0,92		0,910		0,909	0,916		0,917		

Taula 8.1. Continuació.

Litologia i micro- estructura	Hz Pg		CA.12.02		BB.12.02		BB.12.09		BB.12.03		BB.12.04		Wb Pg			
	BB.08.52	OI (6)	OI (1)	SD	OI (1)	SD	OI (1)	SD	OI (3)	SD	OI (1)	SD	OI (1)	SD		
Mostra	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	3	2		
Fase i tipus	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	3	2		
n° anàlisis	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	3	2		
SiO <sub>2</sub>	45,85	40,31	0,32	40,98	0,04	40,81	0,04	40,58	0,29	40,73	40,80	0,39	41,03	0,13	40,37	0,13
TiO <sub>2</sub>	3,54	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,46	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,08	0,04	0,07	0,01	0,02	0,01	0,09	0,05	0,14	0,13	0,05	0,04	0,01	0,04	0,01
FeO	7,95	8,33	0,09	8,21	0,10	9,26	0,05	8,34	0,18	8,15	8,96	0,04	8,22	0,15	9,20	0,98
MnO	0,11	0,13	0,03	0,15	0,07	0,12	0,00	0,12	0,03	0,15	0,16	0,03	0,16	0,03	0,19	0,03
MgO	12,14	51,61	0,20	49,61	0,15	49,08	0,01	49,87	0,27	50,07	50,15	0,35	49,37	0,47	50,01	0,38
CaO	20,84	0,11	0,02	0,09	0,02	0,07	0,03	0,10	0,01	0,09	0,18	0,00	0,09	0,01	0,11	0,03
NiO	0,06	0,39	0,05	0,38	0,03	0,39	0,01	0,42	0,03	0,45	0,37	0,01	0,43	0,05	0,30	0,04
<b>Total òxids</b>	<b>97,99</b>	<b>101,00</b>		<b>99,49</b>		<b>99,74</b>		<b>99,54</b>		<b>99,81</b>	<b>100,78</b>		<b>99,35</b>		<b>100,23</b>	
Si	1,165	0,976		1,003		1,001		0,995		0,995	0,991		1,006		0,987	
Ti	0,068	0,000		0,000		0,000		0,000		0,001	0,000		0,000		0,001	
Al/AlIV	0,223	0,001		0,001		0,000		0,000		0,000	0,002		0,000		0,000	
AlVI	0,000	0,000		0,000		0,000		0,000		0,000	0,000		0,000		0,000	
Cr	0,001	0,001		0,001		0,000		0,002		0,003	0,003		0,001		0,001	
Fe <sup>2+</sup>	0,169	0,169		0,168		0,190		0,171		0,167	0,182		0,168		0,188	
Mn <sup>2+</sup>	0,002	0,003		0,003		0,002		0,002		0,003	0,004		0,003		0,004	
Mg	0,459	1,862		1,810		1,795		1,822		1,823	1,816		1,804		1,823	
Ca	0,567	0,003		0,003		0,002		0,003		0,002	0,005		0,002		0,003	
Ni	0,001	0,008		0,008		0,008		0,008		0,009	0,008		0,008		0,006	
<b>Total cations</b>	<b>2,656</b>	<b>3,023</b>		<b>2,996</b>		<b>2,999</b>		<b>3,004</b>		<b>3,003</b>	<b>3,007</b>		<b>2,994</b>		<b>3,012</b>	
Fa	0,269	0,083		0,085		0,096		0,086		0,084	0,091		0,086		0,094	
Fo	0,731	0,917		0,916		0,905		0,914		0,916	0,909		0,914		0,907	

Taula 8.1. Continuació.

Litologia i micro-estructura	Lhz Pg		Lhz Pg- Pc																
	BB.08.101		BB.08.98		BB.08.105		BB.12.01		BB.08.18		BB.08.18 Corona		BB.12.13		BB.08.59				
	Opx (1)	4 SD	Opx (1)	1	Opx (1)	2	SD	Opx (2)	6	SD	Opx (1)	4	SD	Opx (1)	4	SD	Opx (1)	6	SD
SiO <sub>2</sub>	54,76	0,17	54,04	54,43	0,33	54,07	0,51	54,60	0,36	53,76	0,25	54,28	0,39	55,06	0,12	54,28	0,39	55,06	0,12
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,02	0,16	0,04	0,04	0,17	0,03	0,09	0,01	0,09	0,02	0,12	0,02	0,14	0,02	0,12	0,02	0,14	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,22	0,05	4,89	4,44	0,00	5,00	0,13	4,32	0,05	4,36	0,15	4,16	0,06	4,43	0,15	4,16	0,06	4,43	0,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,01	0,41	0,74	0,05	0,42	0,02	0,34	0,02	0,36	0,08	0,39	0,01	0,32	0,02	0,39	0,01	0,32	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	1,26	0,18	1,73	2,25	0,20	0,64	0,66	1,63	0,16	2,16	1,15	1,85	0,64	0,75	0,00	1,85	0,64	0,75	0,00
FeO(c)	4,74	0,22	4,74	3,69	0,36	5,98	0,51	5,14	0,20	4,36	1,08	4,95	0,58	6,22	0,45	4,95	0,58	6,22	0,45
MnO	0,13	0,01	0,10	0,14	0,08	0,14	0,02	0,16	0,02	0,13	0,02	0,16	0,03	0,17	0,02	0,16	0,03	0,17	0,02
MgO	33,12	0,07	32,67	33,38	0,05	31,82	0,37	32,87	0,13	32,13	1,13	32,78	0,07	32,86	0,07	32,78	0,07	32,86	0,07
CaO	0,84	0,01	0,93	1,18	0,03	0,93	0,06	0,74	0,01	1,62	1,69	0,71	0,02	0,75	0,05	0,71	0,02	0,75	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,03	0,11	0,06	0,01	0,11	0,03	0,11	0,01	0,11	0,13	0,12	0,01	0,13	0,00	0,12	0,01	0,13	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
<b>Suma òxids</b>	<b>99,86</b>		<b>99,77</b>	<b>100,32</b>		<b>99,26</b>		<b>100,02</b>		<b>99,07</b>		<b>99,51</b>		<b>100,39</b>		<b>99,51</b>		<b>100,39</b>	
Si	1,892		1,871	1,872		1,885		1,888		1,879		1,887		1,896		1,887		1,896	
Ti	0,004		0,004	0,001		0,005		0,003		0,002		0,003		0,004		0,003		0,004	
Al/Al <sup>IV</sup>	0,109		0,129	0,128		0,115		0,112		0,122		0,114		0,104		0,114		0,104	
Al <sup>VI</sup>	0,064		0,071	0,052		0,091		0,064		0,058		0,057		0,076		0,057		0,076	
Cr	0,015		0,011	0,020		0,012		0,009		0,010		0,011		0,009		0,011		0,009	
Fe <sup>3+</sup>	0,033		0,045	0,059		0,017		0,042		0,057		0,048		0,017		0,048		0,017	
Fe <sup>Z+</sup>	0,137		0,137	0,106		0,174		0,149		0,127		0,144		0,171		0,144		0,171	
Mn <sup>Z+</sup>	0,004		0,003	0,004		0,004		0,005		0,004		0,005		0,005		0,005		0,005	
Mg	1,706		1,686	1,712		1,654		1,694		1,673		1,698		1,687		1,698		1,687	
Ca	0,031		0,034	0,044		0,035		0,028		0,061		0,026		0,028		0,026		0,028	
Na	0,009		0,007	0,004		0,007		0,008		0,008		0,008		0,008		0,008		0,008	
K	0,000		0,000	0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000	
<b>Suma cations</b>	<b>4,000</b>		<b>4,000</b>	<b>4,000</b>		<b>3,997</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>	
% wollastonita	1,62		1,78	2,26		1,84		1,43		3,15		1,37		1,45		1,37		1,45	
% enstatita	89,29		88,50	88,98		87,80		88,35		87,09		88,39		88,39		88,39		88,39	
% ferrosilita	9,08		9,71	8,76		10,36		10,21		9,76		10,24		10,16		10,24		10,16	
#Cr	7,8		5,2	10,0		5,3		5,0		5,3		5,8		4,6		5,8		4,6	
#Mg	91,0		90,3	91,2		89,6		89,9		90,1		89,8		89,9		89,8		89,9	
<b>Adjectius</b>	Aluminian		Aluminian	Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian	
	Chromian		Chromian	Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian	

Taula 8.2 Mitjana de la composició química i desviació estàndard (1SD) dels diferents tipus d'ortopiroxè de les lherzolites, harzburgites i websterites estudiades. Càlcul en base a 6 oxigens i la estimació del Fe<sup>3+</sup> basada en Droop (1983). Nomenclatura de Morimoto et al. (1988). Entre parèntesi s'indica el tipus de cristall definit en l'apartat 7.5.

Litologia i

micro-  
estructura

Lhz Pc

Mostra	BB.08.80	SC.11.49	SC.11.49	SC.11.51	SC.11.52	SC.11.52	SC.11.52	BB.08.97	BB.08.97					
Fase i tipus	Opx (2)	Opx(1)	Opx (1) Des	Opx (1)	Opx (1)	Opx (1)	Opx (1) Des	Opx (1)	Opx (1) Des					
n° anàlisis	2 SD	4 SD	5 SD	5 SD	5 SD	5 SD	4 SD	5 SD	2 SD					
SiO <sub>2</sub>	55,17	0,18	55,02	0,39	54,01	0,83	55,02	0,34	53,27	0,54	54,94	0,49	55,45	0,51
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,01	0,09	0,01	0,14	0,02	0,11	0,02	0,17	0,03	0,14	0,01	0,12	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,62	0,09	4,24	0,09	5,21	0,60	3,85	0,12	5,58	0,42	4,12	0,05	4,42	0,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,01	0,36	0,02	0,54	0,13	0,41	0,02	0,59	0,07	0,32	0,04	0,41	0,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	1,02	0,37	1,95	0,82	3,47	0,84	2,62	0,66	3,35	0,96	1,42	1,47	0,10	0,13
FeO(c)	5,42	0,24	5,18	0,68	3,76	0,90	3,91	0,62	3,61	0,76	5,00	1,21	6,31	0,16
MnO	0,18	0,02	0,19	0,02	0,17	0,04	0,14	0,04	0,16	0,03	0,18	0,04	0,13	0,04
MgO	33,28	0,01	33,19	0,13	32,70	0,57	33,99	0,17	32,73	0,33	33,27	0,51	32,63	0,05
CaO	0,64	0,01	0,73	0,06	1,38	0,52	0,71	0,03	1,07	0,15	0,66	0,05	0,67	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,00	0,08	0,01	0,15	0,06	0,07	0,02	0,08	0,03	0,09	0,03	0,10	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Suma òxids</b>	<b>99,84</b>	<b>101,04</b>	<b>101,52</b>	<b>100,84</b>	<b>101,52</b>	<b>101,53</b>	<b>100,60</b>	<b>100,60</b>	<b>100,13</b>	<b>100,31</b>	<b>100,13</b>	<b>100,31</b>	<b>100,31</b>	<b>100,31</b>
Si	1,908	1,885	1,845	1,883	1,875	1,894	1,834	1,894	1,909	1,909	1,894	1,909	1,909	1,909
Ti	0,003	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003
Al/Al <sup>IV</sup>	0,092	0,115	0,155	0,117	0,125	0,125	0,166	0,166	0,166	0,166	0,106	0,106	0,091	0,091
Al <sup>VI</sup>	0,055	0,056	0,055	0,038	0,047	0,047	0,060	0,060	0,060	0,060	0,061	0,061	0,088	0,088
Cr	0,010	0,010	0,014	0,011	0,009	0,009	0,016	0,016	0,016	0,016	0,009	0,009	0,011	0,011
Fe <sup>2+</sup>	0,027	0,050	0,089	0,068	0,066	0,066	0,087	0,087	0,087	0,087	0,037	0,037	0,003	0,003
Fe <sup>3+</sup>	0,157	0,149	0,107	0,112	0,129	0,129	0,104	0,104	0,104	0,144	0,144	0,144	0,182	0,182
Mn <sup>2+</sup>	0,006	0,006	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004
Mg	1,716	1,695	1,665	1,734	1,709	1,709	1,680	1,680	1,680	1,709	1,709	1,709	1,674	1,674
Ca	0,024	0,027	0,050	0,026	0,027	0,027	0,040	0,040	0,040	0,024	0,024	0,024	0,025	0,025
Na	0,005	0,006	0,010	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Suma cations</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>
% wollastonita	1,22	1,40	2,63	1,36	1,37	1,37	2,06	2,06	2,06	1,27	1,27	1,27	1,30	1,30
% enstatita	88,98	87,99	86,87	89,19	88,31	88,31	87,74	87,74	87,74	89,02	89,02	89,02	88,74	88,74
% ferrosilita	9,80	10,60	10,50	9,45	10,32	10,32	10,20	10,20	10,20	9,71	9,71	9,71	9,97	9,97
#Cr	6,4	5,3	6,4	6,7	5,1	5,1	6,6	6,6	6,6	5,0	5,0	5,0	5,8	5,8
#Mg	90,3	89,5	89,4	90,6	89,8	89,8	89,8	89,8	89,8	90,4	90,4	90,4	90,1	90,1
<b>Adjectius</b>	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian	Aluminian
			Chromian	Chromian	Chromian	Chromian	Chromian	Chromian	Chromian	Chromian	Chromian	Chromian	Chromian	Chromian

Taula 8.2. Continuació.

Litologia i micro-estructura	Lhz Pc												Lhz Eg							
	CA.12.03		CA.12.03		CA.12.03		CA.12.03		CA.12.03		CA.12.03		BB.08.54		SC.11.05		SC.11.54		BB.08.54	
	Opx (1)	SD	Opx (2)	SD	Opx (3)	SD	Opx (1)	SD	Opx (1)	SD	Opx (2)	SD	Opx (1)	SD	Opx (1)	SD	Opx (1)	SD	Opx (2)	SD
n° anàlisi	3	SD	5	SD	1	SD	6	SD	2	SD	6	SD	10	SD	5	SD	5	SD	6	SD
SiO <sub>2</sub>	54,55	0,25	54,67	0,38	53,78	0,29	55,73	0,29	54,60	0,29	54,26	0,60	54,51	0,43	54,84	0,11	54,84	0,11	54,29	0,51
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,01	0,07	0,02	0,10	0,02	0,08	0,02	0,12	0,02	0,12	0,02	0,10	0,02	0,13	0,02	0,13	0,02	0,11	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	0,07	3,88	0,06	3,92	0,19	3,45	0,19	3,97	0,04	3,96	0,06	4,01	0,05	4,09	0,04	4,09	0,04	4,02	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,01	0,28	0,01	0,29	0,02	0,30	0,02	0,39	0,00	0,37	0,03	0,37	0,04	0,35	0,02	0,35	0,02	0,35	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	3,35	0,24	3,57	0,37	3,11	0,46	2,02	0,46	3,00	0,87	3,38	0,98	1,95	0,76	0,23	0,34	0,23	0,34	1,78	0,65
FeO(c)	3,46	0,17	3,33	0,32	3,49	0,50	4,61	0,50	3,99	0,52	4,75	1,76	4,66	0,68	6,44	0,28	6,44	0,28	5,29	0,96
MnO	0,14	0,04	0,16	0,03	0,18	0,03	0,14	0,03	0,15	0,01	0,14	0,01	0,14	0,03	0,17	0,04	0,17	0,04	0,13	0,03
MgO	33,84	0,48	34,19	0,10	32,68	1,55	33,60	1,55	33,69	0,14	33,78	0,16	33,19	0,18	32,38	0,19	32,38	0,19	33,23	0,13
CaO	0,83	0,41	0,57	0,02	1,48	1,97	1,38	1,97	0,76	0,01	0,72	0,02	0,70	0,03	0,71	0,04	0,71	0,04	0,71	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,02	0,05	0,02	0,12	0,07	0,07	0,07	0,06	0,02	0,05	0,03	0,09	0,02	0,07	0,04	0,07	0,04	0,08	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Suma òxids</b>	<b>100,54</b>		<b>100,78</b>		<b>99,16</b>		<b>101,36</b>		<b>100,69</b>		<b>100,39</b>		<b>99,72</b>		<b>99,40</b>		<b>99,40</b>		<b>99,37</b>	
Si	1,874		1,872		1,876		1,901		1,875		1,866		1,888		1,909		1,909		1,885	
Ti	0,002		0,002		0,003		0,002		0,003		0,003		0,003		0,004		0,004		0,003	
Al/Al <sup>IV</sup>	0,126		0,128		0,124		0,099		0,126		0,134		0,112		0,091		0,091		0,115	
Al <sup>VI</sup>	0,032		0,029		0,037		0,040		0,035		0,026		0,052		0,076		0,076		0,050	
Cr	0,009		0,007		0,008		0,008		0,011		0,010		0,010		0,010		0,010		0,010	
Fe <sup>3+</sup>	0,087		0,092		0,082		0,052		0,078		0,094		0,051		0,006		0,006		0,053	
Fe <sup>2+</sup>	0,099		0,095		0,102		0,131		0,115		0,101		0,135		0,187		0,187		0,131	
Mn <sup>4+</sup>	0,004		0,005		0,005		0,004		0,004		0,004		0,004		0,005		0,005		0,004	
Mg	1,732		1,745		1,700		1,708		1,724		1,731		1,714		1,680		1,680		1,719	
Ca	0,030		0,021		0,055		0,051		0,028		0,019		0,026		0,027		0,027		0,026	
Na	0,004		0,004		0,008		0,005		0,004		0,004		0,006		0,005		0,005		0,005	
K	0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,001	
<b>Suma cations</b>	<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>3,992</b>		<b>4,000</b>		<b>3,999</b>		<b>3,999</b>		<b>4,000</b>	
% wollastonita	1,55		1,07		2,83		2,60		1,44		0,97		1,34		1,41		1,41		1,35	
% enstatita	88,71		89,12		87,45		87,77		88,50		88,82		88,82		88,19		88,19		88,91	
% ferrosilita	9,73		9,80		9,72		9,63		10,06		10,22		9,84		10,41		10,41		9,74	
#Cr	5,2		4,5		4,7		5,5		6,4		6,0		5,8		5,4		5,4		5,6	
#Mg	90,3		90,3		90,2		90,3		90,0		89,9		90,2		89,7		89,7		90,3	
<b>Adjectius</b>	Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian	
	Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian	
	Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian	

Taula 8.2. Continuació.



Litologia i micro- estructura	Hz Pg		Wb Pg													
	BB.12.03		BB.08.20		BB.08.19		CA.12.02		BB.08.52		BB.12.04		BB.12.17		BB.08.06	
	Opx (1)	3 SD	Opx (1)	4 SD	Opx (1)	3 SD	Opx (1)	4 SD	Opx (1)	3 SD	Opx (1)	2 SD	Opx (1)	4 SD	Opx (1)	2 SD
n° anàlisis																
SiO <sub>2</sub>	56,11	0,35	55,14	0,18	56,41	0,30	55,49	0,21	56,01	0,33	55,34	0,10	52,48	7,68	55,49	0,19
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	0,07	0,01	0,06	0,03	0,08	0,02	0,08	0,01	0,03	0,03	0,11	0,06	0,19	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,42	0,10	2,92	0,01	2,27	0,05	2,68	0,08	2,45	0,08	3,39	0,06	1,51	0,96	2,19	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,02	0,65	0,02	0,80	0,03	0,82	0,02	0,78	0,02	0,94	0,02	0,54	0,33	0,66	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	0,17	0,29	2,02	0,67	1,25	0,88	3,04	0,27	1,82	0,85	1,21	0,90	2,76	5,52	2,27	0,55
FeO(c)	5,00	0,31	3,93	0,52	4,13	0,77	2,52	0,27	3,73	0,83	4,45	0,69	4,09	2,73	4,19	0,47
MnO	0,12	0,02	0,13	0,03	0,15	0,03	0,12	0,03	0,13	0,02	0,13	0,08	0,16	0,03	0,21	0,01
MgO	33,76	0,42	33,87	0,17	34,47	0,26	34,85	0,22	34,59	0,29	33,16	0,47	36,93	6,99	33,88	0,17
CaO	1,17	0,04	0,94	0,03	1,21	0,04	1,14	0,06	1,16	0,05	1,65	0,11	0,90	0,53	1,20	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,08	0,03	0,05	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01	0,09	0,02	0,05	0,07	0,04	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
<b>Suma òxids</b>	<b>99,61</b>		<b>99,75</b>		<b>100,78</b>		<b>100,77</b>		<b>100,76</b>		<b>100,37</b>		<b>99,52</b>		<b>100,31</b>	
Si	1,940		1,907		1,928		1,896		1,915		1,905		1,836		1,914	
Ti	0,001		0,002		0,002		0,002		0,002		0,001		0,003		0,005	
Al/Al <sup>IV</sup>	0,060		0,094		0,072		0,105		0,085		0,095		0,036		0,085	
Al <sup>VI</sup>	0,038		0,025		0,019		0,003		0,014		0,043		0,026		0,004	
Cr	0,021		0,018		0,022		0,023		0,021		0,026		0,015		0,018	
Fe <sup>3+</sup>	0,004		0,053		0,032		0,078		0,047		0,032		0,075		0,059	
Fe <sup>2+</sup>	0,145		0,114		0,118		0,072		0,107		0,128		0,119		0,121	
Mn <sup>2+</sup>	0,004		0,004		0,004		0,004		0,004		0,004		0,005		0,006	
Mg	1,739		1,745		1,756		1,774		1,763		1,702		1,937		1,742	
Ca	0,043		0,035		0,044		0,042		0,043		0,061		0,033		0,045	
Na	0,003		0,005		0,003		0,003		0,001		0,006		0,004		0,003	
K	0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,001		0,000		0,000	
<b>Suma cations</b>	<b>3,999</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,087</b>		<b>4,000</b>	
% wollastonita	2,22		1,78		2,25		2,12		2,17		3,14		1,53		2,26	
% enstatita	89,89		89,50		89,87		90,07		89,83		88,39		89,31		88,34	
% ferrosilita	7,89		8,72		7,88		7,81		8,00		8,47		9,15		9,41	
#Cr	17,8		13,2		19,2		17,3		17,7		15,6		19,3		16,8	
#Mg	92,1		91,3		92,1		92,2		92,0		91,4		90,9		90,7	
<b>Adjectius</b>			Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian	
	Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian	
			Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian		Chromian	

Taula 8.2. Continuació.

Litologia i micro- estructura	Lhz Pg	Lhz Pg- Pc																						
		BB.08.98			BB.08.101			BB.08.105			BB.12.01			BB.08.18			BB.08.18							
		Cpx (1)	SD	3	Cpx (1)	SD	2	Cpx (1)	SD	1	Cpx (2)	SD	5	Cpx (1)	SD	5	Cpx (1) Sr	SD	5	Cpx (4) Spl	SD	3		
Mostra		51,20	0,15	51,70	0,58	50,70	0,24	52,07	0,12	51,26	0,34	51,49	0,25	51,64	0,36	53,57	0,86							
Fase i tipus		0,63	0,03	0,43	0,02	0,73	0,11	0,12	0,57	0,02	0,37	0,03	0,37	0,06	0,38	0,18								
n° anàlisis		7,25	0,09	6,12	0,07	4,71	0,50	5,12	6,96	0,12	6,29	0,18	4,24	0,44	2,06	0,79								
SiO <sub>2</sub>		0,81	0,01	1,23	0,07	1,33	0,01	1,12	0,79	0,01	0,71	0,03	0,80	0,07	0,84	0,17								
TiO <sub>2</sub>		1,26	0,36	1,79	0,66	1,76	0,63	2,25	1,83	0,70	2,95	0,32	2,12	0,65	1,17	0,84								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1,67	0,29	1,18	0,66	1,71	0,52	0,92	0,11	0,03	0,68	0,33	1,24	0,60	2,24	0,78								
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,12	0,03	0,10	0,03	0,06	0,01	0,06	0,11	0,03	0,07	0,05	0,11	0,04	0,15	0,05								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)		15,28	0,08	15,78	0,16	16,51	0,23	17,38	15,39	0,20	15,25	0,10	16,66	0,41	19,44	0,87								
FeO(c)		19,46	0,12	19,80	0,12	22,05	0,31	20,64	19,87	0,05	20,71	0,15	22,53	0,33	19,82	0,59								
MnO		1,69	0,04	1,61	0,06	0,40	0,02	0,85	1,61	0,11	1,60	0,03	0,47	0,05	0,42	0,08								
MgO		0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01								
CaO		99,37		99,72		99,93		100,54	99,73		100,11		100,18		100,10									
Na <sub>2</sub> O		1,858		1,872		1,850		1,872	1,856		1,862		1,875		1,933									
K <sub>2</sub> O		0,017		0,012		0,020		0,003	0,016		0,010		0,010		0,010									
Suma òxids		0,142		0,128		0,150		0,128	0,144		0,138		0,125		0,067									
Si		0,168		0,133		0,053		0,089	0,153		0,130		0,057		0,020									
Ti		0,023		0,035		0,038		0,032	0,023		0,020		0,023		0,024									
Al/Al <sup>IV</sup>		0,034		0,049		0,048		0,061	0,050		0,080		0,058		0,032									
Al <sup>VI</sup>		0,051		0,036		0,052		0,028	0,041		0,020		0,038		0,068									
Cr		0,003		0,003		0,002		0,002	0,003		0,002		0,003		0,004									
Fe <sup>3+</sup>		0,826		0,852		0,898		0,931	0,830		0,822		0,902		1,046									
Fe <sup>2+</sup>		0,757		0,768		0,862		0,795	0,771		0,802		0,877		0,766									
Mn <sup>2+</sup>		0,119		0,113		0,028		0,060	0,113		0,112		0,033		0,030									
Mg		0,000		0,000		0,000		0,000	0,000		0,000		0,000		0,000									
Ca		4,000		4,000		4,000		4,000	4,000		4,000		4,000		4,000									
Na		45,28		44,99		46,31		43,75	45,49		46,45		46,70		39,99									
K		49,43		49,87		48,24		51,24	48,99		47,59		48,03		54,59									
Suma cations		5,28		5,13		5,45		5,01	5,52		5,96		5,27		5,41									
% wollastonita		90,7		91,0		90,0		91,3	90,2		89,1		90,4		91,3									
% enstatita		6,9		11,9		15,8		12,9	7,1		6,9		11,3		21,3									
% ferrosilita																								
#Mg																								
#Cr																								
Piroxè		Diopside		Diopside		Diopside		Augite	Diopside		Diopside		Diopside		Augite									
Adjectius		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian	Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian									
		chromian		chromian		chromian		chromian	chromian		chromian		chromian		chromian									
		Sodian		Sodian		Sodian		Sodian	Sodian		Sodian		Sodian		Sodian									

Taula 8.3 Mitjana de la composició química i desviació estàndard (1SD) dels diferents tipus de clinopiroxè de les lherzolites, harzburgites i websterites estudiades. Càlcul en base a 6 oxígens i la estimació del Fe<sup>3+</sup> basada en Droop (1983). Nomenclatura de Morimoto et al. (1988). Entre parèntesi s'indica el tipus de cristall definit en l'apartat 7.5.



Litologia i micro- estructura	Lhz Pg- Pc		Lhz Pc															
	BB.08.18	BB.08.59	BB.12.13			CA.12.03			SC.11.05		BB.08.97		BB.08.97		BB.08.80			
	Cpx (4) Opx	Cpx (1)	7	SD	4	SD	5	SD	4	SD	5	SD	11	SD	3	SD	4	SD
Mostra	BB.08.18	BB.08.59	BB.12.13			CA.12.03			SC.11.05		BB.08.97		BB.08.97		BB.08.80			
Fase i tipus	Cpx (4) Opx	Cpx (1)	Cpx (1)			Cpx (1)			Cpx (1)		Cpx (1)		Cpx (1) Des		Cpx (1)			
n° anàlisis	7	SD	4	SD	5	SD	4	SD	5	SD	4	SD	11	SD	3	SD	4	SD
SiO <sub>2</sub>	51,55	1,28	51,96	0,13	50,97	0,40	51,38	0,23	51,23	0,21	50,70	0,64	52,14	0,58	51,95	0,32		
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,41	0,55	0,02	0,61	0,02	0,34	0,02	0,50	0,02	0,64	0,03	0,59	0,02	0,53	0,04		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,56	2,07	6,75	0,12	6,64	0,07	5,47	0,09	5,48	0,07	6,51	0,09	6,76	0,47	5,91	0,09		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,20	0,72	0,03	0,84	0,05	0,67	0,01	0,74	0,02	0,77	0,04	0,88	0,12	0,88	0,02		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	2,69	1,08	2,59	0,26	2,11	0,85	3,52	0,26	2,74	0,58	2,92	0,96	1,21	0,41	2,24	0,37		
FeO(c)	1,06	0,73	0,89	0,27	1,13	0,82	0,10	0,20	0,61	0,47	0,57	0,90	2,29	0,35	0,76	0,29		
MnO	0,11	0,05	0,10	0,03	0,09	0,00	0,09	0,02	0,08	0,02	0,09	0,02	0,10	0,05	0,08	0,03		
MgO	17,59	1,59	15,09	0,05	14,86	0,15	15,72	0,08	15,99	0,11	15,12	0,20	16,15	1,04	15,08	0,13		
CaO	20,53	1,22	20,65	0,05	19,81	0,13	21,10	0,09	21,25	0,13	20,12	0,15	18,79	0,74	21,01	0,14		
Na <sub>2</sub> O	0,72	0,42	1,78	0,03	1,81	0,09	1,44	0,04	1,14	0,04	1,77	0,09	1,64	0,07	1,71	0,02		
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01		
<b>Suma òxids</b>	<b>99,27</b>	<b>101,08</b>	<b>101,08</b>	<b>0,01</b>	<b>98,89</b>	<b>0,00</b>	<b>99,82</b>	<b>0,02</b>	<b>99,76</b>	<b>0,00</b>	<b>99,14</b>	<b>0,00</b>	<b>100,57</b>	<b>0,01</b>	<b>100,14</b>	<b>0,02</b>	<b>100,14</b>	<b>0,00</b>
Si	1,883		1,860		1,863		1,865		1,861		1,850		1,869		1,877			
Ti	0,016		0,015		0,017		0,010		0,014		0,017		0,016		0,014			
Al/Al <sup>IV</sup>	0,110		0,140		0,137		0,135		0,139		0,150		0,131		0,123			
Al <sup>VI</sup>	0,044		0,145		0,149		0,099		0,095		0,129		0,155		0,129			
Cr	0,025		0,021		0,025		0,020		0,021		0,022		0,025		0,025			
Fe <sup>3+</sup>	0,074		0,070		0,058		0,096		0,075		0,081		0,033		0,061			
Fe <sup>2+</sup>	0,033		0,027		0,035		0,003		0,018		0,016		0,069		0,023			
Mn <sup>2+</sup>	0,003		0,003		0,003		0,003		0,002		0,003		0,003		0,002			
Mg	0,958		0,805		0,809		0,850		0,866		0,823		0,863		0,813			
Ca	0,804		0,792		0,776		0,821		0,827		0,787		0,722		0,813			
Na	0,051		0,124		0,128		0,102		0,080		0,125		0,114		0,120			
K	0,000		0,001		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000			
<b>Suma cations</b>	<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,002</b>		<b>4,000</b>		<b>4,004</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>	
% wollastonita	42,95		46,68		46,14		46,29		46,22		46,04		42,74		47,52			
% enstatita	51,19		47,45		48,15		47,97		48,41		48,14		51,07		47,47			
% ferrosilita	5,86		5,87		5,71		5,74		5,37		5,83		6,20		5,01			
#Mg	90,0		89,3		89,7		89,6		90,2		89,5		89,5		90,7			
#Cr	14,0		6,7		7,9		7,7		8,4		7,4		7,9		9,0			
<b>Piroxè</b>	Augite	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside
<b>Adjectius</b>	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian	Aluminian chromian

Taula 8.3. Continuació

Litologia i micro- estructura		Lhz Pc		SC.11.16		SC.11.16		SC.11.16		SC.11.49		SC.11.49		SC.11.51		SC.11.52		SC.11.52	
Mostra	BB.08.80	Cpx (2)		Cpx (2)		Cpx (3)		Cpx (2)		Cpx (4) Spl		Cpx (2)		Cpx (2)		Cpx (2)		Cpx (1-2?) Des	
Fase i tipus		7	SD	4	SD	1	SD	3	SD	4	SD	4	SD	4	SD	4	SD	5	SD
n° anàlisis																			
SiO <sub>2</sub>	51,96	0,30	52,19	0,36	52,10	0,38	51,74	0,30	52,32	0,52	52,17	0,09	51,34	0,07	51,97	0,19			
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,07	0,40	0,01	0,38	0,01	0,39	0,01	0,84	0,21	0,40	0,02	0,65	0,04	0,69	0,03			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,99	0,20	4,71	0,29	4,67	0,08	5,55	0,08	2,68	0,90	5,43	0,04	5,99	0,13	6,25	0,35			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	0,07	0,70	0,15	0,60	0,05	0,68	0,05	0,97	0,17	0,82	0,04	0,67	0,04	0,75	0,10			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	2,33	0,66	1,99	0,68	3,03	0,02	2,54	0,86	1,95	0,25	1,95	0,34	2,80	0,43	1,58	0,56			
FeO(c)	0,81	0,49	0,83	0,50	0,02	0,07	0,82	0,66	1,41	0,13	0,92	0,27	0,55	0,41	1,62	0,58			
MnO	0,11	0,04	0,06	0,03	0,07	0,03	0,09	0,05	0,10	0,02	0,11	0,04	0,09	0,04	0,06	0,04			
MgO	15,07	0,17	16,22	0,34	16,48	0,15	15,95	0,15	18,50	0,25	16,09	0,07	15,88	0,14	15,83	0,12			
CaO	21,01	0,21	22,36	0,18	22,33	0,04	21,14	0,04	20,89	0,46	21,19	0,23	21,37	0,16	21,15	0,26			
Na <sub>2</sub> O	1,70	0,05	0,94	0,14	0,99	0,04	1,25	0,04	0,44	0,07	1,27	0,03	1,22	0,02	1,24	0,09			
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00			
<b>Suma òxids</b>	<b>100,34</b>		<b>100,39</b>		<b>100,67</b>		<b>100,13</b>		<b>100,11</b>		<b>100,35</b>		<b>100,55</b>		<b>101,15</b>				
Si	1,875		1,885		1,875		1,871		1,895		1,880		1,851		1,861				
Ti	0,013		0,011		0,010		0,010		0,023		0,011		0,018		0,019				
Al/Al <sup>IV</sup>	0,125		0,115		0,125		0,129		0,101		0,120		0,150		0,139				
Al <sup>VI</sup>	0,129		0,085		0,074		0,108		0,014		0,111		0,105		0,125				
Cr	0,024		0,020		0,017		0,019		0,028		0,023		0,020		0,021				
Fe <sup>3+</sup>	0,064		0,054		0,082		0,069		0,053		0,053		0,076		0,043				
Fe <sup>2+</sup>	0,024		0,025		0,001		0,025		0,043		0,028		0,017		0,049				
Mn <sup>2+</sup>	0,003		0,002		0,002		0,003		0,003		0,004		0,003		0,002				
Mg	0,811		0,873		0,884		0,859		0,999		0,864		0,853		0,845				
Ca	0,812		0,865		0,861		0,819		0,811		0,819		0,825		0,811				
Na	0,119		0,065		0,069		0,088		0,031		0,089		0,085		0,086				
K	0,000		0,000		0,000		0,000		0,001		0,000		0,000		0,000				
<b>Suma cations</b>	<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>				
% wollastonita	47,39		47,57		47,05		46,15		42,48		46,33		46,54		46,38				
% enstatita	47,29		47,98		48,31		48,42		52,32		48,92		48,10		48,28				
% ferrosilita	5,32		4,45		4,64		5,43		5,20		4,75		5,36		5,34				
#Mg	90,2		91,7		91,4		90,2		91,2		91,5		90,2		90,2				
#Cr	8,7		8,9		7,9		7,6		19,4		9,1		7,1		7,4				
<b>Piroxè</b>	Diopside		Diopside		Diopside		Diopside		Augite		Diopside		Diopside		Diopside				
<b>Adjectius</b>	Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian		Aluminian				
	chromian		chromian		chromian		chromian		chromian		chromian		chromian		chromian				
	Sodian																		

Taula 8.3 . Continuació



Litologia i micro-

Mostra	BB.08.20		BB.08.19		CA.12.02		BB.08.52		BB.12.02		BB.12.09		BB.12.03	
	Cpx (1)	Hz Pg	Cpx (1)	SD	Cpx (1)	SD	Cpx (1)	SD	Cpx (1)	SD	Cpx (1)	SD	Cpx (1)	SD
n° anàlisis	6		2		3		2		3		2		2	
SiO <sub>2</sub>	51,91	0,31	53,42	0,01	52,75	0,03	52,70	0,03	53,32	0,18	53,06	0,16	53,54	0,32
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,01	0,11	0,00	0,17	0,01	0,12	0,01	0,05	0,02	0,15	0,04	0,09	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	0,06	2,67	0,06	3,39	0,01	2,80	0,01	2,51	0,06	4,10	0,05	2,85	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	0,02	1,42	0,04	1,44	0,01	1,18	0,01	1,10	0,04	1,49	0,02	1,28	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	2,37	0,43	1,39	0,22	2,02	0,56	1,66	0,25	0,68	0,23	0,32	0,45	0,54	0,13
FeO(c)	0,62	0,41	1,21	0,18	0,58	0,57	1,14	0,16	1,86	0,23	2,71	0,27	2,00	0,23
MnO	0,09	0,04	0,07	0,02	0,08	0,02	0,05	0,04	0,08	0,02	0,11	0,01	0,11	0,00
MgO	16,92	0,12	18,13	0,14	18,10	0,08	18,44	0,15	17,74	0,13	16,36	0,02	18,01	0,19
CaO	20,95	0,05	21,49	0,15	21,07	0,31	21,15	0,10	21,81	0,17	20,20	0,06	21,30	0,13
Na <sub>2</sub> O	0,98	0,03	0,62	0,02	0,72	0,08	0,43	0,01	0,49	0,01	1,20	0,16	0,56	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma òxids</b>	<b>99,25</b>		<b>100,49</b>		<b>100,33</b>		<b>99,65</b>		<b>99,64</b>		<b>99,66</b>		<b>100,26</b>	
Si	1,894		1,923		1,900		1,913		1,938		1,927		1,931	
Ti	0,005		0,003		0,005		0,003		0,001		0,004		0,003	
Al/Al <sup>IV</sup>	0,106		0,077		0,100		0,087		0,062		0,074		0,069	
Al <sup>VI</sup>	0,062		0,036		0,044		0,033		0,045		0,102		0,052	
Cr	0,038		0,041		0,041		0,034		0,031		0,043		0,036	
Fe <sup>3+</sup>	0,065		0,038		0,054		0,045		0,019		0,009		0,015	
Fe <sup>2+</sup>	0,019		0,036		0,017		0,035		0,057		0,082		0,060	
Mn <sup>2+</sup>	0,003		0,002		0,002		0,002		0,002		0,003		0,003	
Mg	0,920		0,973		0,972		0,997		0,961		0,886		0,969	
Ca	0,819		0,829		0,813		0,822		0,849		0,786		0,824	
Na	0,070		0,043		0,051		0,030		0,035		0,085		0,039	
K	0,000		0,000		0,000		0,001		0,000		0,000		0,000	
<b>Suma cations</b>	<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>4,001</b>		<b>4,000</b>		<b>4,000</b>		<b>3,999</b>		<b>4,000</b>	
% wollastonita	44,86		44,15		43,74		43,26		44,99		44,53		44,05	
% enstatita	50,40		51,82		52,28		52,47		50,88		50,17		51,81	
% ferrosilita	4,75		4,02		3,98		4,26		4,13		5,30		4,15	
#Mg	91,6		93,0		93,1		92,6		92,7		90,7		92,9	
#Cr	18,5		26,4		22,2		22,1		22,7		19,5		22,9	
<b>Piroxè</b>	Augite		Augite		Augite		Augite		Augite		Augite		Augite	
<b>Adjectius</b>	Aluminian chromian		Aluminian chromian		Aluminian chromian		Aluminian chromian		Aluminian chromian		Aluminian chromian		Aluminian chromian	

Taula 8.3. Continuació

Litologia i micro- estructura	Hz Pg		Wb Pg			
	Mostra	BB.12.04	BB.12.17	BB.08.06		
Fase i tipus	Cpx (1)		Cpx (1)	Cpx (1)		
n° anàlisis	2	SD	5	SD	2	SD
SiO <sub>2</sub>	52,78	0,06	53,11	0,28	52,65	0,06
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,01	0,27	0,02	0,36	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,55	0,06	2,35	0,05	2,54	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	0,04	1,20	0,05	1,06	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	0,56	0,08	0,42	0,48	1,35	1,12
FeO(c)	2,71	0,01	2,19	0,40	1,70	0,93
MnO	0,09	0,01	0,11	0,05	0,12	0,01
MgO	18,69	0,17	17,76	0,10	18,14	0,08
CaO	20,25	0,19	21,38	0,14	21,31	0,13
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,05	0,48	0,02	0,40	0,11
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Suma òxids</b>	<b>100,05</b>		<b>99,28</b>		<b>99,60</b>	
Si	1,908		1,938		1,916	
Ti	0,002		0,007		0,010	
Al/Al <sup>IV</sup>	0,093		0,062		0,084	
Al <sup>VI</sup>	0,059		0,039		0,026	
Cr	0,033		0,035		0,031	
Fe <sup>3+</sup>	0,015		0,012		0,037	
Fe <sup>2+</sup>	0,082		0,067		0,052	
Mn <sup>2+</sup>	0,003		0,004		0,004	
Mg	1,007		0,966		0,984	
Ca	0,784		0,836		0,831	
Na	0,016		0,034		0,028	
K	0,001		0,001		0,000	
<b>Suma cations</b>	<b>4,000</b>		<b>3,999</b>		<b>4,000</b>	
% wollastonita	41,46		44,36		43,60	
% enstatita	53,25		51,29		51,60	
% ferrosilita	5,29		4,35		4,80	
#Mg	91,2		92,5		91,8	
#Cr	17,7		25,6		21,8	
<b>Piroxè</b>	Augite		Augite		Augite	
<b>Adjectius</b>	Aluminian chromian		Aluminian chromian		Aluminian chromian	

Taula 8.3 . Continuació

Litologia i micro- estructura	Lhz Pg				Lhz Pg- Pc											
	BB.08.98		BB.08.101		BB.08.105		BB.12.01		BB.12.13		BB.08.18		BB.08.59			
	Spl (1)	4	SD	Spl (1)	4	SD	Spl (2)	3	SD	Spl (1)	4	SD	Spl (1)	4	SD	
Mostra																
Fase i tipus																
n° anàlisis																
SiO <sub>2</sub>	0,06	0,02	0,06	0,06	0,02	0,01	0,06	0,06	0,03	0,07	0,03	0,03	0,23			
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,01	0,18	0,01	0,08	0,01	0,16	0,16	0,02	0,16	0,03	0,03	0,94	0,10	0,01	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,67	0,04	48,38	0,20	45,84	0,41	56,84	0,56	0,56	54,81	0,32	0,32	35,88	56,61	0,36	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,16	0,11	17,59	0,03	21,23	0,19	9,92	0,15	0,15	11,49	0,13	0,13	28,07	9,05	0,09	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	2,33	0,09	3,31	0,32	3,98	0,47	1,87	0,06	0,06	3,18	0,15	0,15	3,61			
FeO	7,93	0,28	8,35	0,39	8,92	0,39	8,63	0,16	0,16	9,15	0,13	0,13	11,49	11,80	0,17	
MnO	0,08	0,04	0,14	0,03	0,08	0,01	0,07	0,04	0,04	0,14	0,02	0,02	0,18	0,10	0,07	
MgO	21,34	0,01	19,95	0,33	19,76	0,21	20,74	0,20	0,20	20,35	0,05	0,05	17,16	20,80	0,07	
NiO	0,44	0,10	0,34	0,01	0,34	0,01	0,35	0,05	0,05	0,39	0,05	0,05	0,17			
<b>Suma òxids</b>	<b>99,17</b>		<b>98,29</b>		<b>100,33</b>		<b>98,64</b>			<b>99,72</b>			<b>97,68</b>			<b>98,46</b>
Si	0,002		0,002		0,003		0,002		0,002	0,002			0,007			
Ti	0,003		0,004		0,002		0,003		0,003	0,003			0,020			0,002
Al/Al <sup>IV</sup>	0,000		0,000		0,000		0,000		0,000	0,000			0,000			
Al <sup>VI</sup>	1,758		1,545		1,457		1,749		1,690	1,690			1,224			1,743
Cr	0,188		0,377		0,453		0,205		0,238	0,238			0,643			0,187
Fe <sup>3+</sup>	0,045		0,067		0,081		0,037		0,063	0,063			0,079			0,190
Fe <sup>2+</sup>	0,171		0,190		0,201		0,188		0,200	0,200			0,278			0,067
Mn <sup>2+</sup>	0,002		0,003		0,002		0,001		0,003	0,003			0,004			0,002
Mg	0,823		0,806		0,795		0,807		0,794	0,794			0,741			0,810
Ni	0,010		0,007		0,008		0,007		0,008	0,008			0,004			
<b>Suma cations</b>	<b>3,000</b>		<b>3,000</b>		<b>3,000</b>		<b>3,000</b>			<b>3,000</b>			<b>3,000</b>			<b>3,000</b>
#Mg	79,2		75,8		73,8		78,2		75,1	75,1			80,2			81,0
#Cr	9,6		19,6		23,7		10,5		12,3	12,3			10,4			9,7

Taula 8.4 Mitjana de la composició química i desviació estàndard (1SD) dels diferents tipus d'espinel·la de les lherzolites i harzburgites estudiades. Càlcul en base a 24 oxígens. Entre parèntesi s'indica el tipus de cristall definit en l'apartat 7.5.



Litologia i micro- estructura	Lhz Pc				Lhz Eg				Lhz-Px Pg-Pc							
	SC.11.16		SC.11.05		SC.11.54		BB.08.54		BB.08.57		BB.08.38		BB.08.24		BB.08.83b	
	Spl (4)	Spl (1)	Spl (2)	SD	Spl (2)	SD	Spl (2)	SD	Spl (2)	SD	Spl (5)	SD	Spl (2)	SD	Spl (1)	SD
n° anàlisis	1	4	SD	1	3	SD	8	SD	2	SD	4	SD	2	SD	4	SD
SiO <sub>2</sub>	0,30	0,04	0,02	0,07	0,10	0,04	0,04	0,02	0,09	0,01	0,12	0,02	0,11	0,02	0,12	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,15	0,02	0,15	0,13	0,01	0,11	0,03	0,09	0,01	0,12	0,02	0,09	0,00	0,00	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	55,02	54,25	0,78	54,72	55,32	1,30	53,37	0,36	52,84	0,52	59,30	0,02	55,74	0,02	54,37	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,06	12,43	0,08	11,02	11,50	0,06	11,24	0,15	13,89	0,01	6,25	2,96	10,37	0,09	10,87	0,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	3,21	2,12	1,17	3,32	2,57	1,34	4,40	0,21	11,80	0,23	9,65	0,33	11,34	0,21	8,18	0,75
FeO	8,47	9,70	0,20	9,25	9,24	0,21	8,65	0,18	0,12	0,09	0,08	0,02	0,09	0,08	0,11	0,03
MnO	0,16	0,12	0,05	0,09	0,11	0,03	0,12	0,02	20,05	0,01	21,87	0,07	20,80	0,21	20,94	0,48
MgO	20,91	19,81	0,26	20,17	20,41	0,14	20,22	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,06
NiO	0,39	0,32	0,13	0,42	0,31	0,05	0,41	0,04	98,77	98,77	97,25	99,87	98,43	99,87	99,80	99,80
<b>Suma òxids</b>	<b>99,60</b>	<b>98,92</b>		<b>99,21</b>	<b>99,68</b>		<b>98,57</b>		<b>98,77</b>		<b>97,25</b>		<b>98,43</b>		<b>99,87</b>	
Si	0,008	0,001		0,002	0,003		0,001		0,002		0,002		0,002		0,002	
Ti	0,001	0,003		0,003	0,003		0,002		0,002		0,002		0,002		0,012	
Al/Al <sup>IV</sup>	0,000	0,000		0,000	0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000	
Al <sup>VI</sup>	1,691	1,690		1,696	1,702		1,670		1,662		1,812		1,721		1,673	
Cr	0,228	0,260		0,229	0,237		0,236		0,293		0,129		0,215		0,224	
Fe <sup>3+</sup>	0,063	0,042		0,066	0,050		0,088		0,055		0,155		0,188		0,095	
Fe <sup>2+</sup>	0,185	0,215		0,203	0,202		0,192		0,209		0,055		0,061		0,179	
Mn <sup>2+</sup>	0,004	0,003		0,002	0,003		0,003		0,003		0,002		0,002		0,003	
Mg	0,813	0,781		0,791	0,794		0,800		0,798		0,846		0,812		0,815	
Ni	0,008	0,007		0,009	0,007		0,009		0,000		0,000		0,000		0,008	
<b>Suma cations</b>	<b>3,000</b>	<b>3,000</b>		<b>3,000</b>	<b>3,000</b>		<b>3,000</b>		<b>3,021</b>		<b>3,000</b>		<b>3,000</b>		<b>3,000</b>	
#Mg	76,6	75,3		74,6	75,9		74,1		75,2		84,5		81,2		74,8	
#Cr	11,9	13,3		11,9	12,2		12,4		15,0		6,6		11,1		11,8	

Taula 8.4. Continuació.



Litologia i micro- estructura	Hz Pg	BB.08.20		BB.08.19		CA.12.02		BB.08.52		BB.12.02		BB.12.09		BB.12.03		BB.12.04	
		Spl (1)	SD	Spl (1)	SD	Spl (1)	SD	Spl (1)	SD	Spl (1)	SD	Spl (1)	SD	Spl (1)	SD	Spl (1)	SD
n° anàlisis		2	SD	2	SD	2	SD	2	SD	2	SD	2	SD	2	SD	2	SD
SiO <sub>2</sub>		0,08	0,04			0,03	0,01	0,08	0,01	0,14	0,01	0,10	0,02	0,12	0,01	0,20	0,02
TiO <sub>2</sub>		0,21	0,02	0,20	0,01	0,27	0,01	0,18	0,01	0,10	0,00	0,20	0,01	0,15	0,01	0,09	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		34,02	0,18	24,69	0,08	28,77	0,66	25,17	0,00	25,38	0,35	32,15	0,02	26,03	0,09	31,89	0,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		33,04	0,20	44,88	0,17	39,86	0,37	41,87	0,30	43,32	0,08	35,17	0,05	42,58	0,24	36,27	0,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)		3,42	0,25			3,41	0,50	4,79	0,55	4,02	0,01	4,09	0,08	4,09	0,49	3,73	0,10
FeO		10,82	0,04	13,85	0,04	10,40	0,52	10,99	0,25	11,28	0,22	11,48	0,10	10,97	0,28	10,10	0,26
MnO		0,16	0,01	0,21	0,01	0,11	0,01	0,20	0,02	0,17	0,01	0,18	0,02	0,19	0,05	0,14	0,06
MgO		17,09	0,01	16,16	0,03	17,11	0,23	16,14	0,16	16,29	0,28	16,70	0,16	16,54	0,18	17,66	0,24
NiO		0,27	0,04	0,37		0,19	0,04	0,25	0,08	0,22	0,05	0,29	0,01	0,22	0,03	0,23	0,01
<b>Suma òxids</b>		<b>99,09</b>		<b>100,16</b>		<b>100,13</b>		<b>99,66</b>		<b>100,89</b>		<b>100,33</b>		<b>100,88</b>		<b>100,32</b>	
Si		0,003		0,000		0,001		0,003		0,004		0,003		0,004		0,006	
Ti		0,005		0,005		0,006		0,004		0,002		0,004		0,003		0,002	
Al/Al <sup>IV</sup>		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000	
Al <sup>VI</sup>		1,158		0,873		0,991		0,888		0,885		1,095		0,904		1,080	
Cr		0,755		1,065		0,921		0,991		1,013		0,803		0,993		0,824	
Fe <sup>3+</sup>		0,074		0,071		0,075		0,108		0,090		0,089		0,091		0,080	
Fe <sup>2+</sup>		0,261		0,277		0,254		0,275		0,279		0,278		0,271		0,243	
Mn <sup>2+</sup>		0,004		0,005		0,003		0,005		0,004		0,005		0,005		0,004	
Mg		0,736		0,723		0,746		0,721		0,718		0,719		0,727		0,756	
Ni		0,007		0,009		0,005		0,006		0,005		0,007		0,006		0,005	
<b>Suma cations</b>		<b>3,000</b>		<b>3,027</b>		<b>3,000</b>		<b>3,000</b>		<b>3,000</b>		<b>3,000</b>		<b>3,000</b>		<b>3,000</b>	
#Mg		68,7		67,5		69,4		65,3		66,1		66,2		66,8		70,1	
#Cr		39,5		54,9		48,2		52,7		53,4		42,3		52,3		43,3	

Taula 8.4. Continuació.

Litologia i microestructura							
	Lhz Eg		Lhz Pc		Lhz Eg		Lhz Pg- Pc
Mostra	BB.08.54		BB.08.97		BB.08.24		BB.12.13
Fase	Am		Am		Am		Am
n° anàlisis	4	SD	2	SD	4	SD	1
SiO <sub>2</sub>	42,41	0,28	42,27	0,14	42,79	0,66	50,25
TiO <sub>2</sub>	2,06	0,06	2,98	0,02	1,69	0,03	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,45	0,21	14,30	0,04	15,05	0,14	6,51
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,13	0,02	1,13	0,01	1,08	0,03	0,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (c)	5,06	0,13	4,74	0,09	5,18	0,10	0,00
FeO(c)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,20
MnO	0,06	0,04	0,07	0,00	0,09	0,02	0,06
MgO	17,31	0,19	17,37	0,11	17,45	0,25	14,40
CaO	10,76	0,20	10,52	0,07	10,93	0,08	20,09
Na <sub>2</sub> O	3,73	0,03	3,95	0,01	3,88	0,16	1,79
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01
NiO	0,12	0,03	0,11	0,00	0,12	0,02	0,03
H <sub>2</sub> O(c)	2,11	0,01	2,12	0,01	2,13	0,03	2,11
<b>Suma òxids</b>	<b>99,21</b>		<b>99,56</b>		<b>100,40</b>		<b>99,95</b>
Si	6,036		5,997		6,019		7,158
Ti	0,221		0,317		0,179		0,069
Al/Al <sup>IV</sup>	1,965		2,003		1,981		0,842
Al <sup>VI</sup>	0,459		0,388		0,514		0,251
Cr	0,127		0,127		0,120		0,095
Fe <sup>3+</sup>	0,542		0,505		0,549		0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,000		0,000		0,000		0,381
Mn <sup>2+</sup>	0,007		0,009		0,010		0,007
Mg	3,672		3,673		3,658		3,058
Ca	1,641		1,600		1,647		3,066
Na	1,029		1,085		1,058		0,495
K	0,001		0,006		0,002		0,002
Ni	0,014		0,012		0,013		0,004
OH	2,000		2,000		2,000		2,000
<b>Suma cations</b>	<b>17,7</b>		<b>17,7</b>		<b>17,8</b>		<b>17,4</b>
#Mg	87,1		87,9		87,0		88,9
#Cr	5,0		5,0		4,6		8,0

Taula 8.5 Mitjana de la composició química i desviació estàndard (1SD) dels amfibols en les lherzolites. Càlcul en base a 24 oxígens.

Litologia i microestructura Wb Pg				
Mostra	BB.12.17		BB.08.06	
Fase	Phl		Phl	
n° anàlisis	5	SD	2	SD
SiO <sub>2</sub>	37,95	0,77	37,24	0,34
TiO <sub>2</sub>	5,01	0,10	7,28	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,36	0,25	14,99	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,70	0,07	2,73	0,01
FeO	3,71	0,11	4,16	0,06
MnO	0,03	0,01	0,03	0,03
MgO	19,71	0,82	18,48	0,28
CaO	0,04	0,05	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,03	0,17	0,01
K <sub>2</sub> O	9,74	0,20	10,11	0,05
NiO	0,25	0,02	0,15	0,04
H <sub>2</sub> O(c)	4,17	0,08	4,17	0,04
<b>Suma òxids</b>	<b>98,84</b>		<b>99,49</b>	
Si	5,460		5,358	
Ti	0,542		0,787	
Al/Al <sup>IV</sup>	2,540		2,541	
Al <sup>VI</sup>	0,065		0,000	
Cr	0,307		0,311	
Fe <sup>4+</sup>	0,446		0,501	
Mn <sup>2+</sup>	0,003		0,004	
Mg	4,225		3,962	
Ca	0,006		0,001	
Na	0,048		0,047	
K	1,788		1,855	
Ni	0,029		0,018	
OH	4,000		4,000	
<b>Suma cations</b>	<b>19,460</b>		<b>19,380</b>	
#Mg	90,4		88,8	
#Cr	10,6		10,9	

Taula 8.6 Mitjana de la composició química i desviació estàndard (1SD) de les flogopites en les websterites estudiades. Càlcul en base a 24 oxígens.

Litologia i microestructura	Lhz Pg- Pc		Lhz Pc				Hz	
	BB.08.18		SC.11.49		SC.11.49		BB.08.52	
	PI Sr Spl	PI Corona Spl	PI Corona Spl	PI Corona Spl	Kfs Corona Spl	PI Vena	PI Vena	
n° anàlisis	1	2	SD	6	SD	4	SD	1
SiO <sub>2</sub>	54,72	54,54	0,78	64,16	0,87	54,53	0,92	53,20
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,24	0,03	0,96	0,40	0,23	0,03	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,32	27,55	0,42	19,02	0,51	27,32	0,35	27,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	0,55	0,01	0,43	0,22	0,52	0,24	1,73
MgO	0,21	0,19	0,01	0,43	0,77	0,75	1,17	0,43
CaO	10,40	10,70	0,34	0,71	0,35	9,82	0,51	10,74
Na <sub>2</sub> O	3,00	4,98	0,27	5,47	0,37	5,45	0,11	5,04
K <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,01	8,70	0,32	0,87	0,07	0,87
<b>Suma òxids</b>	<b>96,45</b>	<b>98,77</b>		<b>99,88</b>		<b>99,49</b>		<b>99,61</b>
Si	2,530	2,488		2,914		2,482		2,438
Ti	0,007	0,009		0,033		0,008		0,021
Al/Al <sup>IV</sup>	1,488	1,482		1,018		1,465		1,458
Al <sup>VI</sup>	0,000	0,000		0,000		0,000		0,000
Fe <sup>3+</sup>	0,019	0,019		0,014		0,018		0,060
Mg	0,014	0,013		0,029		0,051		0,029
Ca	0,515	0,523		0,035		0,479		0,527
Na	0,269	0,440		0,481		0,481		0,448
K	0,002	0,002		0,504		0,051		0,051
<b>Suma cations</b>	<b>4,845</b>	<b>4,975</b>		<b>5,029</b>		<b>5,035</b>		<b>5,032</b>
Ab	34,2	45,6		47,2		47,6		43,7
An	65,5	54,2		3,4		47,4		51,4
Or	0,3	0,2		49,4		5,0		4,9

Taula 8.7 Mitjana de la composició química i desviació estàndard (1SD) de les plagiòclasis en corones, venes i la banda de gabrenorita de les lherzolites i harzburgites estudiades. Càlcul en base a 8 oxígens. SR correspon al vidre en les vores esponjiformes dels cristalls del clinopiroxè.

Litologia i micro-estructura									
	Hz	Hz	Hz	Lhz Eg	Lhz Eg	Lhz Pg-Pc	Lhz Pg-Pc		
Mostra	BB.08.52	BB.08.20	BB.08.19	BB.04.24	BB.04.24	BB.08.18	BB.08.18		
Fase	Vidre Vena	Vidre Vena	Vidre Vena	Vidre Corona	Vidre Corona	Vidre SR Cpx	Vidre SR corona		Cpx Opx
n° anàlisis	1	3	SD	1	1	5	SD	1	1
SiO <sub>2</sub>	48,74	57,28	0,58	59,90	62,67	51,36	0,81	54,48	54,07
TiO <sub>2</sub>	3,82	2,67	0,05	3,11	0,55	2,11	0,05	0,23	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,13	15,45	0,21	16,74	16,68	21,41	0,65	22,97	27,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,31	3,24	0,11	3,03	2,18	4,54	0,38	1,27	0,46
MgO	3,37	3,09	0,12	1,73	2,88	4,28	0,35	1,13	0,15
CaO	7,69	6,07	0,33	3,91	3,29	9,63	0,55	9,13	10,47
Na <sub>2</sub> O	3,51	2,79	0,92	4,57	4,02	5,11	0,43	5,83	5,98
K <sub>2</sub> O	3,33	2,23	0,20	4,45	3,04	0,19	0,35	0,15	0,05
<b>Suma òxids</b>	<b>95,88</b>	<b>92,82</b>		<b>97,47</b>	<b>95,30</b>	<b>98,64</b>		<b>95,2</b>	<b>98,87</b>
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,95	0,80		0,97	0,76	0,04		0,03	0,01
#Mg	39,3	65,4		53,1	72,4	65,1		63,8	39,2

Taula 8.8 Mitjana de la composició química i desviació estàndard (1SD) del vidre en corones de reacció, venes i vores esponjiformes del clinopiroxè en les lherzolites i harzburgites estudiades. SR correspon al vidre en les vores esponjiformes dels cristalls del clinopiroxè.

Tipus sulfur	1		1		1		1		1		3		3	
	Pc Lhz	Pc Lhz	Pc Lhz	Pc Lhz	Eg Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	Pc Lhz	Pc Lhz	Pc Lhz	Pc Lhz	Pc Lhz	Pc Lhz	Pc Lhz
Litologia i microestructura	BB.08.97 mss1	SC.11.52 mss1	CA.12.03 mss1	BB.08.54 mss1	BB.12.01 mss1	SC.11.16 mss1-MSS	SC.11.52 mss1-MSS	SC.11.52 mss1	SC.11.52 mss1	CA.12.03 mss1				
Mostra														
Fase														
n° anàlisis	3	1	1	5	1	1	1	1	1	1	3	3	4	4
S	40,27	39,62	39,30	39,08	39,72	37,48	36,96	37,91	37,91	39,58				
Ni	14,99	12,97	16,92	18,09	22,41	13,89	20,16	10,68	10,68	17,04				
Cu	0,07	0,05	1,03	0,08	0,17	0,20	0,00	0,01	0,01	0,49				
Fe	44,73	46,77	40,35	40,92	37,80	46,89	41,91	48,49	48,49	40,83				
Co	0,24	0,33	0,30	0,38	0,23	0,29	0,35	0,29	0,29	0,30				
<b>Total pes</b>	<b>100,29</b>	<b>99,74</b>	<b>97,88</b>	<b>98,55</b>	<b>100,33</b>	<b>98,75</b>	<b>99,38</b>	<b>97,39</b>	<b>97,39</b>	<b>98,22</b>				
S	54,29	53,72	54,41	53,76	53,78	51,88	51,18	52,84	52,84	54,54				
Ni	11,04	9,61	12,79	13,59	16,57	10,50	15,24	8,13	8,13	12,82				
Cu	0,05	0,03	0,73	0,06	0,12	0,14	0,00	0,01	0,01	0,34				
Fe	34,62	36,40	32,07	32,31	29,37	37,26	33,32	38,80	38,80	32,30				
Co	0,17	0,24	0,23	0,29	0,17	0,22	0,26	0,22	0,22	0,22				
<b>Total atòmic</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>				
M/S	0,85	0,86	0,84	0,86	0,86	0,93	0,95	0,89	0,89	0,84				
Ni/Fe	0,32	0,26	0,41	0,42	0,56	0,28	0,46	0,21	0,21	0,40				
Cu/Fe	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01				

Taula 8.9 Mitjana de les composicions químiques dels diferents tipus (1, 3, 4) dels sulfurs analitzats, en % en pes i % atòmic, en les lherzolites estudiades.

Tipus sulfur	1		3		3		3		4		4		4	
	Pc Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	Pg Lhz
Litologia i microestructura														
Mostra	SC.11.52	BB.12.01	SC.11.16	BB.12.01	SC.11.49	BB.08.101	BB.12.01	BB.12.01	BB.08.101	BB.12.01	BB.12.01	BB.12.01	BB.12.01	BB.12.01
Fase	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2	mss2
n° anàlisis	4	2	1	5	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
S	34,45	33,89	35,72	33,84	33,12	33,56	33,24	33,24	33,56	33,24	33,24	33,24	34,24	35,63
Ni	29,14	36,47	8,70	30,40	29,89	33,54	31,01	31,01	33,54	31,01	31,01	31,01	31,36	7,72
Cu	1,11	0,64	0,05	1,02	0,72	0,13	0,94	0,94	0,13	0,94	0,94	0,94	0,04	0,15
Fe	34,69	28,37	54,81	33,00	33,93	30,86	32,43	32,43	30,86	32,43	32,43	32,43	33,83	57,38
Co	0,43	0,36	0,22	0,32	0,40	0,33	0,24	0,24	0,33	0,24	0,24	0,24	0,35	0,18
<b>Total pes</b>	<b>99,81</b>	<b>99,72</b>	<b>99,50</b>	<b>98,57</b>	<b>98,06</b>	<b>98,41</b>	<b>97,87</b>	<b>97,87</b>	<b>98,41</b>	<b>97,87</b>	<b>97,87</b>	<b>97,87</b>	<b>99,81</b>	<b>101,05</b>
S	48,47	48,00	49,56	48,32	47,66	48,06	47,90	47,90	48,06	47,90	47,90	47,90	48,23	48,84
Ni	22,41	28,21	6,59	23,71	23,48	26,23	24,40	24,40	26,23	24,40	24,40	24,40	24,12	5,78
Cu	0,79	0,46	0,04	0,74	0,53	0,09	0,69	0,69	0,09	0,69	0,69	0,69	0,03	0,10
Fe	28,00	23,06	43,65	27,04	28,02	25,37	26,82	26,82	25,37	26,82	26,82	26,82	27,35	45,15
Co	0,33	0,28	0,17	0,25	0,31	0,25	0,19	0,19	0,25	0,19	0,19	0,19	0,27	0,13
<b>Total atòmic</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
M/S	1,06	1,08	1,02	1,07	1,10	1,08	1,09	1,09	1,08	1,09	1,09	1,09	1,07	1,05
Ni/Fe	0,82	1,22	0,15	0,88	0,84	1,03	0,91	0,91	1,03	0,91	0,91	0,91	0,88	0,13
Cu/Fe	0,03	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00

Taula 8.9. Continuació.

Tipus sulfur	1		3		4		4		4		1		3		3		4	
	Pc Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	Pn	Pc Lhz	Pn	Pc Lhz	Pn	Pc Lhz	Pn	Pc Lhz	Pn	Pc Lhz	Pn	Pc Lhz	Pn
Litologia i microestructura																		
Mostra	SC.11.16	BB.12.01	SC.11.16	BB.12.01	SC.11.49	SC.11.16	SC.11.16	BB.08.97	SC.11.49	SC.11.16	SC.11.16	SC.11.52	SC.11.16	BB.08.101	SC.11.49			
Fase	Pn	Pn	Pn	Pn	Pn	Pn	calcopirita	calcopirita	calcopirita	calcopirita	calcopirita	pirrotina	pirrotina	pirrotina	pirrotina			
n° anàlisis	1	1	1	1	3	2	3	1	1	1	1	1	2	1	1			
S	33,01	33,36	32,76	32,33	33,05	32,85	36,66	34,50	35,06	39,07	36,21	39,07	36,21	39,60	38,26			
Ni	32,95	31,85	32,95	28,69	31,97	34,94	0,51	0,30	0,11	4,21	0,52	4,21	0,52	2,62	0,47			
Cu	0,13	0,37	0,27	3,49	1,17	0,14	32,97	33,48	34,46	0,03	0,00	0,03	0,00	0,10	4,13			
Fe	32,24	33,59	32,70	33,31	32,90	30,57	30,25	29,66	31,19	55,30	63,43	55,30	63,43	56,86	57,21			
Co	0,36	0,31	0,67	0,20	0,30	0,54	0,05	0,05	0,05	0,06	0,13	0,06	0,13	0,16	0,10			
Total pes	98,68	99,49	99,34	98,02	99,39	99,04	100,44	97,99	100,86	98,67	100,28	98,67	100,28	99,33	100,17			
S	47,32	47,39	46,78	46,86	47,11	47,03	51,68	50,28	49,78	53,40	49,62	53,40	49,62	53,65	52,06			
Ni	25,79	24,71	25,70	22,71	24,89	27,32	0,39	0,24	0,08	3,14	0,39	3,14	0,39	1,94	0,35			
Cu	0,09	0,27	0,20	2,55	0,84	0,10	23,45	24,62	24,68	0,02	0,00	0,02	0,00	0,07	2,84			
Fe	26,53	27,39	26,80	27,72	26,92	25,13	24,48	24,81	25,42	43,39	49,89	43,39	49,89	44,22	44,69			
Co	0,28	0,24	0,52	0,16	0,24	0,42	0,04	0,04	0,04	0,05	0,10	0,05	0,10	0,12	0,08			
Total atòmic	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00			
M/S	1,11	1,11	1,14	1,13	1,12	1,13	0,94	0,99	1,01	0,87	1,02	0,87	1,02	0,86	0,92			
Ni/Fe	0,97	0,90	0,97	0,82	0,92	1,09	0,02	0,01	0,00	0,07	0,01	0,07	0,01	0,04	0,01			
Cu/Fe	0,00	0,01	0,01	0,09	0,03	0,00	0,96	0,99	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06			

Taula 8.9. Continuació.



Tipus sulfur	1		1		3		3		4		4	
	Eg Lhz	Pg Lhz	Pc Lhz	iss	Pc Lhz	iss	Pg Lhz	iss-Cubanita	Pg Lhz	iss	Pc Lhz	Bornita
Litologia i microestructura	BB.08.54 iss-Cubanita	BB.12.01 iss-calcopirita	SC.11.16 iss	SC.11.16 iss	SC.11.16 iss-calcopirita	SC.11.16 iss	BB.12.01 iss-Cubanita	BB.12.01 iss	BB.12.01 iss	BB.12.01 iss	SC.11.49 Bornita	SC.11.49 Bornita
n° anàlisis	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	2	2
S	37,46	35,36	34,32	34,74	34,74	34,00	34,59	27,70				
Ni	9,58	1,23	1,48	1,46	1,46	18,36	7,67	0,14				
Cu	14,55	31,62	26,64	31,43	31,43	12,86	26,21	57,97				
Fe	36,22	32,06	35,41	32,43	32,43	33,23	31,24	13,95				
Co	0,20	0,08	0,13	0,08	0,08	0,16	0,09	0,02				
<b>Total pes</b>	<b>98,01</b>	<b>100,35</b>	<b>97,97</b>	<b>100,14</b>	<b>100,14</b>	<b>98,61</b>	<b>99,80</b>	<b>99,77</b>				
S	52,82	50,21	49,76	49,59	49,59	48,79	49,43	42,58				
Ni	7,37	0,95	1,17	1,14	1,14	14,39	5,98	0,12				
Cu	10,35	22,65	19,53	22,64	22,64	9,31	18,89	44,98				
Fe	29,31	26,13	29,45	26,57	26,57	27,38	25,63	12,30				
Co	0,15	0,06	0,10	0,06	0,06	0,13	0,07	0,02				
<b>Total atòmic</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>				
M/S	0,89	0,99	1,01	1,02	1,02	1,05	1,02	1,36				
Ni/Fe	0,25	0,04	0,04	0,04	0,04	0,53	0,23	0,01				
Cu/Fe	0,35	0,87	0,67	0,85	0,85	0,34	0,74	3,84				

Taula 8.9. Continuació.





### CONDICIONS D'EQUILIBRI

En aquest capítol es delimitaran les condicions de temperatura, pressió i fugacitat d'oxigen ( $fO_2$ ) a les quals es van equilibrar els xenòlits estudiats utilitzant diferents termobaròmetres. L'objectiu és avaluar si existeix relació entre aquestes condicions i els tipus de roca, o les microestructures com es va apuntar en els estudis precedents d'[Oliveras & Galán \(2007\)](#) i [Galán et al. \(2011\)](#). Per altra banda, les condicions estimades seran contrastades amb la força de la fàbrica de l'olivina en els següents capítols (10 i 11) per deduir les condicions de la deformació d'aquestes roques.

[Oliveras & Galán \(2007\)](#), [Oliveras \(2009\)](#) i [Galán et al. \(2011\)](#) van determinar les condicions d'equilibri en una població de xenòlits de la ZVC on predominaven les microestructures protogranulars. La diferència en la població de xenòlits d'aquesta tesis, com ja es va dir, és que les microestructures porfiroclàstiques i equigranulars, encara que subordinades, estan millor representades en les lherzolites.

Pel càlcul de les condicions d'equilibri s'ha d'assumir que aquest s'ha assolit entre els fases principals de la roca. Les característiques microestructurals descrites pels dos tipus de peridotites i websterites en el capítol de petrografia (e.g., vores rectes o lleugerament corbes entre grans, punts triples), i la composició homogènia dels cristalls analitzats en la majoria dels casos, confirmarien que estes roques estaven en equilibri textural i químic abans de ser fragmentades i transportades cap a la superfície per les laves encaixants. Només les microestructures de reacció, com les vores espongiformes d'alguns cristalls de clinopiroxè, i les corones de reacció al voltant de cristalls d'espinel·la, ortopiroxè i amfíbol indicarien l'existència de desequilibris locals en algunes de les mostres estudiades.

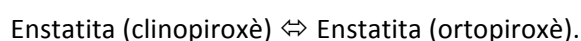
#### 9.1 Temperatura d'equilibri

Les temperatures d'equilibri s'han calculat amb tres termòmetres diferents: (1) termòmetre ortopiroxè-clinopiroxè, per al qual s'han utilitzat els calibratges de [Brey & Köhler \(1990\)](#) (abreviat  $T_{Bkn}$ ) i de [Taylor \(1998\)](#) (abreviat  $T_{t98}$ ); (2) el termòmetre de Ca en ortopiroxè de

Brey & Köhler (1990) (abreviat  $T_{Ca}$ ); i (3) el termòmetre de partició del Na entre clinopiroxè i ortopiroxè de Brey & Köhler (1990) (abreviat  $T_{Na}$ ). Els resultats de la temperatura mitjana i la desviació estàndard per a cada xenòlit, així com la temperatura mitjana per a cada tipus de roca i la desviació estàndard estan representades en la [taula 9.1](#). Per les estimacions es van utilitzar anàlisis del centre i la vora de cristalls en contacte, també de porfiroclasts i de neoblasts encara que, en la majoria dels casos no es van trobar diferències significatives. També en tres casos (SC.11.52, SC.11.49, BB.08.97), on els dos piroxens, o solament un, presenten lamel·les d'exsolució mútues i/o d'epinel·la, es va calcular la temperatura a partir d'anàlisis obtinguts amb el feix de la microsonda desenfocat, és a dir, amb una composició dels piroxens més primigènia, abans de la desmescla.

### 9.1.1. Termòmetre clinopiroxè- ortopiroxè

Aquest termòmetre es basa en la transferència:



Hi ha dos calibratges que són els que es fan servir més freqüentment en les peridotites:

#### a) Calibratge de Brey & Köhler (1990)

L'equació que dedueixen aquests autors és la següent:

$$T_{Bkn} = \frac{23664 + (24,9 + 126,3 * (X_{Fe}^{Cpx}) * P}{13,38 + (\ln K_D)^2 + 11,59 * (X_{Fe}^{Opx})}$$

On  $X_{Fe}^{px} = Fe/(Fe+Mg)$ ;  $K_D = (1-Ca^*)_{Cpx}/(1-Ca^*)_{Opx}$  i  $Ca^* = Ca^{M2}/(1-Na^{M2})$ . La T resultant és en graus Kelvin i la P en kb. Com que la temperatura obtinguda és funció de P, s'ha d'assumir una P determinada. Considerant que les peridotites estudiades presenten epinel·la, la P assumida per al càlcul és de 15 kb.

Amb aquest calibratge, es van obtenir temperatures entre 1175 (harzburgita protogranular tabular BB.12.04) i 1017°C (BB.12.02), amb una temperatura mitjana de  $1072 \pm 49^\circ\text{C}$ . En el cas de les lherzolites, es van separar per microestructures: les lherzolites protogranulars mostren temperatures equiparables a les harzburgites ( $1063 \pm 28^\circ\text{C}$ ), mentre que les lherzolites protogranulars- porfiroclàstiques, porfiroclàstiques i equigranulars tenen temperatures menors ( $956 \pm 24^\circ\text{C}$ ,  $918 \pm 27^\circ\text{C}$  i  $913 \pm 73^\circ\text{C}$ , respectivament). En algunes lherzolites porfiroclàstiques es va poder calcular la temperatura amb porfiroclasts i amb

neocristalls. La diferència trobada no és significativa (e.g., SC.11.52) o la temperatura dels neocristalls és lleugerament inferior a la dels porfiroclasts (e.g., SC.11.05, CA.12.03). Per contra, la diferència és notable pel que fa a les estimacions que es fan amb la composició obtinguda amb les anàlisis desenfocades d'ortopiroxè i/o clinopiroxè que donen una T més elevada, per exemple BB.08.97 i SC.11.52 (Taula 9.1). Per tant, amb la nova població de xenòlits estudiats es confirma que les lherzolites recristal·litzades de gra més fi s'equilibren a temperatures més baixes que les protogranulars. Aquestes últimes donen temperatures comparables a les de les harzburgites. La lherzolita que mostra una incertesa més elevada és la BB.08.80 ( $908 \pm 48^\circ\text{C}$ ) amb microestructura porfiroclàstica. La temperatura mitjana estimada per les dues websterites analitzades, també amb microestructura protogranular, ( $1049 \pm 28^\circ\text{C}$ ) és comparable a la de harzburgites i lherzolites amb aquesta microestructura. Les desviacions estàndard (1s) per aquestes estimacions són menors de  $48^\circ\text{C}$ .

**b) Calibratge de Taylor (1998)**

Aquest calibratge és una modificació de l'anterior, tenint en compte noves dades experimentals. En conseqüència, l'equació de Brey & Köhler (1990) es modifica per a considerar una formulació diferent de l'activitat de l'enstatita i l'influència que el component tschermark, el Ti i el Fe tenen sobre l'amplitud de d'immiscibilitat entre els dos piroxens. L'equació utilitzada és la següent:

$$T_{t98} = \frac{24,787 + 679 * P}{15,67 + 14,37 * Ti^{Cpx} + 3,69 * Fe^{Cpx} - 3,25 * X_{ts} + (\ln K_D)^2}$$

$$a_{En} = (1 - Ca - Na) * (1 - Al^{VI} - Cr - Ti) * \left(\frac{1 - Al^{IV}}{2}\right)^2 \text{ on}$$

$$Al^{VI} = \left(\frac{Al}{2} - \frac{Cr}{2} - Ti + \frac{Na}{2}\right); Al^{IV} = \left(\frac{Al}{2} + \frac{Cr}{2} + Ti - \frac{Na}{2}\right); X_{ts} = (Al + Cr - Na)^{Cpx}$$

On  $K_D = (a_{En}^{Cpx} / a_{En}^{Opx})$ ; a és l'activitat del component enstatita i  $X_{ts}$  és el factor de correcció per l'efecte del component tschermark. La temperatura resultant és en graus Kelvin i la pressió en GPa

Com en el calibratge anterior, els estimacions es van fer amb una pressió de 1,5GPa. Les temperatures estimades per a les harzburgites són semblants a les calculades amb el termòmetre anterior: es troben entre 1185 (BB.12.04) i 997 °C (BB.08.20), amb una mitjana lleugerament inferior ( $1057 \pm 58^\circ\text{C}$ ). Pel que fa a les lherzolites, també s'observa una variació de la temperatura segons la microestructura, on les lherzolites protogranulars són

les que registren les temperatures més elevades ( $1028 \pm 38^\circ\text{C}$ ). Les temperatures calculades per les lherzolites protogranulars- porfiroclàstiques, porfiroclàstiques i equigranulars ( $907 \pm 20$ ;  $906 \pm 57$ ;  $888 \pm 65^\circ\text{C}$ ), es solapen entre elles. La lherzolita equigranular BB.08.57 és la que registra una temperatura d'equilibri menor per aquest calibratge ( $799 \pm 25^\circ\text{C}$ ). La temperatura dels neocristalls és lleugerament inferior a la dels porfiroclasts. Les dues websterites donen una temperatura d'equilibri mitjana de  $1037 \pm 32^\circ\text{C}$ . Les desviacions estàndard per aquest calibratge són petites ( $<50^\circ\text{C}$ ).

### **9.1.2. Termòmetre de Ca en ortopiroxè de Brey & Köhler (1990).**

Aquest termòmetre es basa també en la solució sòlida parcial existent entre el clinopiroxè i l'ortopiroxè, però es determina a partir del contingut del component diòpsid en l'ortopiroxè coexistent amb clinopiroxè o la solubilitat del Ca en l'ortopiroxè en contacte amb clinopiroxè. L'equació resultant del calibratge a partir de la mateixa base de dades termodinàmiques que  $T_{\text{Bkn}}$  és:

$$T_{\text{Ca}} = \frac{6425 + 26,4 * P}{-\ln \text{Ca}^{\text{Opx}} + 1,843}$$

La P considerada també va ser de 15 kb. Les temperatures estimades amb aquest termòmetre són força coherents amb les calculades amb  $T_{\text{Bkn}}$ , però lleugerament superiors de manera general. La temperatura mitjana calculada per les harzburgites és de  $1090 \pm 48^\circ\text{C}$ , on la BB.12.04 segueix registrant una temperatura major ( $1194 \pm 18^\circ\text{C}$ ), i la BB.08.20, la menor ( $1036 \pm 5^\circ\text{C}$ ). Pel que fa a les lherzolites, les protogranulars també registren les temperatures més elevades ( $1044 \pm 40^\circ\text{C}$ ) que les lherzolites protogranulars-porfiroclàstiques, porfiroclàstiques i equigranulars ( $980 \pm 5$ ,  $977 \pm 66$  i  $952 \pm 31^\circ\text{C}$ , respectivament). En les mostres on va ser possible fer la separació, la temperatura dels neocristalls també és inferior a la dels porfiroclasts. La lherzolita amb la temperatura més baixa és la equigranular BB.08.38 ( $912 \pm 0^\circ\text{C}$ ). Les temperatures estimades a partir dels anàlisis globals de porfiroclasts d'ortopiroxè amb lamel·les d'exsolució de clinopiroxè± espinel·la són superiors en dos casos (SC.11.49:  $1138^\circ\text{C}$  i SC.11.52:  $1071^\circ\text{C}$ ). Per les websterites, la temperatura mitjana és de  $1098 \pm 6^\circ\text{C}$ . Les dades d'aquest termòmetre mostren unes desviacions estàndard inferiors a  $24^\circ\text{C}$ .

### **9.1.3. Termòmetre de partició de Na entre clinopiroxè i ortopiroxè de Brey & Köhler (1990).**

Brey & Köhler (1990) també van trobar que la repartició de Na entre el clinopiroxè i l'ortopiroxè coexistents depèn de la temperatura. L'equació resultant del seu calibratge és la següent:

$$T_{Na} = \frac{35000 + 61,5 * P}{(\ln D_{Na})^2 + 19,8}$$

On  $D_{Na} = Na^{Opx}/Na^{Cpx}$ , la temperatura en graus Kelvin i la pressió en Kb.

Les temperatures d'equilibri obtingudes amb aquest termòmetre per a una pressió de 15Kb són: les harzburgites mostren un rang de temperatura més ampli que les calculades amb els termòmetres anteriors, entre  $1449 \pm 17$  °C (BB.12.04) i  $872$  °C (BB.08.52), amb una temperatura d'equilibri mitjana de  $1083 \pm 174$  °C. En el cas dels tres grups microestructurals de lherzolites també hi ha força variabilitat, sobretot pel que fa a les que tenen microestructura equigranular. Les lherzolites protogranulars i protogranulars-porfiroclàstiques registren les temperatures d'equilibri més elevades ( $1064 \pm 26$  i  $1051 \pm 10$  °C, respectivament); per a les porfiroclàstiques, la temperatura d'equilibri mitjana és de  $990 \pm 80$ °C i per a les equigranulars de  $965 \pm 106$ °C. Pel que fa a la temperatura d'equilibri de les websterites és de  $1286 \pm 162$  °C. Les desviacions estàndard per aquest termòmetre són molt elevades en alguns casos, sobretot en les lherzolites equigranulars, probablement per l'elevada incertesa en la mesura del Na dels piroxens que és poc abundant.

#### 9.1.4. Comparació dels resultats termomètrics

La comparació dels resultats dels quatre termòmetres porta a les conclusions següents (Fig.9.1): les estimacions  $T_{t98}$  són lleugerament inferiors a les  $T_{Bkn}$  (Fig.9.1a), però sempre dins del rang  $T_{Bkn} \pm 50$  °C per la majoria de les mostres. Les temperatures de les lherzolites són les que més es desvien perquè el clinopiroxè d'aquestes mostres té més contingut en la molècula de tschemak, en Ti i Fe que el clinopiroxè de les harzburgites i websterites, i aquests components són considerats en el calibratge de Taylor (1998). La correlació entre les temperatures  $T_{Ca}$  i  $T_{Bkn}$  també és força bona, amb la majoria de les primeres dins del rang  $T_{Bkn} \pm 50$  °C (Fig.9.1b). En canvi, la correlació de temperatures  $T_{Na}$  i  $T_{Bkn}$  no és bona (Fig.9.1c). Per aquesta raó i pel fet de que aquest termòmetre no és molt utilitzat per a les estimacions d'equilibri d'aquestes roques, en el raonament següent les seves dades no seran tingudes en compte.

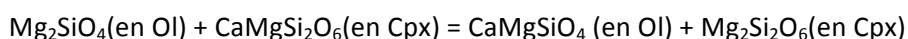


La comparació entre les estimacions de la població de xenòlits d'aquesta tesis amb les de xenòlits estudiats anteriorment es representa en la [figura 9.1b](#). S'observa que totes les harzburgites registren temperatures més elevades que les lherzolites, tot i que hi ha solapament entre elles. Les lherzolites mostren una distribució segons els tipus de microestructures, però també amb solapament entre elles: es confirma que les lherzolites protogranulars tenen una temperatura mitjana ( $T_{Bkn}$ ) més elevada que la resta, de  $1063 \pm 28^\circ\text{C}$ ; en el cas de les lherzolites protogranulars- porfiroclàstiques, porfiroclàstiques i equigranulars les temperatures mitjanes són de  $956 \pm 24$ ;  $918 \pm 27$ ;  $913 \pm 73^\circ\text{C}$ , respectivament. Les temperatures més altes estimades a partir dels anàlisis globals (desenfocats) dels porfiroclasts de piroxens amb exsolucions suggereixen que les microestructures porfiroclàstiques i equigranulars esdevenen de la deformació a menor temperatura de les de tipus protogranular. Aquest punt serà tractat en major profunditat al capítol següent referent als tipus de fàbriques de deformació de l'olivina i dels piroxens. Les websterites registren temperatures equivalents a les de harzburgites i lherzolites protogranulars, amb una mitjana de  $1048 \pm 28^\circ\text{C}$ .

En la [figura 9.2](#) es correlacionen les temperatures  $T_{Ca}$  amb la fertilitat de les peridotites representada per el valor #Mg del clinopiroxè ([Fig.9.2a](#)), el valor #Cr de la espinel·la ([Fig.9.2b](#)) i el % modal del clinopiroxè ([Fig.9.2c](#)). Tot i que, en els tres diagrames les harzburgites mostren temperatures d'equilibri més elevades que les lherzolites, hi ha solapament entre els diferents tipus microestructurals diferenciats d'aquestes últimes, i entre les quals no hi ha relació entre els paràmetres de fertilitat i la microestructura.

## 9.2 Pressió d'equilibri

Les pressions d'equilibri, s'han calculat a partir del termobaròmetre de [Köhler & Brey \(1990\)](#) (abreviat  $P_{KB90}$ ) i es troben representats en la [taula 9.1](#). Aquest baròmetre es basa en l'intercanvi del Ca entre l'olivina i el clinopiroxè coexistents, el qual és dependent de la pressió, ja que la solubilitat del Ca en l'olivina decreix de manera regular amb la pressió. La reacció d'intercanvi iònic és la següent:



Però aquesta solubilitat no disminueix de manera lineal, sinó que hi ha un canvi de comportament entre els 1000 i 1100°C. Aquesta dependència no lineal de la solubilitat del Ca en l'olivina respecte la temperatura va ser tinguda en compte, i [Köhler & Brey \(1990\)](#) van deduir dues equacions diferents:

$$T \geq (1275,25 + 2,827 * P)$$

$$P(kb) = \frac{-T * \ln D_{Ca} - 11982 + 3,61 * T}{56,2}$$

$$T \leq (1275,25 + 2,827 * P)$$

$$P(kb) = \frac{-T * \ln D_{Ca} - 5792 + 1,25 * T}{42,5}$$

On  $D_{Ca} = Ca_{Ol}/Ca_{Cpx}$  i  $Ca_{Ol}$  i  $Ca_{Cpx}$  són les proporcions atòmiques del Ca en les fórmules estructurals de l'olivina i el clinopiroxè basades en 4 i 6 oxígens respectivament. Aquestes equacions són aplicables a cristalls d'olivina i clinopiroxè coexistents, on la fosterita de l'olivina tingui valors de  $90 \pm 3$ . No obstant, s'ha de tenir en compte que aquest baròmetre presenta certes limitacions (O'Reilly et al., 1997). Per una banda, és fortament dependent de la temperatura. Aquesta dependència, significa que per una variació de  $\pm 50^\circ C$ , la pressió resultant varia  $\pm 8$  kb, que es correspon a gairebé tot el rang de pressió del camp d'estabilitat de les lherzolites amb espinel·la entre  $900$  i  $1200^\circ C$ . Per altra banda, és molt sensible als errors analítics com la fluorescència secundària de l'olivina quan esta en contacte amb el clinopiroxè (Llovet & Galán, 2003), per això s'han seleccionat només els anàlisis efectuats en els centres dels cristalls de l'olivina. Pel càlcul s'han utilitzat els valors de temperatura del termòmetre  $T_{Bkn}$  (Brey & Köhler, 1990) que aconsellen els mateixos autors.

Tot i aquests inconvenients, es van estimar les pressions que figuren a [taula 9.1](#). En alguns casos, els valors són negatius, i no s'han inclòs a la taula ni s'han tingut en compte alhora de fer la mitjana. A més, per a calcular aquesta mitjana s'han descartat totes aquelles mostres on la desviació estàndard és superior a 3 kb o es troben pressions menors de 5 kb, és a dir, inferiors al camp de l'estabilitat de les lherzolites amb espinel·la, que va de pressions de 7- 8 kb (Gasparik, 1987) fins a 18- 20 kb (Klemme & O'Neill, 2000). La incoherència es manifesta també en algunes mostres en les quals apareix plagiòclasi al voltant dels cristalls d'espinel·la (e.g., SC.11.49, BB.08.18), és a dir, si aquestes mostres estiguessin en equilibri, la pressió hauria de ser propera a 7- 8 kb. La lherzolita porfiroclàstica SC.11.49 dóna pressions molt baixes i BB.08.18 molt altes, encara que coherents en l'últim cas. Així doncs, només s'han considerat 8 mostres amb valors coherents: 2 harzburgites (BB.08.20, BB.12.04) i 5 lherzolites (BB.08.101, BB.12.01, SC.11.16, BB.08.18, BB.08.38). Per les websterites no es va calcular la pressió perquè la espinel·la no coexisteix amb olivina- clinopiroxè- ortopiroxè. Les harzburgites tenen una pressió entre 12,8 i 7,8 kb, mentre que el conjunt de les lherzolites donen una pressió entre 15,1 i 6 kb, superior a la de les harzburgites. Com que hi ha pocs valors coherents, és difícil establir una relació entre els tipus microestructurals de les lherzolites i la P d'equilibri, però els valors disponibles indiquen una disminució d'aquesta

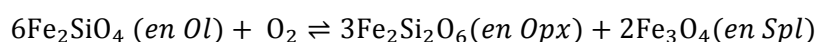
variable des de les lherzolites protogranulars (15,1-6,1 kb) i protogranulars- porfiroclàstiques (9,8 kb) fins a les lherzolites equigranulars (6 kb), passant per les porfiroclàstiques (6,7 kb). Això és coherent amb el fet que la substitució jadeítica decreix també en aquesta direcció (Fig.8.9).

En comparació amb les mostres de Galán et al. (2011), les harzburgites d'aquesta població de xenòlits mostren valors de pressió semblants, i també lleugerament inferiors als de la majoria de lherzolites que donen valors coherents. Aquestes es projecten disperses per tot el camp d'estabilitat de les lherzolites amb espinel·la (Fig.9.3). Aquesta figura indica que encara que hi ha solapament, les harzburgites s'haurien equilibrat a temperatures més elevades i pressions més baixes que la majoria de les lherzolites, com ja van observar Galán et al. (2011).

### 9.3 Fugacitat d'oxigen

La fugacitat d'oxigen ( $fO_2$ ) del mantell superior recent ens pot donar informació de l'evolució i estat actual d'aquest, així com dels processos que hi han actuat, com fusió parcial, interacció amb fluids o fosos externs (Frost & McCammon, 2008 i referències incloses).

Tot i que, la majoria d'elements majors no modifiquen la seva valència davant dels processos d'oxidació reducció, el Fe sí que ho fa, mostrant dos tipus d'estats d'oxidació estables:  $Fe^{2+}$  i  $Fe^{3+}$ , el primer és el més abundant en el mantell superior. Per determinar la  $fO_2$  s'utilitzen el geobaròmetre d'oxigen (Wood, 1991) o geobaròmetre d'oxigen espinel·la- ortopiroxè-olivina (Balhaus et al., 1991) que es basa en la relació  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  present en tres fases coexistents de la peridotita.



Els dos calibratges existents donen resultats comparables, amb valors de 0,3- 0,5 unitats logarítmiques inferiors en el cas de la de Balhaus et al. (1991). En aquest estudi, el càlcul s'ha fet a partir del calibratge de Ballhaus (1991) que dona l'equació:

$$\begin{aligned} \Delta \log(fO_2) = & 0,27 + \frac{2505}{T} - \frac{400 * P}{T} - 6 \log(X_{Fe}^{Ol}) - \frac{3200 * (1 - X_{Fe}^{Ol})^2}{T} + 2 \log X_{Fe^{2+}}^{Sp} \\ & + 4 \log(X_{Fe^{3+}}^{Sp}) + \frac{2630(X_{Al}^{Sp})^2}{T} \end{aligned}$$

On  $\Delta\log(fO_2)$  és la diferència respecte al tampó FMQ.  $X_{Fe}^{Ol}$  i  $X_{Fe^{2+}}^{Sp}$  són les relacions dels cations  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  en l'olivina i l'espinel·la, respectivament; i  $X_{Fe^{3+}}^{Sp}$  i  $X_{Al}^{Sp}$  són les relacions de cations  $Fe^{3+}/\Sigma R^{3+}$  i  $Al/\Sigma R^{3+}$  en l'espinel·la ( $\Sigma R^{3+}$  és el contingut total de ions trivalents). La temperatura que s'ha utilitzat és la del  $T_{Bkn}$  de cada mostra en graus Kelvin, i la pressió per totes les mostres és de 1,5 GPa, equivalent a la pressió mitjana del camp d'estabilitat de l'espinel·la.

Pel càlcul, es van utilitzar les anàlisis d'espinel·la mesurades a la microsonda, a partir dels quals es va determinar el  $Fe^{3+}$  per balanç de càrregues. Com que aquest mètode sobreestima el  $Fe^{3+}$  respecte a les mesures fetes per les anàlisis de Mössbauer (Sobolev et al., 1999), els valors de  $fO_2$  obtinguts, inclosos a la [taula 9.1](#), representarien valors màxims.

Les  $\Delta\log(fO_2)$  mitjanes estimades en els xenòlits peridotítics estudiats són els següents: harzburgites ( $-0,1 \pm 0,5$ ), lherzolites protogranulars ( $-0,5 \pm 0,5$ ), protogranulars-porfiroclàstiques ( $-0,1 \pm 0,1$ ), porfiroclàstiques ( $-0,9 \pm 0,9$ ) i equigranulars ( $0,3 \pm 0,4$ ). La conclusió és que els valors es solapen entre  $+0,6$  i  $-1,8$ . Així doncs, no sembla existir relació entre els tipus litològics i microestructurals de les peridotites i la  $fO_2$ . Tot i això, els valors més negatius i dispersos de les lherzolites porfiroclàstiques són el resultat de que la majoria de les mostres de Sant Corneli tenen  $fO_2$  inferiors, especialment les determinades a partir de vores de cristalls d'espinel·la zonats, amb corones de reacció (SC.11.05, SC.11.49, SC.11.51, SC.11.52), i de neocristalls d'aquest mineral. Aquestes zones i neocristalls són més pobres en Fe i  $Fe^{3+}$  que la resta. Una altra lherzolita porfiroclàstica de la Banya del Boc (BB.08.80) també mostra aquestes característiques, però no sembla ser el cas d'altres mostres porfiroclàstiques (BB.08.97, CA.12.03). Com en general, les mostres de Sant Corneli tenen microestructures de reacció més generalitzades, aquesta  $fO_2$  més baixa podria estar lligada al desenvolupament de les mateixes (Galán et al., 2011; 2016).

La [figura 9.4](#) il·lustra que no hi ha relació entre la  $fO_2$  i la temperatura d'equilibri ([Fig.9.4a-b](#)) o amb el grau de fertilitat de les peridotites, representat pel % modal d'olivina i la relació Mg# del clinopiroxè ([Fig.9.4c-d](#)). A més, també serveixen per comparar els valors estimats en aquesta tesi amb els calculats anteriorment amb altres mostres de xenòlits de la ZVC (Oliveras, 2009). Es pot veure que els valors de  $fO_2$  i temperatura d'equilibri són comparables ([Fig.9.4a-b](#)), però les lherzolites es projecten més disperses que les harzburgites. Aquesta dispersió es veu accentuada en les lherzolites porfiroclàstiques amb corones de reacció entorn a l'espinel·la per les raons ja esmentades. Aquestes lherzolites

mostren valors de  $fO_2$  comparables als de la mostra CA.47.05, també porfiroclàstica i estudiada prèviament, que presenta microestructures pirometamòrfiques (Oliveras, 2009; Galán et al., 2011).

Ballhaus (1993) va relacionar la  $fO_2$  del mantell amb els processos de fusió parcial i metasomatisme experimentats, arribant a la conclusió de que les roques més primitives del mantell tenen uns valors de  $fO_2$  baixos, mentre que les roques més refractàries i metasomatitzades tendrien cap a valors positius. En el cas d'estudi, observem que les lherzolites i les harzburgites registren valors de  $fO_2$  que les situen entre +1 i -3, amb una mitjana global de -0,5, i que no hi ha relació amb la temperatura d'equilibri (Fig.9.4a-b). Galán et al. (2011) van considerar que aquests valors no es correspondrien a la  $fO_2$  existent durant la fusió del mantell (la Paleo- $fO_2$  seria més baixa: -1,0: -2,0; Fig.9.4a), sinó que estarien condicionats per processos metasomàtics posteriors que afectarien tant a les harzburgites com a les lherzolites. Els resultats nous indiquen que hi hauria al menys dos episodis de modificació de la  $fO_2$ : un causaria un increment de la  $fO_2$  respecte a la Paleo- $fO_2$  (Fig.9.4a) i un altre que causaria un decreixement. Aquest últim es detecta especialment en les lherzolites porfiroclàstiques de Sant Corneli amb microestructures de reacció freqüents entorn a cristalls d'espinel·la (veure capítols de petrografia i química mineral).

En la figura 9.5 es relaciona la  $fO_2$  amb diferents ambients tectònics (Frost & McCammon, 2008), encara que en realitat es pot observar que hi ha una banda ampla de solapament entre els diferents ambients. Els xenòlits continentals situarien la seva mitjana en condicions lleugerament reduïdes, semblant a la mitjana dels de la ZVC (-0,5), que també és comparable a la dels massissos peridotítics dels Pirineus. Les mitjanes amb valors positius es relacionen amb zones de subducció, on el mantell estaria afectat per processos metasomàtics causats per la circulació de fluids, i es caracteritza per la presència de minerals hidratats com l'amfíbol. La mitjana de les harzburgites (+0,1) que van ser relacionades amb un metasomatisme precoç lligat a fluids o fosos de subducció (Galán & Oliveras, 2014) que podria encaixar en aquest context. Per l'altra banda, les mitjanes amb valors més negatius s'atribueixen al metasomatisme relacionat amb fosos de l'astenosfera. Això podria ser el cas de les mostres amb valors de  $fO_2$  inferiors a -1,0, en les quals la interacció amb aquests fosos, poc abans de l'extrusió de les laves basàltiques encaixants, causaria la formació de microestructures de reacció al voltant d'alguns minerals (e.g., espinel·la, ortopiroxè). No sembla ser el cas de les corones entorn a l'amfíbol (capítol 7, apartat 7.4.1), present a les

mostres BB.08.97 (Fig.7.6e), BB.08.24 (Fig.7.6f), BB.08.54, BB.08.59 que mostren una  $fO_2$  més alta (Taula 9.1).

#### 9.4. Conclusions parcials

- 1) Les temperatures d'equilibri que mostren les harzburgites són lleugerament més elevades ( $T_{Bkn}$ :  $1072 \pm 49^\circ\text{C}$ ) que les lherzolites protogranulars ( $T_{Bkn}$ :  $1063 \pm 28^\circ\text{C}$ ), encara que hi ha solapament entre elles. Les temperatures més baixes corresponen a lherzolites porfiroclàstiques ( $T_{Bkn}$ :  $918 \pm 27^\circ\text{C}$ ) i equigranulars ( $T_{Bkn}$ :  $913 \pm 73^\circ\text{C}$ ), el que confirma els resultats anteriors (Galán et al., 2011). Les temperatures estimades a partir de les anàlisis globals (desenfocats) dels porfiroclasts de piroxens amb exsolucions són comparables a les de les lherzolites protogranulars suggerint que les microestructures porfiroclàstiques i equigranulars esdevenen de la deformació a menor temperatura de les de lherzolites protogranulars.
- 2) Les estimacions de la pressió són menys fiables per la manca de baròmetres adequats per a les lherzolites amb espinel·la, però les dades coherents amb menys incertesa indiquen que les harzburgites s'haurien equilibrat a pressions més baixes que la majoria de les lherzolites. En aquestes últimes les estimacions disminueixen de les lherzolites protogranulars, protogranulars- porfiroclàstiques i porfiroclàstiques fins a les lherzolites equigranulars, en coherència amb la disminució de la substitució jadeítica en aquesta direcció (Capítol 8, Fig.8.9a).
- 3) Els valors de la  $fO_2$  oscil·len entre +0,6 i -1,8 unitats logarítmiques respecte del tampó QFM, sense diferència significativa entre les litologies i els tipus microestructurals, encara que les lherzolites porfiroclàstiques del volcà de Sant Corneli, amb freqüents microestructures de reacció entorn a l'epinel·la, són les que tenen el valors més baixos. Respecte la Paleo- $fO_2$  estimada per la població de xenòlits anteriors (Galán et al., 2011), els resultats obtinguts indiquen que hi hauria al menys dos episodis subsolidus de modificació de la  $fO_2$ : un causaria un increment de la  $fO_2$  respecte a la Paleo- $fO_2$  i un altre que causaria una disminució i que estaria lligat a la formació de microestructures de reacció més tardanes entorn a l'epinel·la.



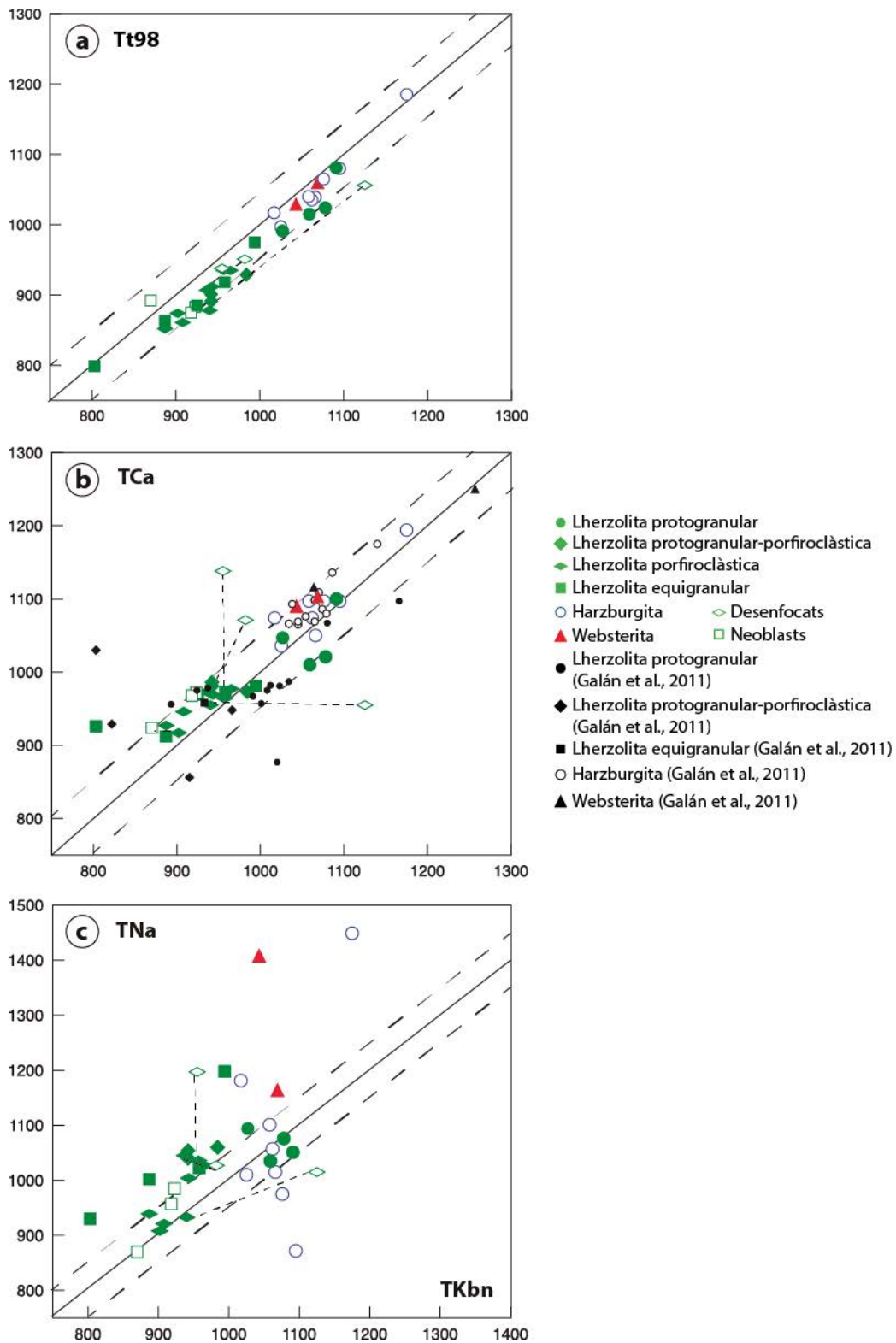


Fig.9.1. Comparació dels termòmetres utilitzats en el càlcul de les temperatures respecte a les dades  $T_{BKN}$  de Brey & Köhler (1990) dels xenòlits de la ZVC. b)  $T_{Ca}$  versus  $T_{Bkn}$  del present estudi i anteriors (Galán et al., 2011). a) Temperatures  $T_{t98}$  versus  $T_{Bkn}$  i c)  $T_{Na}$  versus  $T_{Bkn}$ . La línia contínua marca la relació 1:1 dels termòmetres corresponents, i les línies discontinúes una variació de 50°C



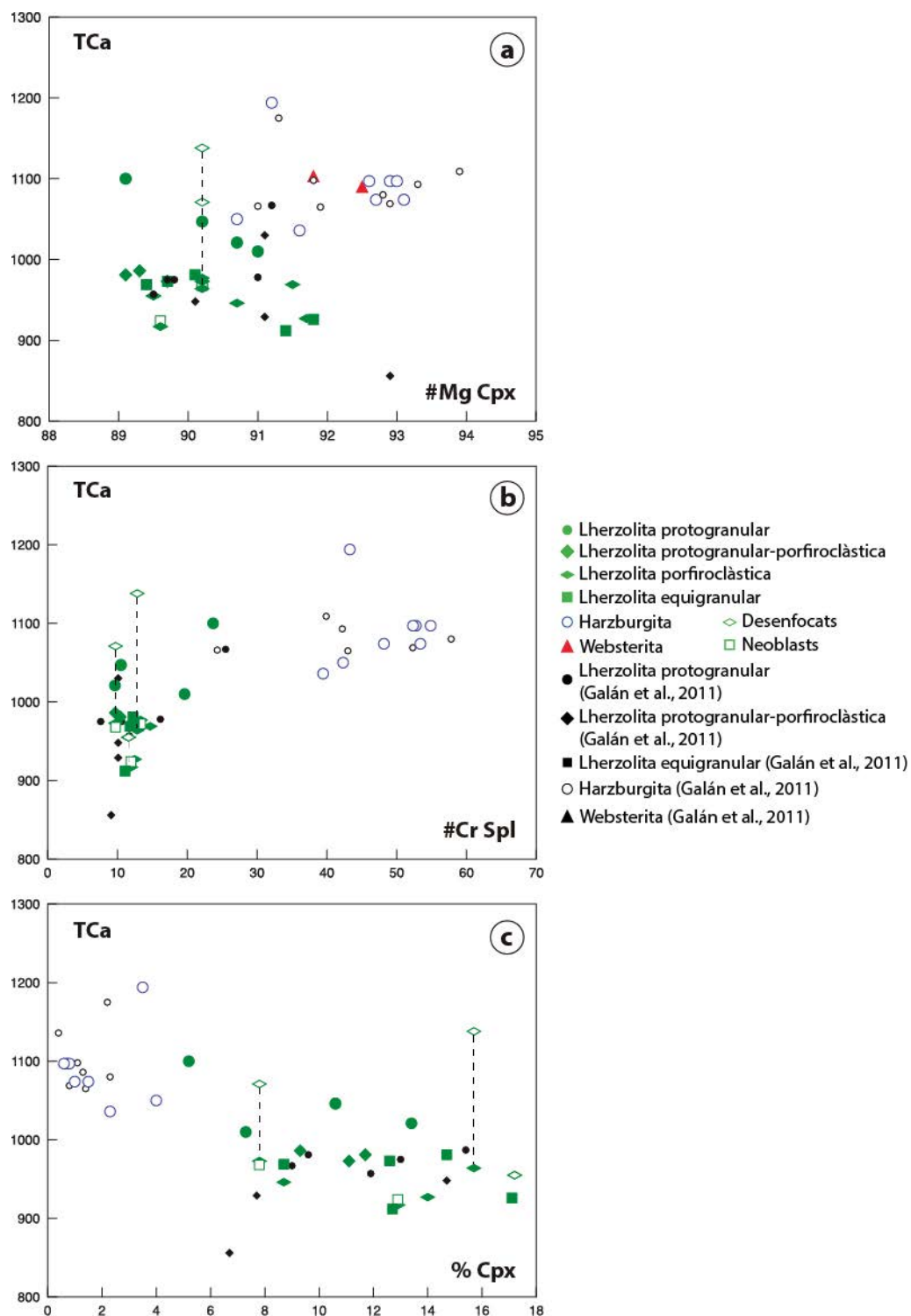


Fig.9.2 Diagrames de variació entre la temperatura del termòmetre  $T_{Ca}$  i #Mg del clinopiroxè (a), b) #Cr de l'espinel·la (b) i la moda del clinopiroxè (c). Es projecten els resultats del treball actual i els de Galán et al. (2011).

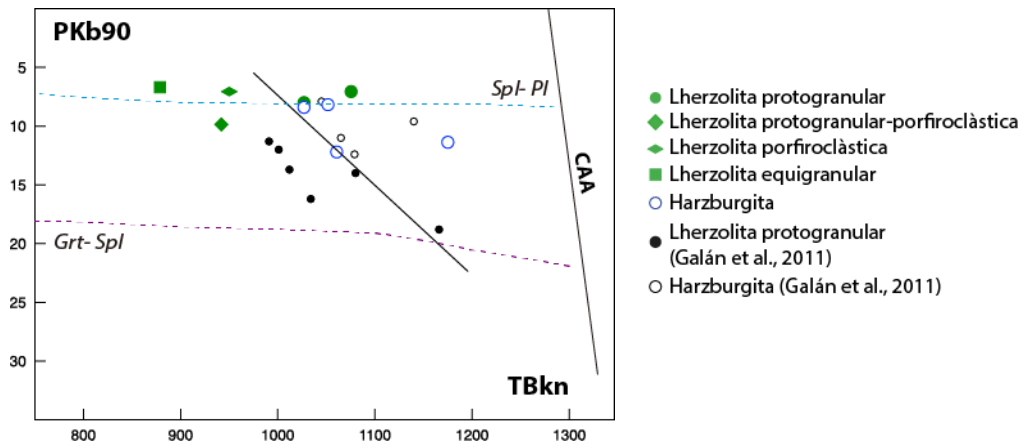


Fig.9.3 Diagrama P-T on es projecten les temperatures i pressions coherents dels xenòlits estudiats i els corresponents a Galán et al. (2011). Límit del camp d'estabilitat espinel-la- plagiòclasi de Gasparik (1987) i límit granat espinel-la per a lherzolites de Klemmen & O'Neill (2000). CAA: corba d'ascens adiabàtic

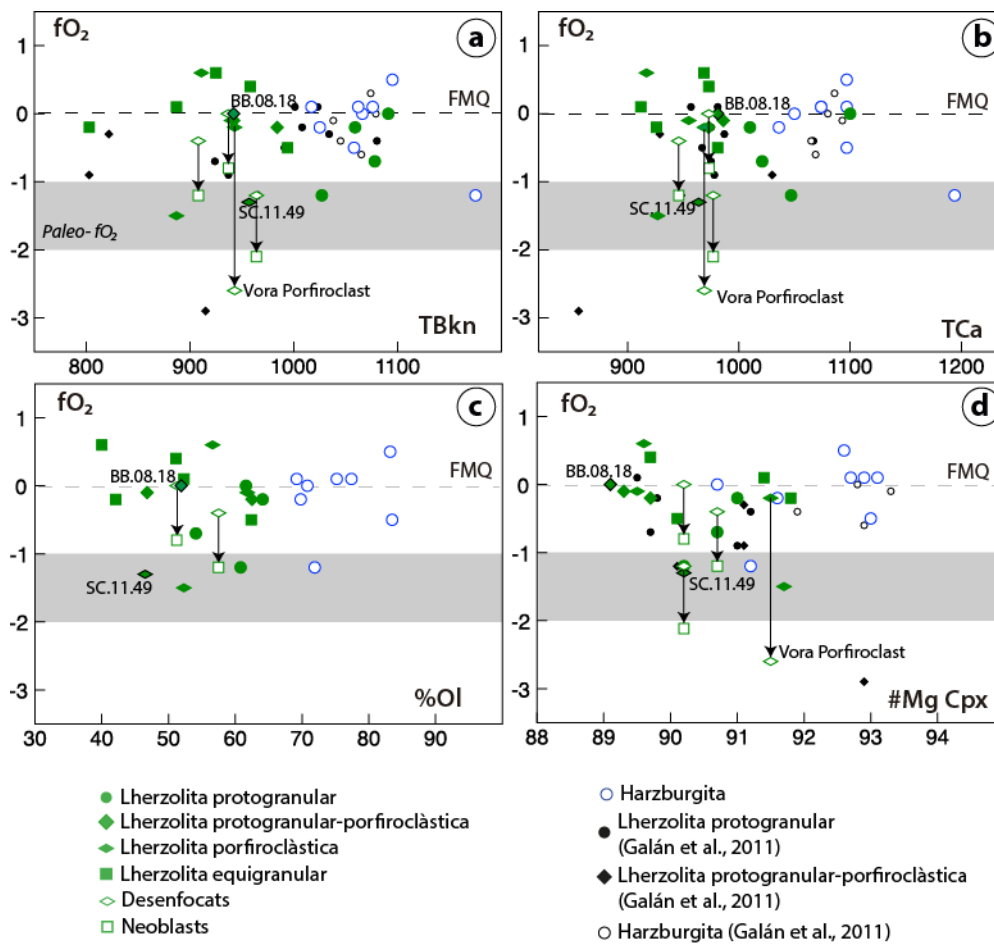


Fig.9.4 Diagrames de variació de la fugacitat d'oxigen (FMQ) versus temperatura dels termòmetres  $T_{Bkn}$  (a) i  $T_{Ca}$  (b), versus composició modal de l'olivina (c) i el component #Mg del clinopiroxè (d). En als diagrames a, b i d també es projecten les mostres anteriorment estudiades per Oliveras (2009).

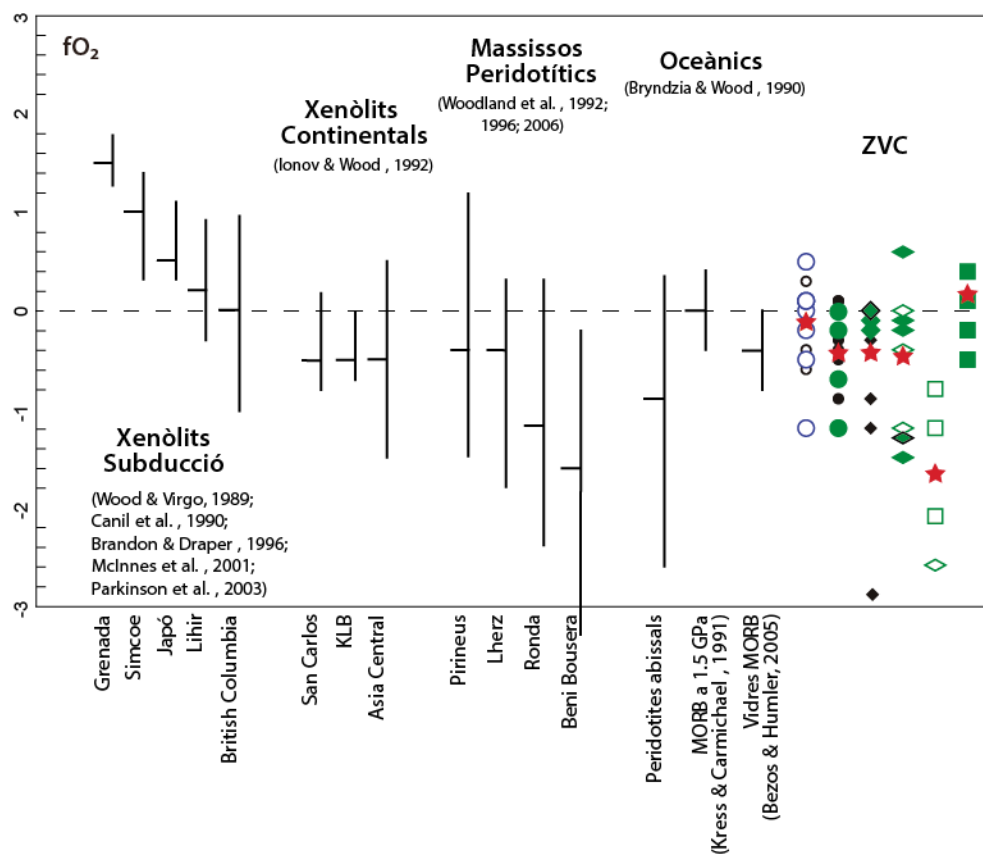


Fig.9.5 Fugacitats d'oxigen de peridotites amb espinel·la en diferents ambients tectònics i de l'estudi actual. Diagrama de Frost & McCammon (2008) modificat. Simbols amb contorn negre, lherzolites amb corones de reacció entorn espinel·la (SC.11.49, BB.08.18). Mitjanes de cada tipus representades amb una estrella vermella. Símbols equivalents a la figura 9.4.

Microestructura	Mostra	T <sub>Bkn</sub>	DS	T <sub>Ca</sub>	DS	T <sub>Na</sub>	DS	T <sub>t98</sub>	DS	P <sub>Kb90</sub>	DS	fO <sub>2</sub>	DS
<b>Websterites</b>													
Pg	BB.12.17	1029	19	1094	-	1408	-	1014	23	-	-	-	-
	BB.08.06	1069	15	1103	4	1164	61	1060	22	-	-	-	-
	Mitjana	1048 ± 28		1098 ± 6		1286 ± 162		1037 ± 32		-	-	-	-
<b>Harzburgites</b>													
Tab	BB.12.04	1175	11	1194	18	1449	17	1185	14	11,3	1	-1,2	0,8
	BB.08.52	1095	12	1097	13	872	0	1080	5	-	-	0,3	0,5
Pg	BB.12.03	1076	20	1097	13	975	-	1065	19	12,8	1,4	0,1	0,0
	BB.12.09	1066	5	1050	15	1015	42	1039	15	-	-	0,0	0,0
	CA.12.02	1062	23	1074	0	1057	90	1035	29	-	-	0,1	0,1
	BB.08.19	1058	11	1097	4	1101	62	1040	7	7,8	1,5	-0,5	0,0
	BB.08.20	1025	7	1036	5	1010	89	997	7	8,3	1,5	-0,2	0,1
	BB.12.02	1017	22	1074	12	1192	-	1017	18	-	-	0,1	0,0
	Mitjana	1072 ± 49		1090 ± 48		1083 ± 174		1057 ± 58		-	-	-	-0,1 ± 0,5
<b>Lherzolites</b>													
Pg	BB.08.98	1078	10	1021	5	1076	52	1024	16	15,1	2,1	-0,7	0,1
	BB.08.101	1059	7	1010	0	1035	5	1015	9	-	-	-0,2	0,2
	BB.12.01	1027	0	1047	20	1094	29	991	1	-	-	-1,2	0,2
	BB.08.105	1091	-	1100	-	1051	-	1081	-	6,1	0,3	0,0	0,0
Mitjana	1063 ± 28		1044 ± 40		1064 ± 26		1028 ± 38		-	-	-	-0,5 ± 0,5	-
Pg-Pc	BB.12.13	984	24	973	6	1060	32	929	30	-	-	-0,2	0,1
	BB.08.59	942	10	986	12	1040	0	891	8	9,8	1,5	-0,1	0,0
	BB.08.18	942	3	981	6	1054	25	901	3	-	-	0,0	0,1
Mitjana	956 ± 24		980 ± 5		1051 ± 10		907 ± 20		-	-	-	-0,1 ± 0,1	-
Pc	SC.11.05p	965	6	984	0	1019	7	924	5	-	-	-1,2	0,9
	SC.11.05n	923	2	972	6	985	63	883	2	-	-	-2,1	1,1
	SC.11.49	957	3	964	6	1036	30	935	10	6,7	1	-1,3	0,2
	SC.11.49*	955	-	1138	-	1197	-	938	-	-	-	-	-
	SC.11.51	943	13	969	12	1004	2	912	11	-	-	-0,2	0,2n
	BB.08.97	940	34	955	19	933	41	878	37	-	-	-2,6	0,3p
	BB.08.97*	1125	-	955	-	1015	-	1056	-	-	-	-0,1	0,2
	SC.11.52p	937	14	984	13	1045	34	893	15	-	-	-	-
	SC.11.52n	918	1	968	6	957	60	875	1	-	-	0,0	0,4
	SC.11.52*	982	-	1071	-	1027	-	951	-	-	-	-0,8	0,0
	CA.12.03p	902	1	1155	24	908	96	857	2	-	-	-	-
	CA.12.03n	870	24	924	6	870	71	829	21	-	-	0,6	0,2
	BB.08.80	908	48	946	7	921	35	861	51	-	-	-0,4	0,3n
	SC.11.16	887	13	927	7	939	37	852	35	-	-	-1,2	0,0p
Mitjana	918 ± 27		977 ± 66		990 ± 80		906 ± 57		-	-	-	-1,5	1,3
Eg	BB.08.54	958	2	973	6	1022	9	918	2	-	-	0,4	0,1
	BB.08.57	803	23	926	11	844	119	799	25	-	-	0,2	0,2
	BB.08.38	887	2	912	0	913	126	863	3	6	3,2	0,1	0,2
	SC.11.54	994	5	981	6	1081	167	975	2	-	-	-0,5	0,9
	BB.08.24	925	-	969	-	-	-	885	-	-	-	0,6	-
Mitjana	913 ± 73		952 ± 31		965 ± 106		888 ± 65		-	-	-	0,2 ± 0,4	-

Taula 9.1. D'esquerra a dreta temperatures calculades amb els termòmetres T<sub>Bkn</sub>, T<sub>Ca</sub>, T<sub>Na</sub> i T<sub>t98</sub>, pressió (P<sub>Kb90</sub>) i fugacitat d'oxigen (fO<sub>2</sub>) amb les desviacions estàndard (DS) corresponents. Pg: protogranular; Pg-Pc: protogranular porfiroclàstica; Pc: porfiroclàstica; Eg: equigranular; n: Anàlisi de neoblasts. p: Anàlisi de porfiroclasts. \*Anàlisi desenfocats en porfiroclasts d'ortopiroxè.



## ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT (OCP)

### 10.1. Introducció

Una de les eines principals utilitzada per determinar la deformació que ha patit el mantell superior és l'estudi de l'orientació cristal·logràfica preferent (OCP) de l'olivina, que és el mineral més abundant en el mantell, junt amb l'ortopiroxè i el clinopiroxè. L'evolució de l'OCP estaria controlada per la deformació plàstica a través de la reorientació dels eixos cristal·lins durant la deformació intracristal·lina. Aquesta OCP es pot formar pel salt de les dislocacions ("dislocation creep"= "dislocation glide+ creep"), que seria el mecanisme de deformació més important en el mantell superior (Tommasi et al., 2000), però altres mecanismes, com la recristal·lització, també poden modificar l'OCP inicial, provocant un debilitament o enfortiment de la fàbrica o la modificació de la seva simetria inicial. Els mecanismes de deformació estan controlats per variables externes com la temperatura, la pressió litostàtica, la presència de fluids i els esforços diferencials (Karato et al., 2008).

Els patrons de l'OCP que es formen depenen dels següents factors (Passchier & Trouw, 2005):

- Els sistemes de lliscament operatius en condicions determinades.
- La velocitat de deformació dels eixos.
- El número kinemàtic de vorticitat.
- L'activitat de la recristal·lització dinàmica.
- El creixement dels cristalls.

En la naturalesa, els règims de deformació dominants es corresponen normalment a una combinació de cisalla simple i cisalla pura. El moviment oblic de les plaques respecte dels marges continentals i l'anisotropia mecànica dels continents produeixen transpressió o transtensió, però la resposta del mantell no està totalment controlada, si bé Tommasi et al. (1999) arriben a la conclusió de que el mantell també es deforma principalment per cisalla simple o per una combinació de cisalla simple i cisalla pura.

Les deformacions de referència en les tres dimensions es defineixen com una combinació simultània de cisalla pura i deformació coaxial (Tikoff & Fossen, 1999). Els eixos cinemàtics de referència, "a", "b" i "c" (Fig.10.1a), es relacionen de la manera següent respecte al component de cisalla simple de la deformació (Fig.10.1a): l'eix "a" és paral·lel a la direcció de moviment de cisalla, l'eix "b" es troba en el pla de cisalla i seria l'eix de rotació, i per últim l'eix "c" es situaria normal al pla de cisalla. A continuació es descriuen els tres règims de deformació bàsics (cisalla simple, cisalla pura i escurçament axial) i quatre règims combinats, dels quals Tommasi et al. (1999) van modelitzar numèricament la seva influència en l'OCP de l'olivina. La deformació per **cisalla simple**, en la que els esforços es disposen en la mateixa direcció del pla de cisalla, però en sentit contrari, provoca que els dos eixos principals rotin, causant allargament i escurçament de l'eix "c" i "a" respectivament (Fig.10.1b). En el règim de deformació per **cisalla pura**, hi ha dos esforços, un principal d'escurçament "c" i un altre menor tensional "a" (Fig.10.1c); en el cas de **l'escurçament axial**, hi hauria dues direccions d'allargament "a" i "b" i una de compressió "c" (Fig.10.1d). Els quatre règims de deformació que en resulten de combinar la deformació per cisalla simple amb esforços de escurçament són: (1) **transpressió planar**: equivaldria a la suma dels règims de deformació per cisalla simple i pura, on la direcció d'allargament coincideix amb la de cisalla "a", i la direcció de compressió és normal a l'anterior i paral·lela a "c" (Fig.10.1e); (2) **transpressió**: equivaldria a la combinació de cisalla simple i escurçament axial; la direcció d'escurçament seria la mateixa que en el cas anterior, "c", però, la direcció d'allargament seria paral·lela al pla de cisalla i perpendicular a la direcció de cisalla (Fig.10.1f); (3) **transtensió planar**: l'allargament en "c" és perpendicular al pla i a la direcció de cisalla, i l'escurçament és paral·lel al pla de cisalla i normal a la direcció de cisalla (Fig.10.1g); (4) **transtensió**, es diferencia de l'anterior en que l'escurçament és paral·lel tant al pla com a la direcció de cisalla (Fig.10.1h).

Els objectius que es pretenen assolir amb l'estudi de l'OCP dels minerals dels xenòlits de la ZVC són:

- Determinar la fàbrica de les peridotites i piroxenites, i l'existència de relacions entre elles.
- Observar si hi ha relació entre les diferents microestructures de les peridotites i la seva fàbrica.
- Esbrinar quins són els mecanismes de deformació que han actuat en aquesta part del mantell subcontinental litosfèric i quina ha estat la seva intensitat.

- Delimitar les condicions físiques en les que es va produir la deformació (T, P, esforços desviadors) durant l'evolució del mantell subcontinental litosfèric, i avaluar-les en el seu context regional.
- Avaluar l'existència de relació entre la geoquímica de les roques i la seva fàbrica

Per poder dur a terme l'estudi de l'OCP, s'han de determinar els sistemes de lliscament de les dislocacions (en anglès: slip systems) que han estat actius en l'olivina i els piroxens durant la deformació. Aquests, es determinen a partir de la direcció [UVW] i el pla (hkl) de lliscament que operen amb més facilitat en unes condicions determinades. La direcció de lliscament està controlada pel vector de Burger més curt, que en el cas de l'olivina seria principalment el [100], però a poc que canviïn les condicions físiques i/o químiques de l'entorn, aquest pot passar a ser el [001]; en el cas dels piroxens, el vector de Burger predominant és el [001] (Karato et al., 2008).

A esforços desviadors elevats, variis sistemes de lliscament poden estar actius per mantenir la connexió entre els grans (Lister, 1977), però les dades existents, ens indiquen que com menys simetria tenen els cristalls (com en el cas dels silicats) menys sistemes de lliscament tenen, i els problemes d'espai entre grans s'acomoden per deformació de cristalls, fracturació o kinking, en condicions de baixa temperatura, mentre que a temperatura alta i en concret, en els primers 200 km del mantell superior, hi hauria una combinació de "dislocation creep" i recristal·lització dinàmica (Passchier & Trouw, 2005; Tommasi et al., 2000 i referències incloses). La deformació plàstica en els cristalls es pot observar per la presència d'extinció ondulant i lamel·les de deformació, però a temperatures elevades, aquestes evidències poden ser esborrades per processos de recristal·lització i recuperació ("recovery" en anglès) i aleshores, només la presència de l'OCP seria l'evidència més clara de que la deformació s'ha donat per "dislocation creep" (Passchier & Trouw, 2005). Tot i això, processos de recuperació i recristal·lització posteriors també poden modificar aquesta OCP inicial. El procés de "**recovery**" actua agrupant les dislocacions de manera regular, formant parets entre subgrans que evolucionaran cap a vores de gra, separant els cristalls amb una lleugera desorientació entre ells (Fig.10.2a, b). Els altres mecanismes que contribueixen a la disminució del número de dislocacions són especialment la recristal·lització dinàmica, però també, el lliscament de vora de gra, la reducció de l'àrea de vora de gra i la recristal·lització estàtica (Passchier & Trouw, 2005). La recristal·lització dinàmica es pot donar per dos processos: (1) **recristal·lització per migració de vora de gra** ("Grain Boundary Migration Recrystallization" en anglès i abreujat GBMR), on el cristall amb més dislocacions és consumit



pel cristall veí que en té menys (Fig.10.2e); (2) **recristal·lització per rotació de subgrans** (“Subgrain Rotation Recrystallization” en anglès i abreuiat SRR), on les dislocacions del cristall es van desplaçant cap a les vores del subgra fins que aquest queda separat, formant un cristall nou i lleugerament desorientat dels cristalls inicials (Fig.10.2c, d). El **lliscament de vora de gra** (“Grain Boundary Sliding” en anglès i abreuiat GBS) és característic de temperatures elevades; en aquest cas, els cristalls llisquen entre ells gràcies a la difusió en estat sòlid (“diffusion creep” en anglès) que es dona entre les seves vores. Normalment, aquest procés es reconeix per la mida de gra molt fina que en resulta i gairebé una inexistent OCP. La **reducció de l'àrea de la vora de gra** (“Grain Boundary Area Reduction” en anglès i abreuiat GBAR) és activa a temperatures elevades i provoca que les vores irregulars dels cristalls, causades durant la recristal·lització dinàmica, passin a ser rectes i a  $120^\circ$ . Finalment, encara que els esforços s'hagin aturat, si la temperatura és relativament elevada o hi ha certa quantitat d'H<sub>2</sub>O, els processos anteriors (exceptuant el GBS) poden continuar, amb el predomini del GBAR, donant com a resultat vores de gra rectes, amb punt triples, i creixement dels cristalls. Aquest últim procés es coneix com **recristal·lització estàtica** o **"annealing"**.

### 10.1.1 L'OCP de l'olivina

D'acord amb l'estudi experimental sobre l'OCP de l'olivina de [Carter & Avé Lallemant \(1970\)](#), l'olivina té tres sistemes de lliscament dominants depenent de la temperatura i la pressió o esforços. A elevades temperatures ( $>1000^\circ\text{C}$ ) i baixos esforços, el sistema de lliscament dominant és el  $[100](010)$ , a temperatures (ca.  $1000^\circ\text{C}$ ) i esforços moderats no canvia la direcció dominant però el lliscament es produeix en els plans (010) i/o (001). A baixes temperatures ( $700\text{-}1000^\circ\text{C}$ ) i elevats esforços, la direcció dominant canvia a  $[001]$  i el lliscament es dona en els plans (010) i/o (100). Altres estudis posterior van arribar també a aquestes conclusions ([Nicolas & Christensen, 1987](#); [Mainprice & Nicolas, 1989](#); [Suhr, 1993](#)). A més [Nicolas & Christensen \(1987\)](#) i [Mainprice & Nicolas \(1989\)](#) van concloure que a temperatures molt elevades ( $>1250^\circ\text{C}$ ) també es pot activar el sistema  $[100](001)$

Més endavant, els estudis experimentals de [Karato \(1995\)](#), [Jung & Karato \(2001\)](#), [Jung et al. \(2006\)](#), [Katayama et al. \(2004\)](#), [Katayama & Karato \(2006\)](#), i [Bystricky et al. \(2000\)](#), identifiquen cinc fàbriques de deformació per l'OCP de l'olivina en règim de cisalla simple ([Karato et al., 2008](#)), totes molt sensibles al contingut en H<sub>2</sub>O, a la temperatura i als esforços. Cada fàbrica es relaciona amb un sistema de lliscament determinat a partir de les figures de projecció polars i les figures polars inverses.

Els cinc tipus de fàbriques de deformació, o patrons, es classifiquen segons l'orientació dels màxims que formen els eixos en vers als esforços i els seus corresponents sistemes de lliscament, aquests són (Fig.10.3):

- **Tipus A:** s'originaria en condicions anhidres i esforços baixos, a temperatures entre 1470–1570 K. Els tres eixos formen màxims: [100] i [001] en el pla de foliació, subparal·lel i perpendicular a la lineació, respectivament. L'eix [010] es situa subparal·lel al pol de la foliació. El sistema de lliscament operatiu seria el [100](010).
- **Tipus B:** es formaria en condicions hidratades i esforços elevats, a temperatures de 1073-1273 K. Els tres eixos formen màxims, [010] perpendicular al pla de foliació i els altres eixos restants, [001] i [100] en el pla de foliació, subparal·lel i subperpendicular a la lineació, respectivament. El sistema de lliscament seria [001](010).
- **Tipus C:** es formaria en condicions hidratades, esforços més baixos que l'anterior i a una temperatura superior als 1273 K. Els tres eixos formen màxims, [010] en el pla de foliació i perpendicular a la lineació. L'eix [001] es situa subparal·lel a la lineació i l'eix [100] pròxim al pol de la foliació. El sistema de lliscament actiu en aquest cas seria el [001](100).
- **Tipus D:** es desenvolupa en condicions anhidres i esforços moderats- elevats. L'eix [100] forma un màxim subparal·lel a la lineació i els altres dos eixos formen bandes perpendiculars al pla de foliació. El sistema de lliscament que operaria en aquestes condicions és el [100]{0kl} o també anomenat "pencil glide".
- **Tipus E:** la seva formació correspon a condicions moderadament hidratades i baixos esforços. Els tres eixos formen màxims, l'eix [010] es situa en el pla de foliació subperpendicular a la lineació i els altres dos eixos a baix angle respecte a la lineació ([100]) i al pol de pla de foliació ([001]). En aquest cas el sistema de lliscament dominant seria el [100](001).

En la figura 10.3, a més dels tipus anteriors, hi ha el **tipus AG** considerat per Mainprice (2007), i ja definit en Ben Ismaïl & Mainprice (1998), en el qual [100] i [001] formen una banda paral·lela a la lineació, mentre que [010] forma un màxim que coincideix amb el pol del pla de foliació.

Tommasi et al. (1999) donen una altra nomenclatura a les fàbriques de l'olivina modelitzades numèricament en relació amb els règims de deformació mencionats anteriorment. Per aquests autors hi ha tres fàbriques principals (Fig.10.4):

- **[100] axial** desenvolupat per **cisalla simple**: l'eix [100] mostra un punt màxim subparal·lel a la direcció de cisalla i que coincidiria amb la lineació. Els eixos [010] i [001] formarien bandes perpendiculars al pla de foliació. És el patró de l'OCP més comú en les peridotites (Ben Ismail & Mainprice, 1998), especialment en els massissos d'ofiolites. La transtensió també donaria un patró semblant. Aquest patró seria equivalent al Tipus D de Karato et al. (2008).
- **Ortoròmbic** per **cisalla pura**: l'eix [010] tendeix a concentrar-se formant un màxim al voltant de la direcció d'escurçament i l'eix [100] al voltant de la direcció d'estirament, coincidint amb la lineació. L'eix [001] també es trobaria formant un màxim en el pla de foliació però perpendicular a la lineació. És un patró menys freqüent que l'anterior. La transtensió planar desenvoluparia el mateix tipus de patró, però desviat un cert angle amb la direcció d'estirament. Seria equivalent al tipus A de Karato et al. (2008).
- **[010] axial** per **escurçament axial**: l'eix [010] es concentra en la direcció del màxim esforç, perpendicular al pla de foliació, mentre que els altres dos eixos formen bandes dins del pla de foliació, on els màxims dels eixos [100] i [001] es situen subparal·lel i perpendicular a la lineació, respectivament. Aquest patró també es podria formar per transpressió. Seria el més comú en peridotites cratòniques, però poc freqüent en el mantell superior segons Tommasi et al. (1999) i Mainprice (2007) (Fig.10.3). Es correspondria al tipus AG de Mainprice (2007). Segons Avé Lallemant & Carter (1970), aquesta fàbrica de deformació de l'olivina podria estar provocada per la recristal·lització sintectònica.
- Finalment, per la transpressió planar es desenvolupa una OCP intermèdia entre el patró de cisalla simple i el de cisalla pura.

Cal dir que, en el cas de no tenir una referència clara (lineació i foliació), com és el cas de molts xenòlits, els patrons de l'OCP obtinguts en cisalla simple i transpressió o transtensió planar són difícils de diferenciar.

### 10.1.2. L'OCP dels piroxens

La fàbrica de l'OCP de l'**ortopiroxè** va ser estudiada experimentalment per Avé Lallemant (1967) i Carter et al. (1972), els quals van determinar que el vector de Burger preferent és el [001], però els plans de lliscament dominants poden canviar segons les condicions de la deformació. El sistema de lliscament dominant és sovint el [001](100) (Coe & Kirby, 1975; McLaren & Etheridge 1976; Dornbush et al., 1994; Skemer et al., 2010), però també hi pot

haver el [010](100) i el [001](010) (Nazé et al., 1987; Dornbush et al., 1994). Durant la deformació plàstica, els eixos [001] i [100] de l'ortopiroxè tendeixen a situar-se paral·lels a la lineació i al pol de la foliació, respectivament. Jung et al. (2010) estableixen quatre fàbriques principals per aquest mineral (Fig.10.5), a partir de la determinació de la seva OCP en els xenòlits mantèl·lics de Spitsbergen. La primera lletra de la nomenclatura indica el pla de lliscament (e.g., A ≈(100)) i la segona la direcció de lliscament (e.g., C ≈ [001]):

- **Tipus AC:** és el més comú i es caracteritza pel pla (100) alineat subparal·lel a la foliació i l'eix [001] subparal·lel a la lineació. El sistema de lliscament per aquest tipus és el [001](100).
- **Tipus AB:** el pla (100) s'alineja subparal·lel a la foliació i l'eix [010] subparal·lel a la lineació, és un patró poc comú. El sistema de lliscament que es correspon a aquest tipus és el [010](100).
- **Tipus BC:** el pla (010) es disposa subparal·lel a la foliació i l'eix [001] subparal·lel a la lineació, per tant el sistema de lliscament que es correspon amb aquest tipus de patró és el [001](010).
- **Tipus ABC:** es caracteritza per tenir els eixos [100] i [010] disposats com a bandes alineades perpendicularment a la lineació i a la foliació, respectivament, i l'eix [001] disposat subparal·lel a la lineació. El sistema de lliscament característic d'aquest tipus és el [001]{110}.

Aquests autors van observar que aquests tipus de patrons de l'OCP es corresponen amb la moda de l'ortopiroxè. Així, el tipus AC és característic d'una moda entre 10-18%, mentre que els altres tipus van ser observats en mostres amb una moda major (17-33%). A més, el tipus AC és característic de mostres amb contingut en H<sub>2</sub>O baix. Finalment, també van trobar una correlació positiva entre la força de la fàbrica de l'OCP de l'enstatita i de l'olivina.

Pel **clinopiroxè**, també es poden determinar els patrons de l'OCP a partir de les relacions entre els eixos i plans que mostren les figures polars. Es van descriure tres tipus principals: **(1)** l'eix [100] es situa perpendicular al pla de foliació i l'eix [001] paral·lel a la lineació. Aquesta fàbrica va ser observada en roques "annelades"; **(2)** l'eix [010] es disposa perpendicular a la foliació i l'eix [001] paral·lel a la lineació; i **(3)**, l'eix [010] s'orienta perpendicular a la lineació i l'eix [001] paral·lel a la lineació (Passchier & Trouw, 2005 i referències incloses). El tipus (1) és el més freqüent en massissos peridotítics amb bandes de piroxenites i es pot desenvolupar tant a temperatura baixa i velocitat de deformació alta, com pel creixement cristal·lí post-tectònic. Els tipus (2) i (3) van ser observats en eclogites i

en concret el tipus (3) seria el més comú en el clinopiroxè de roques naturals segons [Mauler et al. \(2000\)](#). També es va identificar un altre tipus de fàbrica, intermèdia entre les dues anteriors, on l'eix [001] es situa en el pla de foliació però perpendicular a la lineació. Finalment, el sistema de lliscament [100](001) es troba molt rarament i indicaria que la deformació hauria estat a baixa temperatura (e.g., [Palasse et al., 2012](#)).

Per altra banda, diversos experiments ([Bascou et al., 2002](#) i referències incloses) indiquen que el diòpsid té tres mecanismes essencials que acomoden la deformació: (1) macles mecàniques en [100](100) i [100](001), i lliscament de dislocacions [001](100), en condicions de baixa temperatura (<500 °C), velocitat de deformació alta i esforços elevats; (2) "dislocation creep"; i (3), "diffusion creep" a temperatures més altes. (2) i (3) són dependents de la mida de gra i del flux dels esforços. D'altra banda, els experiments sobre la deformació d'un sol cristall indiquen que a temperatures baixes i moderades (<800 °C) s'activen els sistemes de lliscament {110} i (100). Entre 800- 900 °C, s'activa principalment el sistema [001](100). A T> 1000 °C, el sistema dominant és el  $\frac{1}{2}\langle 110 \rangle\{1-10\}$ .

Finalment, la majoria dels estudis experimentals recents sobre la deformació del clinopiroxè es van fer sobre omfacites en eclogites (e.g., [Zhang et al., 2006, 2007](#); [Müller et al., 2008](#)). Precisament per classificar amb més precisió la simetria de l'OCP de l'omfacita de les eclogites en els tipus L i S de [Helmstaed et al. \(1972\)](#), [Ulrich & Mainprice \(2005\)](#) van establir l'índex numèric LS:

$$\text{Índex LS} = 0.5 * \left( 2 - \frac{P_{010}}{(G_{010} + P_{010})} - \frac{G_{001}}{(G_{001} + P_{001})} \right)$$

on P i G es calculen a partir dels valors eigen ( $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ ) de la matriu d'orientació normalitzada per cada eix cristal·logràfic,  $P = \lambda_1 - \lambda_3$ ,  $G = 2 * (\lambda_2 - \lambda_3)$  ([Vollmer, 1990](#)). Aquest índex s'utilitza quan la fàbrica de l'OCP dominant és la [001](010) (tipus 2). Segons quina sigui la relació entre la simetria de l'eix [001] i el pla (010), el valor del índex LS ens indicaria tres tipus de fàbrica en relació a diferents règims de deformació ([Fig.10.6](#)):

- **Tipus S:** l'eix [001] esta dispers en el pla de foliació, formant una banda. El pla (010) formaria un màxim perpendicular a aquesta. L'índex LS donaria valors pròxims a 0, i indicaria que el mineral ha estat afectat per compressió axial o transpressió. El sistema de lliscament predominant per aquest tipus seria el  $\frac{1}{2}\langle 110 \rangle\{1-10\}$ .
- **Tipus L:** en aquest cas el pla (010) és el que formaria una banda perpendicular al pla de foliació. En aquest pla es situarien com a màxims paral·lels a la lineació l'eix [001].

Aquesta fàbrica tindria un índex LS pròxim a 1 i suggeriria una deformació per extensió, com la transtensió. El sistema de lliscament actiu dominant seria el  $[001]\{110\}$ , però també estaria actiu el  $[001](100)$

- **Tipus LS:** és el patró intermedi entre els tipus L i S, i com a conseqüència, tant el pla (010) com l'eix [001] mostrarien concentracions semblants, els valors P i G serien semblants. El pla (010) es situaria perpendicular al pla de foliació i l'eix [001] paral·lel a la lineació. Un índex LS al voltant de 0,5 indicaria que el clinopiroxè hauria estat afectat per un règim de deformació de tipus cisalla simple o pura.

## 10.2. La fàbrica de l'OCP de minerals en xenòlits mantèl·lics de la placa europea: Estat de la qüestió.

L'estudi de l'OCP de minerals ha estat recurrent en els últims anys sobretot pel que fa a l'olivina i en menor extensió als piroxens. L'OCP en xenòlits mantèl·lics dona informació sobre com ha estat la deformació del mantell "*in situ*", ja que els xenòlits preservarien la seva fàbrica i microestructura originals, mentre que l'OCP en els massissos ens informaria de com ha estat la deformació plàstica i la reequilibració mineral durant el seu emplaçament en l'escorça.

En la ZVC no hi ha cap estudi sobre l'OCP dels xenòlits mantèl·lics, però sí que hi ha estudis sistemàtics precedents en altres zones de la placa europea com en la Regió dels Carpats i de la Conca de Panònia (Hongria), i més esporàdics sobre els xenòlits de Cabezo Tallante, en la serralada Bètica (SE d'Espanya).

En el SE i part central de la Regió dels Carpats- Panònia, s'han trobat xenòlits mantèl·lics en dues àrees que van ser estudiats per [Falus et al. \(2008\)](#) i [Kóvacks et al. \(2012\)](#), respectivament. Totes dues localitats corresponen a conques extensionals joves (Miocè-Pleistocè) subseqüents a l'orogènesi alpina. En el SE, els xenòlits són peridotites (Iherzolites principalment i harzburgites subordinades) amb espinel·la que mostren una evolució microestructural en vertical del mantell subcontinental litosfèric. Així, les peridotites més someres són porfiroclàstiques grolleres i milonítiques, amb patrons d'OCP de l'olivina tipus D o axial [100] dèbils; mostren una recristal·lització important, causada per esforços més elevats, i temperatures d'equilibri més baixes que les peridotites més profundes. Aquestes últimes són porfiroclàstiques grolleres i tenen patrons d'OCP més forts i de tipus A. És a dir, l'estil de la deformació varia en profunditat i es relacionaria amb l'episodi convergent que va originar l'arc dels Carpats ([Falus et al., 2008](#)). Observacions petrogràfiques tal com la

substitució d'olivina per ortopiroxè, la presència de clinopiroxè intersticial, la cristallització tardana de l'amfíbol i un contingut en H<sub>2</sub>O elevat dels piroxens suggereixen l'existència d'un metasomatisme modal en relació amb la percolació de fluids/fosos d'una zona de subducció. Aquest metasomatisme seria contemporani o posterior a la deformació del mantell. Pel que fa a la zona central de la regió dels Carpats (Kóvacs et al., 2012), també hi ha una variació de les microestructures i fàbriques amb la profunditat, però la història és diferent. En aquest cas, en profunditat es troba una OCP de l'olivina de tipus A, lligada amb microestructures porfiroclàstiques i protogranulars de peridotites més fèrtils, equilibrades a temperatures més elevades, degut al flux actual de l'astenosfera. Per contra, en zones més someres, hi ha fàbriques de tipus AG en les peridotites menys fèrtils, que presenten microestructures equigranulars, milonítiques i porfiroclàstiques, equilibrades a temperatures més baixes i originades durant l'antiga col·lisió Alpina.

En una situació geològica semblant es localitzen els xenòlits mantèl·lics del Cabezo Tallante, al SE de la Península Ibèrica, englobats en laves basàltiques alcalines intruïdes durant un episodi de distensió subseqüent a la subducció que originaria la Serralada Bètica. Aquests, són lherzolites amb espinel·la, amb microestructures porfiroclàstiques i equigranulars, que haurien registrat múltiples estats de deformació, recristallització, interacció amb fluids/fosos durant la progressiva exhumació del mantell litosfèric. La fàbrica de la seva olivina va ser analitzada per Rampone et al. (2010). La majoria de les mostres tenen una fàbrica de tipus A i rarament de tipus D. La primera s'hauria desenvolupat en relació amb una textura porfiroclàstica grollera relacionada amb una descompressió durant el Mesozoic. Després, hi hauria hagut un episodi d'"annealing" afavorit per la percolació i reacció amb un fos astenosfèric, el qual donaria les microestructures equigranulars, tot conservant la fàbrica tipus A. No hi ha relació entre les temperatures d'equilibri (geotermòmetre clinopiroxè-ortopiroxè) i les diferents microestructures.

Simultàniament a la realització d'aquesta memòria de tesis es van publicar altres estudis sobre les OCP dels xenòlits de Cabezo Tallante (Hidas et al., 2016) i de la zona volcànica de Calatrava (Puelles et al., 2016), en el centre de la Península Ibèrica, els resultats del quals seran considerats en la discussió final (capítol 13).

### **10.3. Mostres analitzades i criteris de classificació**

S'han analitzat un total de divuit mostres: tres harzburgites (BB.08.20, BB.12.04, CA.12.02), catorze lherzolites (BB.08.101, BB.08.98, BB.12.13, CA.44.05, BB.08.59, BB.08.80, CA.12.03,

BB.08.38, BB.08.57, SC.11.52, SC.11.54, SC.11.16, SC.11.49, BB.12.01) i una websterita (BB.12.17) que figuren en la [taula 10.1](#) junt amb la seva microestructura i altres dades calculades a partir de l'estudi de l'OCP. Per la seva selecció s'ha tingut en compte diferents paràmetres: (1) el tipus de microestructura, (2) la seva composició i (3), evitar defectes lligats al pirometamorfisme i a la presència de cristalls amb imperfeccions.

Les mostres estudiades són làmines primes amb orientacions aleatòries, ja que no va ser possible determinar-ne la foliació i lineació en l'estudi macroscòpic i el tall fet està molt condicionat per la talla i forma del xenòlit. Per tant, en la majoria de xenòlits no és fàcil observar la foliació (pla estructural XY) ni la lineació (eix estructural X). Per aquesta raó es va assumir que l'eix [100] de l'olivina equivaldria a la direcció de la lineació i l'eix [010] al pol del pla de foliació ([Ben Ismaïl & Mainprice, 1998](#)). Per això, les projeccions polars de la [figura 10.7](#) han estat rotades per fer coincidir el màxim de l'eix [100] amb la direcció E-W i el de l'eix [010] amb la direcció N-S.

Per classificar l'OCP de l'olivina dels xenòlits mantèl·lics de la ZVC, s'ha optat per la nomenclatura de [Mainprice \(2007\)](#), on s'integren els tipus de fàbriques de [Karato et al. \(2008\)](#), i de les referències incloses, i els de [Tommasi et al. \(1999\)](#). En la [figura 10.3](#) s'indica la seva abundància relativa. També s'ha utilitzat l'índex BA establert per [Tommasi et al. \(2008\)](#), i inspirat en l'índex LS per al clinopiroxè de [Ulrich & Mainprice \(2005\)](#), i que permet una classificació numèrica dels patrons de l'OCP de l'olivina.

$$\text{Índex BA} = 0.5 * \left( 2 - \frac{P_{010}}{(G_{010} + P_{010})} - \frac{G_{100}}{(G_{100} + P_{100})} \right)$$

Aquest índex es basa en els valors: P (point), G (girdle) i R (random) de cadascun dels eixos cristal·lins, és a dir, si un eix forma un màxim (P), una banda (G) o és dispers (R). Aquests valors (P, G i R) es calculen a partir dels valors eigen ( $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ ) de la matriu d'orientació normalitzada per cada eix cristal·logràfic,  $P = \lambda_1 - \lambda_3$ ,  $G = 2 * (\lambda_2 - \lambda_3)$  i  $R = 3 * \lambda_3$  ([Vollmer, 1990](#)). Uns valors de BA= 0 indiquen un patró tipus D i uns valors de BA= 0 es corresponen amb un patró tipus AG. Entre 0,4 i 0,6 es considera que el patró és del tipus A (o B, C, E segons la seva relació amb la lineació i foliació). Cal destacar que aquest índex es basa en la simetria dels eixos [100] i [010], però no té en consideració ni l'eix [001] ni el grau de dispersió (R) dels eixos, ni tampoc la seva orientació respecte la foliació i lineació. Per classificar la fàbrica de l'ortopiroxè s'ha seguit la terminologia de [Jung et al. \(2010\)](#) i per la del clinopiroxè l'índex LS de [Ulrich & Mainprice \(2005\)](#).



D'altra banda, les relacions entre els eixos de l'olivina i l'ortopiroxè s'han fet servir per identificar els sistemes de lliscament implicats i l'evolució de la deformació. Segons [Bascou et al. \(2008\)](#), si els eixos [100] i [010] de l'olivina són subparal·lels amb els eixos [001] i [100] de l'ortopiroxè, respectivament, implicaria que la deformació d'aquests dos minerals va ser simultània i que l'olivina es va deformar per "dislocation creep" amb el sistema de lliscament dominant [100](010). En el cas de que l'eix [001] de l'olivina i dels piroxens siguin subparal·lels, indicaria que s'ha activat el sistema de lliscament [001](010) de l'olivina (e.g., [Vauchez et al., 2005](#)). En canvi, quan els eixos no coincideixen podria ser degut a la recristal·lització de l'olivina durant un episodi de deformació tardà, normalment a baixa temperatura ([Carter et al., 1972](#)). L'OCP de l'ortopiroxè també ens serveix per confirmar o descartar règims de deformació com l'escurçament axial o la transpressió. El primer cas, es reconeixeria per l'enfortiment de l'eix [100] de l'ortopiroxè; en el segon cas s'evidenciaria per la dispersió del eix [001] de l'ortopiroxè en el pla de foliació, sempre que en els dos casos la simetria de l'olivina sigui tipus AG ([Wenk et al., 1991](#); [Carter et al., 1972](#)). També la relació entre el tipus de fàbrica del clinopiroxè i la de l'olivina ens indicaria les condicions de deformació. Per exemple, quan els eixos [100] de l'olivina i del clinopiroxè són subparal·lels indicaria que tots dos minerals es van deformar en condicions de baixa temperatura ([Philippot & Van Roermund, 1992](#); [Godard & Van Roermund, 1995](#); [Palasse et al., 2012](#)).

Un altre característica molt important a tenir en compte és la força de la fàbrica de l'OCP, caracteritzada mitjançant l'índex J:

$$\text{Índex J} = \int (g)^2 dg$$

on  $f(g)$  és la densitat en la funció de distribució d'orientacions en la matriu d'orientació ( $g$ ), que descriu la rotació del cristall des de la posició mesurada respecte a una orientació estàndard, i  $dg$  és  $dg = d\phi_1 d\Phi d\phi_2 \sin\phi / 8\pi^2$ , on  $\phi_1$ ,  $\Phi$  i  $\phi_2$  són els angles d'Euler ([Bunge, 1982](#)). L'índex J és adimensional. Valors de  $J = 1$  representarien una distribució dels eixos aleatòria i J seria infinit per un únic cristall. En general, les peridotites mantèl·liques donen valors que es situen entre 2 i 25 amb un màxim entre 8 i 10 ([Ben Ismaïl & Mainprice, 1998](#)). S'ha de tenir en compte que aquest índex és molt sensible al nombre de cristalls que es fan servir en el seu càlcul. En el nostre cas, per l'olivina només s'han tingut en compte les mostres on s'han analitzat més de 100 cristalls i en el cas dels piroxens més de 50 ([Ben Ismaïl & Mainprice, 1998](#)). L'índex J ha estat calculat amb el programa informàtic de David Mainprice *SuperJ* (<http://www.gm.univ-montp2.fr/PERSO/mainprice/>), en base a la

orientació mitjana de cada gra amb una mitjana de l'amplitud de la campana de Gauss de 10°, dades a intervals d'1° ("bins") i una funció de distribució de les orientacions (ODF) de 22°.

#### 10.4. Les OCP de l'olivina i els piroxens

##### 10.4.1. L'OCP en harzburgites

La fàbrica de l'**olivina** en les harzburgites BB.08.20 i CA.12.02 es caracteritza per ser del tipus **AG** (Mainprice, 2007): l'eix [010] tendeix a formar un màxim perpendicular a les bandes discontinues que formen els eixos [100] i [001]. El valor de la densitat màxima (MD) es dona en el eix [010], seguit de l'eix [100] i el [001]. Els valor del índex BA (0,23-0,27) són coherents amb aquesta classificació (Taula 10.1) Per altra banda, la fàbrica de l'OCP de la harzburgita tabular (BB.12.04) també seria de tipus AG d'acord amb l'índex BA (0,39<0,40; Mainprice et al., 2015) però molt proper al límit amb el tipus A (Fig.10.3). En aquest cas l'eix [100] és el que mostra la màxima densitat i els tres eixos mostren màxims que tendeixen a bandes. L'índex J no s'ha calculat per la mostra CA.12.02 a causa de la manca de dades; per les altres dues harzburgites aquest índex es situa entre 10,1 i 9,02 (Taula 10.1).

L'**ortopiroxè** mostra un tipus de patró de l'OCP concordant amb el de l'olivina, els eixos [100] de l'olivina i [001] de l'ortopiroxè són subparal·lels entre ells i normals al [010] de l'olivina, per tant l'OCP de l'ortopiroxè seria del tipus **BC** en la BB.08.20 i **AC** en CA.12.02, i concordant amb que l'eix [001] mostri la MD més elevada. En el cas de la harzburgita BB.12.04, no hi ha suficients cristalls per determinar-ne la simetria però es pot observar com el màxim de l'eix [001] de l'ortopiroxè és proper al màxim del eix [001] de l'olivina. L'índex J de l'ortopiroxè és menor que el de l'olivina (5,13- 7,68).

Només en la harzburgita BB.08.20 s'ha pogut determinar la simetria de l'OCP del **clinopiroxè**, ja que la quantitat de cristalls en les altres dues mostres és molt escassa. El clinopiroxè en aquesta mostra té un patró molt semblant al de l'ortopiroxè, encara que més dispers: l'eix [001] es disposa subparal·lel a l'eix [100] de l'olivina i el pla (010) normal a aquest, per tant seria del tipus (2) que s'ha mencionat abans. L'índex J no s'ha pogut calcular a causa de la poca quantitat de cristalls. L'índex LS dona valors de 0,19, que indica una fàbrica del tipus **S**, on l'eix [001] forma una banda i el pla (010) és puntual. En el cas de la mostra BB.12.04, s'observa que els eixos [100] del clinopiroxè i l'olivina són paral·lels.

##### 10.4.2. L'OCP en lherzolites

Les fàbriques de deformació de l'**olivina** en les lherzolites són dels tres tipus, amb transicions graduals entre alguns d'ells. Hi ha lherzolites amb fàbrica **tipus AG**, com en les harzburgites, d'acord amb els valors de l'índex BA (e.g., BB.08.101, BB.12.13, BB.08.98, BB.12.01, CA.44.05, BB.08.80, BB.08.38, SC.11.52, SC.11.54), és a dir, amb els eixos [100] i [001] formant bandes més o menys desenvolupades en el mateix pla i perpendiculars al màxim que forma l'eix [010]; en la majoria de casos la MD correspon a aquest últim eix (Fig.10.7). Els índex BA per aquest tipus oscil·len entre 0,09 i 0,39. Les microestructures d'aquestes mostres són de tots els tipus. Quatre lherzolites tenen una fàbrica tipus A (Mainprice, 2005; Karato et al., 2008) o **ortoròmbic** (Tommasi et al., 1999) (BB.08.59, CA.12.03, SC.11.49, BB.08.57) amb valors de l'índex BA entre 0,42-0,48. Aquest patró mostra màxims dispersos en els tres eixos i perpendiculars entre sí. Són mostres que presenten microestructura transicional protogranular-porfiroclàstica, porfiroclàstica i equigranular. El tercer **tipus** de patró és el **D** i només està ben definit en la lherzolita porfiroclàstica SC.11.16. Es caracteritza per un màxim en l'eix [100] i els altres dos eixos formant bandes normals a aquest màxim i paral·leles entre elles. L'eix amb la MD més elevat és el [100] i el valor de l'índex BA és de 0,78. Tot i aquesta classificació numèrica, hi ha algunes mostres per a les quals la fàbrica de l'olivina no es correspon exactament amb la definició teòrica d'aquests tres tipus ja que es veu menys clara. En aquest cas, es tracta de fàbriques que es poden considerar transicionals. Per exemple, hi ha xenòlits en els quals l'olivina tindria un patró transicional entre AG i A, com és el cas de CA.44.05 (protogranular), on els eixos [100] i [001] tendeixen a ser puntuals (Fig.10.7). Un altre cas són els patrons transicionals entre AG i D, com per exemple en les mostres BB.08.38, SC.11.52 i SC.11.54 (equigranulars), on l'eix [001] seria normal al pla de foliació, en lloc d'estar inclòs en ell (Fig.10.7). Finalment, hi ha una mostra amb patró transicional entre A i D (BB.08.57; equigranular tabular), on l'eix [001] també es disposa normal al pla de foliació. A més, en algunes d'aquestes mostres transicionals (SC.11.52, BB.08.38) s'observa un cert caràcter bimodal en els eixos [100] i/o [001], és a dir amb dos màxims. Per a l'eix [001], un màxim és paral·lel al eix [100] i l'altre concordant amb el màxim de l'eix [010]. Pel que fa a la força de la fàbrica de l'olivina (índex J), en les lherzolites es situa entre el 8,97 i el 1,91; els valors més baixos corresponen majoritàriament amb lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars.

La fàbrica de l'**ortopiroxè** és més difusa que la de l'olivina en la majoria de les lherzolites. L'eix [001] del primer es disposa perpendicular als altres dos eixos, característic dels **tipus AC** (e.g., BB.12.01; SC.11.52), **BC** (e.g., BB.08.59, BB.08.98) i **ABC** (e.g., BB.08.101) (Jung et al., 2010). En la resta de mostres els tipus de patró són menys definits. L'eix [001] generalment

té la MD més elevada, i es caracteritza per formar un màxim o una banda discontinua. Aquest eix és paral·lel o subparal·lel a l'eix [100] de l'olivina en 7 mostres (BB.08.101, BB.08.98, BB.12.13, BB.08.59, SC.11.49, SC.11.52, BB.12.01), però en les mostres SC.11.16, CA.12.03, CA.44.05, BB.08.57 BB.08.80 i BB.08.38, l'eix [001] de l'ortopiroxè i de l'olivina serien subparal·lels. A més, en algun casos, com en la mostra SC.11.16, aquests eixos es situen dins o propers al pla de foliació virtual, però perpendicular a la lineació (Fig.10.7). Un altre cas a ressaltar és la mostra BB.08.80 que mostra l'eix [001] paral·lel al [010] de l'olivina, per tant perpendicular a la foliació. Pel que fa als altres dos eixos, normalment mostren més dispersió, formant lleugeres bandes o màxims que poden ser bimodals en alguns casos (e.g., SC.11.16). L'índex J, no s'ha pogut calcular en totes les lherzolites perquè no hi ha dades suficients, però en les que s'ha calculat té valors majors o pròxims al de l'olivina (5,9 i 1,9) (Taula 10.1). Com en el cas de l'olivina, els valors més elevats es donen en les mostres amb una microestructura protogranular.

El **clinopiroxè** també té les fàbriques menys definides que l'olivina. S'observa generalment que els pols del pla (010) i l'eix [001] es distribueixen de manera normal i paral·lela, respectivament, a l'eix [100] de l'olivina (com en la harzburgita BB.08.20), a excepció de les mostres SC.11.16, BB.08.57, CA.12.03 i BB.08.59 on es situen a la inversa: el pol del pla (100) del clinopiroxè és paral·lel a l'eix [100] de l'olivina. Els primers correspondrien majoritàriament al tipus (2) citat anteriorment (e.g., BB.08.101, BB.12.01) (Fig.10.7), però els últims es correspondrien amb els que va observar Palasse et al. (2012) en alguns dels xenòlits amb microestructura porfiroclàstica i equigranular de San Quintin (Baixa Califòrnia). D'acord amb els valors de l'índex LS, el clinopiroxè de les lherzolites té majoritàriament valors intermedis, entre 0,32 i 0,64, i per tant seria del **tipus LS**. En el cas de les lherzolites SC.11.52, BB.08.57 i CA.12.03, els valors es troben entre 0,71 i 0,86, corresponents al **tipus L**; només en la lherzolita protogranular BB.12.01 es classifica com a **tipus S**. L'índex J del clinopiroxè (5,65- 2,56) és major que el de l'ortopiroxè de la mateixa mostra, excepte en la lherzolita porfiroclàstica SC.11.49. En general, els valors de J més elevats es donen també en les lherzolites protogranulars.

#### 10.4.3. L'OCP en websterita

En la websterita estudiada el tipus de fàbrica OCP de l'**olivina** és clarament **AG**, amb un valor de l'índex BA de 0,23. La força de la fàbrica és força elevada (J= 8,06).

En el cas de l'**ortopiroxè**, el tipus de patró no és molt clar, però seria coherent amb l'olivina, podria ser un tipus **BC(?)**. La força de la fàbrica per aquest mineral no s'ha pogut calcular.

El **clinopiroxè** també es mostra dispers, s'observa que el pol del pla (100) forma una banda paral·lela a la foliació i el de (010) forma màxims perpendiculars a aquests, d'acord amb l'índex LS la fàbrica del clinopiroxè de la websterita es classificaria com a tipus LS. El valor de l'índex J és de 6,15.

#### **10.4.4. Determinació dels sistemes de lliscament de l'olivina i piroxens**

Per determinar els sistemes de lliscament de l'olivina i els piroxens s'han tingut en compte (1) els diagrames polars (estereogrames) (Fig.10.7), (2) el tipus de fàbrica de deformació d'aquests minerals (Taula 10.1), (3) els eixos de rotació que acomoden les desorientacions de baix angle (2-15°), representats en diagrames polars inversos que prenen com a referència els eixos cristal·logràfics (Fig.10.7; 10.8); (4), l'orientació de les traces de les vores de subgrans en cristalls d'olivina (Fig.10.9); i (5) la coherència entre la fàbrica de l'olivina i la dels piroxens.

Per una banda, a partir dels estereogrames i de la fàbrica de l'olivina i assumint que la foliació i la lineació són paral·leles als màxims de l'eix [100] d'aquest mineral, els seus cristalls mostrarien com a sistema de lliscament principal el **[100](010)**, que és comú tant al patró d'OCP tipus AG com al de tipus A. En la lherzolita porfiroclàstica SC.11.16, que té una fàbrica de l'olivina clarament de tipus D, el sistema de lliscament seria el **[100](0kl)**, que esdevindria de l'activació conjunta dels sistemes de lliscament: [100](010) i [100](001) (Carter et al., 1972). A més, quan els màxims de l'eix [001] es troben situats perpendiculars a la foliació (BB.08.38, SC.11.52, SC.11.54, BB.08.57), indicaria que el sistema de lliscament **[100](001)** estaria contribuint també de forma subsidiària en la deformació (Dijkstra et al., 2002).

Per una altra banda, les desorientacions són també conseqüència de la deformació per "dislocation creep" i la seva anàlisi a través d'un subgra proporciona informació sobre els sistemes de lliscament actius durant la deformació, perquè la desorientació cristal·logràfica dins d'un gra, o a través d'un subgra, es relaciona directament amb les dislocacions acumulades dins del gra o formant el subgra (referències de Frank, 1950; Amelinak & Dekeyser, 1959 en Tommasi et al., 2008). Per exemple, el cristall individual d'olivina de la lherzolita BB.08.101 representat a la figura 10.9a mostra l'orientació de les traces de les límits de subgra perpendicular a l'eix [100] de l'olivina (Fig.10.9a-b), fet que implica que les

parets dels subgrans llisquen majoritàriament en aquesta direcció. D'acord amb la corresponent figura polar inversa (Fig.10.9d), els eixos de rotació es distribueixen entre els eixos cristal·logràfics [010] i [001], la qual cosa indica que les parets dels subgrans estan formades per dislocacions del sistema [100]{0kl}. A més, la major concentració dels eixos de rotació entorn a l'eix [010] (Fig.10.9d) suggereix el predomini del sistema de lliscament [100](001) en vers al [100](010). En conseqüència, si la deformació es va acomodar per dislocacions [100]{0kl}, la assumpció feta anteriorment de que els màxims de l'eix [100] de l'olivina es disposen paral·lels a la lineació seria certa. En la resta de xenòlits, l'activació del sistema de lliscament [100]{0kl} és coherent amb la distribució dels eixos de rotació entre els eixos [001] i [010] en els diagrames polars inversos (Fig.10.7). Es remarquen tres excepcions (lherzolites SC.11.49, SC.11.52, SC.11.54) amb eixos de rotació de l'olivina molt dispersos que no apareixen contornejats a la figura 10.7. En les altres mostres, s'observa: (1) distribució de densitats similar per al eixos de rotació [001] i [010] en BB.08.59, BB.08.38 i CA.12.02; (2) un màxim [001] ocasional en la lherzolita BB.08.98; i (3), màxims [010] en onze mostres (61% del total estudiat). Aquesta distribució (3) suggereix el domini del sistema de lliscament [100](001) respecte del [100](010) en més de la meitat dels xenòlits. Aquesta conclusió està en conflicte amb el sistema de lliscament dominant que es dedueix del les OCP de tipus AG i A de l'olivina, la qual cosa ja es va observar en altres peridotites (Tommasi et al., 2008; Soustelle et al., 2010; Falus et al., 2011; Kaczmarek & Tommasi, 2011; Zaffarana et al., 2014) i porta a la reflexió de que les dislocacions en els límits de subgrans podrien no ser molt representatives del sistema de lliscament actiu.

Alternativament, el predomini de la concentració dels eixos de rotació entorn a l'eix cristal·logràfic [010] de l'olivina (Fig.10.8), també podria implicar l'activació del sistema de lliscament [001](100) (De Kloe, 2001), fet que es confirmaria per la presència de traces de subgra perpendiculars als màxims de l'eix [001] (Fig.10.10).

Finalment, de la comparació entre les fàbriques de l'olivina i de l'ortopiroxè, es dedueixen dos sistemes de lliscament diferents: el ja esmentat [100](010) seria el dominant quan l'eix [100] de l'olivina s'alinea amb el [001] de l'ortopiroxè, i que coincideix amb les dades anteriors, mentre que el [001](010) s'hauria activat quan els eixos [001] de tots dos minerals són paral·leles (e.g., Vauchez et al., 2005). Aquest últim no es dedueix amb els mètodes anteriors, i només s'observaria en algunes lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars amb fàbriques de l'olivina AG-D (BB.08.38), A (CA.12.03), A-D (BB.08.57) i D (SC.11.16).

En la fàbrica de l'OCP de l'**ortopiroxè** s'observa que majoritàriament l'eix [001] es disposa paral·lel al pla de foliació, és a dir a l'eix [100] de l'olivina, i els eixos [100] i [010] perpendiculars a aquest (Fig.10.7), que es corresponen als patrons tipus AC, BC i rarament ABC de Jung et al. (2010), per tant amb sistemes de lliscament dominats **[001](100)**, **[001](010)** i **[001]{110}**, respectivament. Per altra banda, per aquelles lherzolites on s'observa que l'eix [001] de l'ortopiroxè es disposa perpendicular a l'eix [100] de l'olivina (BB.08.38, CA.12.03, BB.08.57, SC.11.16), la direcció de lliscament seria la [010] o [100]. Pel que fa al **clinopiroxè**, mostraria patrons similars als de l'ortopiroxè. Per tant, podem dir que la direcció de lliscament majoritàriament és la [001]. Els plans (100) i (010) en la majoria de les mostres s'observen molt dispersos (Fig.10.7) i per tant és difícil de determinar el sistema de lliscament. Només en les lherzolites CA.12.03, BB.08.38, SC.11.54, BB.08.57, SC.11.16 i BB.08.80, on l'eix [100] de l'olivina i del clinopiroxè són subparal·lels s'hauria activat el sistema de lliscament **[100](001)** del clinopiroxè, característic de baixes temperatures (Mauler et al., 2000 i referències incloses; Palasse et al., 2012).

#### 10.4.5. Estimació d'esforços diferencials

El càlcul dels esforços diferencials als que van estar sotmeses les roques es basa en el paràmetre de la mida dels grans recristal·litzats de l'olivina. Karato et al. (1980) i Van der Wal et al. (1993), proposen un paleopiezometre a partir d'estudis experimentals, que estimen la relació que existeix entre la mida dels grans recristal·litzats de l'olivina i l'esforç que va estar sotmesa la roca a partir de la següent equació:  $D_g = A\sigma^{-n}$ . On  $D_g$  es correspon a la mida del cristall recristal·litzat,  $\sigma$  és l'esforç diferencial, i A i n són constants empíriques obtingudes a partir de diferents experiments. Els valors de A i n són diferents pels dos calibratges:  $A=8300$  i  $n=1,18$  per Karato et al. (1980); i  $A=15000$  i  $n=1,33$  per Van der Wal et al. (1993). La mida de gra s'ha calculat a partir dels mapes obtinguts amb el EBSD, però com presenta l'inconvenient de que aquestes mides són aparents, Van der Wal et al. (1993) fan servir un factor de correcció, que multiplica la mida de gra mesurada per 1,75, per convertir la mesura en 2D al diàmetre tridimensional. En la taula 10.2 s'inclouen els resultats dels esforços als que van poder estar sotmeses les mostres porfiroclàstiques i equigranulars estudiades. Les lherzolites mostren mides de gra recristal·litzat entre 960 i 360 $\mu\text{m}$  i equivaldrien a esforços entre 8 i 16,7MPa amb el calibratge de Van der Wal et al. (1993), i entre 6,1 i 14,1MPa amb la de Karato et al. (1980), la mostra que hauria estat sotmesa a majors esforços diferencials seria la SC.11.16.

#### **10.4.6. Relacions entre les fàbriques de l'olivina, les microestructures, la composició modal, la química mineral i les condicions d'equilibri**

Encara que la projecció sigui dispersa, hi ha una certa correlació negativa entre l'índex BA, que caracteritza els patrons de la fàbrica i l'índex J (Fig.10.11a), de manera que els valors majors de J es corresponen amb els valors més baixos de BA i a la inversa; també que els primers són característics de lherzolites i harzburgites protogranulars, mentre que els últims es corresponen amb lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars. En segon lloc, no hi ha relació entre l'índex BA i les microestructures, ja que tant les peridotites protogranulars, transicionals protogranular-porfiroclàstiques i equigranulars tenen valors de  $BA \leq 0,40$ , mentre que les lherzolites porfiroclàstiques tenen  $BA \geq 0,40$  (Fig.10.11b). La relació entre l'índex J i les microestructures és més clara (Fig.10.11c): l'índex J disminueix gradualment des de les harzburgites i lherzolites protogranulars a les lherzolites equigranulars i porfiroclàstiques; és a dir, la força de la fàbrica de l'olivina disminueix cap a les roques que han experimentat esforços desviadors majors o que tenen una mida de gra més petita (Taules 10.1, 10.2). En les relacions entre l'índex J de l'olivina i la composició modal, s'observa una correlació positiva amb la moda de l'olivina (Fig.10.11d) i negativa amb la del clinopiroxè (Fig.10.11f). Pel que fa a la relació d'aquest índex amb la composició química del clinopiroxè, també mostra una correlació positiva per les lherzolites protogranulars i protogranulars porfiroclàstiques i les harzburgites, mentre que per les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars no hi hauria correlació (Fig.10.11g). En quan a l'Al i el Na del clinopiroxè hi ha una correlació negativa de les harzburgites a les lherzolites protogranulars i protogranulars porfiroclàstiques, però en les lherzolites la concentració d'aquests dos elements disminueix de manera significativa cap a les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars (Fig.10.12a). També s'observa una correlació positiva entre la força de la fàbrica de l'olivina amb la temperatura d'equilibri, tant amb el termòmetre  $T_{Bkn}$  com amb el  $T_{Ca}$  (Brey & Köhler, 1990), on les lherzolites equigranulars registren les menors temperatures i índex J (Fig.10.12b-c). Finalment, no sembla existir relació entre la  $fO_2$  i la força de la fàbrica de l'olivina (Fig.10.12d).

### **10.5. Discussió**

#### **10.5.1. Origen de les OCP de l'olivina: relacions amb l'OCP dels piroxens i la deformació.**

El patró de l'OCP de l'olivina dominant, en els xenòlits mantèl·lics de la ZVC, és de tipus AG



(72%), seguit del tipus A (22%) i molt esporàdicament del tipus D (6%). Els patrons AG són característics de totes les lherzolites, harzburgites i la websterita amb microestructura protogranular, encara que també està present en les lherzolites BB.12.13 (transicional entre protogranular- porfiroclàstica) i BB.08.80 (porfiroclàstica). En general, aquest tipus seria menys comú que els tipus A i D en les roques mantèl·liques (Mainprice, 2007), però va ser mencionat tant en massissos peridotítics orogènics (Vauchez & Garrido, 2001; Le Roux et al., 2008; Soustelle et al., 2009; Kaczmarek & Tommasi, 2011) com en xenòlits mantèl·lics de diversos tipus: cratònics (Ben Ismaïl et al., 2001; Vauchez et al., 2005), off-craton (Tommasi et al., 2008; Kovacs et al., 2012), però també n'hi ha en context oceànic (Vonlanthen et al., 2006; Bascou et al., 2008). En alguns d'aquests exemples, la fàbrica de tipus AG és el patró de deformació dominant, com seria el cas dels massissos de Ronda (S d'Espanya; Soustelle et al., 2009) i Lanzo (Itàlia; Higgie & Tommasi, 2014), i els xenòlits mantèl·lics de Tok (SE Sibèria; Tommasi et al., 2008) i de les illes Kerguelen (Oceà Índic; Bascou et al., 2008). En altres zones aquest tipus de fàbrica estaria subordinada a altres tipus, com en el cas del massís de Lherz (E dels Pirineus; Le Roux et al., 2008), on la fàbrica de tipus D seria el patró dominat.

#### *10.5.1.1. Origen de l'OCP de tipus AG*

Per l'origen de la fàbrica de tipus AG existeixen les següents hipòtesis: (1) la deformació per escurçament axial o transpressió (Nicolas et al., 1973; Tommasi et al., 1999; Vauchez et al., 2000); (2) l'activació simultània dels sistemes de lliscament [100] i [001] en condicions de pressió o esforç molt elevades (>3,5GPa), i/o contingut d'H<sub>2</sub>O elevat (Tommasi et al., 2000; Mainprice et al., 2005; Vauchez et al., 2005; Hidas et al., 2007; Bascou et al., 2011; Jung et al., 2014); (3) la deformació en presència d'un fos (Holtzman et al., 2003; Le Roux et al., 2007); i (4), la recristal·lització estàtica (Tommasi et al., 2008; Baptiste et al., 2012).

La primera hipòtesis va ser observada experimentalment, on aquest tipus de patró es formaria per una deformació per compressió axial (Carter et al., 1972). Els resultats dels models numèrics també indiquen que el patró de tipus AG es formaria com a resultat d'un règim de deformació com l'escurçament axial, encara que també per transpressió o cisalla simple en falles de direcció (strike slip) d'escala continental (Tommasi et al., 1999; Vauchez et al., 2000) (Fig.10.1). La deformació en règim transpressiu s'evidenciaria per la dispersió de l'eix [100] de l'olivina i el [001] de l'ortopiroxè en el pla de foliació (Tommasi et al., 1999; 2006; Bascou et al., 2008; Le Roux et al., 2008; Soustelle et al., 2009; Higgie & Tommasi, 2014), fet que en el cas d'estudi es dona en tres lherzolites protogranulars BB.08.101,

BB.08.98 i BB.12.01, i en dues harzburgites CA.12.02 i BB.08.20 (Fig.10.7). Aquesta hipòtesis estaria recolzada pels valors de l'índex LS del clinopiroxè per aquestes mostres amb microestructura protogranular (Taula 10.1; Fig.10.13), a més de per les lherzolites protogranulars- porfiroclàstiques i per la websterita protogranular, totes elles amb una fàbrica de tipus AG per a l'olivina i coherència entre l'olivina i els piroxens (Taula 10.1).

La segona de les hipòtesis no estaria d'acord amb la pressió registrada en aquestes mostres, ja que totes s'haurien equilibrat en el domini d'estabilitat de les lherzolites amb espinel·la, inclòs espinel·la-plagiòclasi, la qual cosa afavoriria el lliscament en la direcció [100] més que en la [001] (Taula 10.1). Contràriament però, els eixos de rotació que acomoden les desorientacions (2-15°) (Fig.10.7) i algunes traces de les vores de subgra de l'olivina, perpendiculars a l'eix [001] (Fig.10.10a), indicarien un increment del lliscament en la direcció d'aquest eix com ja s'ha mencionat anteriorment. De totes maneres, la presència d'H<sub>2</sub>O podria haver afavorit l'activació simultània dels dos sistemes de lliscament a pressió més baixa (Jung et al., 2014), però l'absència de mesures sobre la quantitat d'aigua en els minerals anhidres, i la raresa de minerals hidratats en les roques estudiades, es considera una opció poc probable.

En el cas de la hipòtesis (3), la deformació que hauria donat lloc a aquest patró AG dominant, hauria estat acompanyada de la percolació de magmes basàltics o hauria tingut lloc durant la fusió parcial del mantell. En el cas de que els processos de refertilització haguessin tingut lloc per la percolació de fosos basàltics, el contingut modal d'ortopiroxè hauria augmentat a expenses del de el clinopiroxè si el fos percolant fos sobresaturat en SiO<sub>2</sub> (Kelemen et al., 1992); o el contingut modal d'olivina hauria d'haver disminuït donant lloc a la nova formació de piroxens± espinel·la, granat o plagioclasi (Lenoir et al., 2001; Dijkstra et al., 2003; Le Roux et al., 2007; Bodinier et al., 2008; Kaczmarek & Muntener, 2008; Rampone et al., 2010; Johannesen & Platt, 2015). En el nostre cas d'estudi, el fet de que hi hagi una correlació positiva entre l'índex J de l'olivina respecte el contingut modal d'olivina (Fig.10.11d) i el paràmetre #Mg del clinopiroxè (Fig.10.11f), junt amb les correlacions negatives d'aquest índex vs. el contingut modal del clinopiroxè (Fig.10.11e) i els seus continguts en Al i Na en les lherzolites protogranulars i protogranulars porfiroclàstiques i les harzburgites (Fig.10.12a), no estarien d'acord amb aquesta hipòtesis, on els processos de refertilització haurien d'haver afavorit la formació de la fàbrica de tipus AG de l'olivina. També existeixen altres característiques microestructurals que podrien indicar la presència d'aquest tipus de processos, com: (i) la incoherència entre les fàbriques de l'olivina i els piroxens (Fig.10.7;

Taula 10.1) (Soustelle et al., 2010); (ii) les vores ameboides entre l'olivina i l'ortopiroxè (Fig.7.5h) (Dijkstra et al., 2003; Soustelle et al., 2009; Higgie & Tommasi, 2014; Zaffarana et al., 2014); i (iii) la presència d'inclusions d'olivina en els piroxens (Fig.7.5h). La primera de les evidències s'observa en 4 lherzolites (CA.44.05, BB.08.80, BB.08.38, SC.11.54), tres de les quals mostren una fàbrica de l'olivina transicional AG-A i AG-D. A més, aquestes lherzolites no mostren correlació entre les fàbriques de l'olivina i els piroxens, i tenen valors baixos de l'índex J, fet que suggeriria que en el cas de que haguessin estat afectades per processos de refertilització, aquests haurien fet decreixer l'índex J i haurien transformat el patró de tipus AG en els altres dos tipus, fets que es contradueixen amb la hipòtesis de la refertilització. Finalment, la presència de vores ameboides i inclusions d'olivina en els piroxens també es podrien explicar com a resultat de la recristal·lització tipus GBM pel procés de left-over grain (Passchier & Trouw, 2005), i per tant tampoc seria conclusiu. No obstant, la refertilització primerenca de harzburgites refractàries a partir de la percolació de fosos basàltics tipus MORB per donar lherzolites, no pot ser exclosa del tot com a origen d'algunes d'elles en la ZVC, això es discutirà més endavant junt amb les dades de geoquímica de roca total i elements traça en minerals.

L'última hipòtesis, implicaria la formació d'aquesta fàbrica de tipus AG a partir de la recristal·lització estàtica o "annealing". La combinació de processos de "recovery" per rotació de subgrans i el creixement selectiu dels cristalls durant la recristal·lització estàtica va ser suggerida com a origen d'aquesta fàbrica de l'olivina en el xenòlits mantèl·lics "off-craton" de Tok (Sibèria) per Tommasi et al. (2008). En els xenòlits estudiats, les mostres que presenten aquest patró tenen una mida de gra major de 2 mm i microestructura protogranular i transicional protogranular- porfiroclàstica majoritàriament (Taula 10.1), a més de presentar signes evidents de "recovery" (subgrans, bandes de deformació, extinció ondulant), contactes lleugerament corbats o rectes amb punts triples i també ameboides en l'ortopiroxè, a més d'inclusions d'olivina en cristalls d'ortopiroxè i viceversa (Fig.7.5f, h). Aquestes dades indicarien cristal·lització estàtica o "annealing" en condicions de temperatura elevada. Això seria coherent amb el fet de que les temperatures d'equilibri d'aquestes roques siguin les més altes (Fig.10.12b-c), com s'ha vist en el capítol de condicions d'equilibri. Tot i això, hi ha alguns casos com en el massís de Ronda (S de Espanya), on la fàbrica tipus AG també es troba en peridotites que han experimentat "annealing" i fusió parcial, però aquesta s'hauria originat durant una deformació anterior de més baixa temperatura (Vauchez & Garrido, 2001).

En resum, la hipòtesis de l'"annealing" com a possible origen de la fàbrica de tipus AG de l'olivina sembla ser la més creïble, però per una banda, la possibilitat de que aquesta fàbrica hagi estat heretada d'un episodi de deformació anterior de tipus escurçament axial o transpressió (hipòtesis 1), no s'hauria de descartar pel fet de que processos com l'"annealing" no tenen perquè modificar-la (Vauchez & Garrido, 2001). Per altra banda, s'ha de considerar que la presència d'un fos pot ser un factor existent en els esdeveniments de deformació i/o "annealing". Tenint en compte que la fàbrica de tipus AG es dona en harzburgites, lherzolites i la websterita, i que aquesta última va ser interpretada com a acumulats de fosos silicatats màfics alcalins que haurien percolat pel MSCL de la ZVC, i que haurien provocat el metasomatisme críptic que es va observar en les harzburgites i algunes de les lherzolites (Galán et al., 2008), és probable que el procés d'"annealing" fos estimulat per la percolació d'aquests fosos metasomàtics i els seus derivats.

#### 10.5.1.2. Origen dels tipus A i D i de les seves transicions

Les altres fàbriques identificades de l'olivina, tipus A i D, serien les més comuns en peridotites deformades (Ben Ismaïl & Mainprice, 1998; Bystricky et al., 2000), però únicament es defineixen de manera clara en quatre xenòlits amb microestructura transicional protogranular- porfiroclàstica i porfiroclàstica (BB.08.59-A, SC.11.49-A, CA.12.03-A i SC.11.16-D), mentre que en les altres mostres les fàbriques són transicionals entre els tipus AG-A (CA.44.05), AG-D (BB.08.38, SC.11.52, SC.11.54) o entre els tipus A i D (BB.08.57), totes amb microestructura porfiroclàstica i equigranular excepte la CA.44.05 (Taula 10.1). En aquestes fàbriques, l'índex J és menor que en les de tipus AG, i a més totes elles, menys una lherzolita, mostren OCP incoherents entre l'olivina i els piroxens (Taula 10.1).

D'acord amb les dades experimentals (Jung & Karato, 2001), aquestes dues fàbriques es desenvoluparien en un règim de deformació de cisalla simple en condicions anhidres. El tipus D es formaria sota esforços més elevats i temperatures menors que el tipus A. Les modelitzacions numèriques de l'OCP de l'olivina fetes per Tommasi et al. (1999), també indicarien que règims de deformació com la transpressió planar i la cisalla pura podrien desenvolupar una fàbrica de tipus A, i la transtensió la de tipus D, els quals estarien d'acord amb els règims de deformació deduïts a partir de l'índex LS del clinopiroxè per aquestes mostres (Fig.10.13). Si tenim en compte que aquestes fàbriques de deformació es troben en les peridotites amb una mida de gra menor, que han estat equilibrades a menor temperatura (Fig.10.12b-c) i pressió que les de tipus AG, i que a més s'observen patrons

transicionals, podria indicar que la fàbrica de tipus AG seria producte d'una deformació anterior, la qual va ser transformada en els tipus A i D a causa de canvis en el règim de deformació a unes condicions de temperatura i pressió decreixent i un augment dels esforços. A aquesta conclusió ja van arribar altres autors en l'estudi dels xenòlits mantèl·lics del SE dels Carpats i a San Quintin (Baixa Califòrnia) (Falus et al., 2008; Palasse et al., 2012) i en zones de cisalla extensional de massissos orogènics peridotítics (Kaczmareck & Tommasi, 2011). La deformació en condicions de temperatura i pressió decreixent coincidiria amb: (i) les elevades temperatures estimades en els porfiroclasts dels piroxens en comparació als neocristalls (Fig.10.12b-c; Taula 9.1); (ii) la disminució del component jadeític del clinopiroxè en les microestructures porfiroclàstiques i equigranulars amb fàbriques de tipus A i D (Fig.10.12a); (iii) l'activació del sistema de lliscament [001](100) junt amb els sistemes dominants [100]{0kl} deduïts a partir de les desorientacions de la lherzolita BB.08.57 (Fig.10.10) (Carter & Avé Lallemand, 1970; Tommasi et al., 2000; Kaczmareck & Reddy, 2013); i (iv) la falta de correlació entre l'OCP de l'olivina i els piroxens, on l'eix [100] de l'olivina i el [001] dels piroxens són perpendiculars (SC.11.16) i/o els eixos [001] i [100] de l'olivina i el clinopiroxè són paral·lels (BB.08.59, CA.12.03, BB.08.57, SC.11.16) (Fig.10.7). Per tant, la direcció de lliscament del clinopiroxè hauria de ser [100]. Encara que les dislocacions en aquesta direcció en el clinopiroxè són poc comuns, han estat observades en les omfacites d'eclogites deformades a baixa temperatura (Philippot & Van Roermund, 1992; Godard & Van Roermund, 1995) i en l'OCP del clinopiroxè dels xenòlits mantèl·lics de San Quintin i que també es relacionen amb baixes temperatures (Palasse et al., 2012). Alternativament, també seria possible que durant la deformació, la disminució de la temperatura i l'increment dels esforços donés lloc a un canvi en la direcció de lliscament de l'olivina, de [100] a [001] (Kaczmareck & Reddy, 2013), fet que es pot observar en les traces de les vores de subgrans i la concentració dels eixos de rotació al voltant de l'eix cristal·logràfic [010] en la lherzolita BB.08.57 (Fig.10.10). En aquest cas, la incoherència entre les OCP de l'olivina i dels piroxens, seria aparent. La deformació hauria estat acomodada principalment per la recristal·lització SR i GBM. Les evidències de processos de GBS, com els punts quàdruples entre cristalls no són freqüents (Lee et al., 2002).

Per altra banda, es podria suggerir que el decreixement de l'índex J i la incoherència de les OCP de l'olivina i els piroxens hagués estat originada per la reacció post-kinemàtica entre la roca i un fos. Aquest hauria d'haver provocat el decreixement modal de l'olivina i la nova formació de piroxens± espinel·la± granat± plagiòclasi per processos de refertilització (Soustelle et al., 2009; 2010; Zaffarana et al., 2014). En aquestes mostres, quan la quantitat

de cristalls ha permès calcular l'índex J dels piroxens, s'observa que aquest índex és major que el de l'olivina i que es correlacionen positivament (Taula 10.1), punt que estaria en contra del caràcter post-kinemàtic dels processos de reacció fos-roca. Encara que algunes de les lherzolites es trobin entre les més fèrtils, amb els continguts modals de clinopiroxè dels més elevats (Fig.10.11e) i dels més baixos en olivina (Fig.10.11d) (BB.08.57, SC.11.49), dos punts que estarien a favor de processos de refertilització, el clinopiroxè d'aquestes mostres no mostra els valors de #Mg més baixos i es superposen amb els de les altres lherzolites (Fig.10.11f). Per tant, si les lherzolites amb un índex J més baix i fàbriques incoherents entre l'olivina i els piroxens fossin el resultat de la refertilització del MSCL, aquest procés no hauria marcat especialment les composicions dels minerals i hauria estat post-kinemàtic.

### **10.5.2. Context regional de la deformació mantèlica: assaig de correlació amb les OCP observades**

D'acord amb [Barruol et al. \(1998\)](#), el MSCL sota el NE de la Península Ibèrica i els Pirineus hauria patit varis processos tectònics representats a la [figura 10.14](#):

- 1)** Fa 270 Ma ([Fig.10.14a](#)), cap al final de l'orogènia Herciniana hi hauria una forta deformació del mantell superior a causa d'una gran falla strike slip dextra, en la zona on es formaran els Pirineus més tard, que originaria una foliació subvertical i una lineació de direcció E-O.
- 2)** Més tard, durant l'Albià (100Ma), hi hauria un moviment de rotació (strike slip sinistre) d'Iberia respecte la placa Euroasiàtica, provocant l'aprimament de la litosfera, l'ascens de l'astenosfera, l'emplaçament de lherzolites a nivell molt superficial, i la creació d'un rift amb sediments afectats per metamorfisme d'alta T, en la zona on actualment es troba el Pirineu. En aquesta segona etapa, el mantell hauria estat fortament deformat una altra vegada i encara mostraria una lineació de direcció E-O ([Fig.10.14b](#)).
- 3)** La col·lisió de les plaques d'Iberia i Euràsia, en temps Eocènics (45Ma), provocaria un escurçament N-S que induiria el tancament del rift E-O anterior. El mantell superior calent entre els dos blocs litosfèrics seria expulsat lateralment. Aquesta deformació donaria lloc a una lineació E-O, similar a les fàbriques que s'haurien generat en episodis anteriors, en la astenosfera i litosfera profunda ([Fig.10.14c](#)).

**4)** Actualment, sota la part interna dels Pirineus, el MSCL mostraria una foliació subvertical amb una lineació E-O que s'hauria generat durant la seva formació, des de fa 100Ma i/o durant els últims episodis tectònics de l'Hercinià per a les zones més externes de la serralada Pirenaica (Fig.10.14d). Com que el regim convergent no ha canviat des de l'Eocè, la foliació actual del MSCL es podria relacionar amb la tectònica actual.

L'aparició de la ZVC és més recent i relacionada amb l'obertura de la conca oest de la Mediterrània (21Ma), on anteriorment, durant l'Oligocè, hi va haver una tectònica extensional al llarg del marge continental del NE de la Península Ibèrica que formaria el Solc de València i l'aixecament de la Serralada Costera Catalana. Si s'assumeix una deformació coherent de la litosfera durant aquest episodi miocènic, el MSCL hauria de mostrar una foliació sub-vertical i una lineació amb direcció E-O cap a NO-SE. Aquesta deformació es sobre-imposaria a les anteriors, però no seria possible diferenciar-la si els seus efectes són similars.

Per últim, també s'ha de tenir en compte que els volcans de la ZVC on s'han trobat els xenòlits mantèl·lics es situen pròxims a la falla principal de Llorà i associades (Bolós et al., 2015). Segons aquests autors, aquesta és una falla normal amb component transtensional, i direcció NNO-SSE, podria tenir escala cortical i arribar fins al mantell superior. Aquesta estructura controlaria l'erupció dels magmes alcalins que engloben xenòlits cumulatiu formats en l'escorça inferior i xenòlits mantèl·lics.

Els tipus de fàbriques observades en els xenòlits estudiats de la ZVC, es podrien correlacionar amb els diferents episodis de deformació que ha experimentat el MSCL en aquesta zona. Per una banda, el patró tipus AG que mostra l'olivina, junt amb una bona correlació amb les fàbriques dels piroxens, podria estar relacionat amb els diferents episodis de transpressió o cisalla simple que es van donar al final de l'orogènia Herciniana. A més, el fet de que aquest tipus de fàbrica s'observi principalment en microestructures protogranulars indicaria que aquestes podrien estar afavorides per un procés d'"annealing", afavorit per la percolació de magmes astenosfèrics durant episodis de distensió tardi Hercinians, i de rifting durant el Permià i el Cretàcic, que facilitarien la recristal·lització estàtica i la difusió química. Per altra banda, la deformació de caràcter compressiu durant l'orogènia Alpina podria haver-se sobre-imposat a aquesta fàbrica però no es podria diferenciar de la primera deformació (Barruol et al., 1998).

Més tard, a finals de l'orogènia Alpina, una deformació de tipus transtensiu que s'inicia durant l'Oligocè i que va donar lloc al vulcanisme neogen- quaternari de la ZVC, només hauria afectat les zones més someres d'un MSCL ascendent. La falla de Llorà amb un component transtensional, al llarg de la qual s'alineen els volcans més recents de la ZVC (Bolós et al., 2014) es podria relacionar amb aquestes zones de cisalla extensionals. Aquest episodi de deformació va tenir lloc a temperatura i pressió decreixents, i va donar els patrons minoritaris de tipus A, D i transitius que s'observen en lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars. Aquesta deformació hauria reactivat i modificat la fàbrica de l'olivina (recristal·lització).

### 10.6. Conclusions parcials

- 1) Les fàbriques de deformació de l'olivina dels xenòlits estudiats no són característiques d'una litologia determinada: les harzburgites, lherzolites i la websterita mostren una fàbrica de tipus AG, que seria la dominant en el MSCL d'aquesta zona. Les altres fàbriques de l'olivina identificades, tipus A, D i transitius entre tots el tipus, només les mostren algunes lherzolites.
- 2) Existeix una correlació general, amb excepcions, entre el tipus de fàbrica de l'olivina i les microestructures: el tipus AG ben definit és característic de les peridotites i la websterita protogranulars, mentre que les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars poden presentar els tres tipus de fàbriques i les transicions entre elles.
- 3) La fàbrica dels piroxens, que està pitjor definida que la de l'olivina, es correlaciona amb la de l'olivina en la majoria de les mostres protogranulars amb patrons de tipus AG o AG-D per l'olivina. Això implicaria que aquests minerals es van deformar simultàniament. Per contra, aquestes fàbriques no mostren correlació en algunes lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars majoritàriament amb fàbriques de l'olivina A i D.
- 4) Existeix una correlació positiva entre de la força de la fàbrica de l'olivina en vers a la composició modal de l'olivina i les temperatures d'equilibri, que disminueixen de les harzburgites, lherzolites i websterita protogranulars cap a les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars. Entre les lherzolites, la força de la fàbrica de l'olivina mostra una correlació general positiva amb el contingut en jadeïta del clinopiroxè, des de les lherzolites protogranulars a les porfiroclàstiques i equigranulars equilibrades, és a dir, la recristal·lització de gra més fi d'aquestes roques es va produir a pressió decreixent.
- 5) El sistema de lliscament dominant per l'olivina seria el [100](010), tant en les fàbriques de tipus AG com les de tipus A. Aquest sistema passaria a ser [100]{0kl} en les fàbriques



de tipus D. Excepcionalment, en algunes lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars, amb fàbriques A, D i transicionals, s'hauria activat també el sistema de lliscament [100](001).

- 6) La deformació hauria tingut lloc per "dislocation creep", però hauria estat acomodada per recovery, recristal·lització i creixement dels cristalls per GBAR (recristal·lització estàtica o annealing) en les mostres amb una fàbrica de tipus AG de l'olivina, i per recristal·lització dinàmica, via GBM i/o SR en les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars amb els altres tipus. Aquesta deformació es donaria en condicions anhidres, elevada temperatura i esforços desviadors baixos per les mostres amb una fàbrica de l'olivina de tipus AG i possiblement A, mentre que les fàbriques de tipus D s'haurien originat a una temperatura menor i esforços desviadors més elevats.
- 7) L'OCP de l'olivina de tipus AG, estaria relacionada amb un règim de deformació de tipus cisalla simple i/o la transpressió, possiblement associats a les zones de cisalla strike slip de finals de l'Hercinià, que s'hauria reforçat amb el subseqüent annealing durant la descompressió tardi Herciniana i els episodis de rifting del Permià i el Cretàcic. Tots aquest processos de descompressió haurien afavorit a més la percolació a través del MSCL de magmes màfics amb els que podria interaccionar, donant com a conseqüència la metasomatització i possible refertilització del mantell. Aquesta OCP dominant es va transformar en els tipus A i D per processos de recristal·lització dinàmica, com el SR i el GBM, sota esforços més elevats i a temperatura i pressió decreixent, degut a un canvi en el règim de deformació, que va passar de cisalla simple o transpressiu a transtensiu, a finals del cicle Alpí, durant els moviments extensionals que van formar les conques neògenes de la zona.
- 8) La procedència dels xenòlits de diferents nivells del mantell litosfèric quedaria confirmada pels fets següents: (i) les temperatures d'equilibri estimades són més baixes per a les lherzolites amb microestructura porfiroclàstica i equigranular que per a les lherzolites, harzburgites i la websterita protogranulars; i (ii), el component jadeític del clinopiroxè decreix en el mateix sentit.
- 9) No s'ha trobat relació entre la composició modal d'aquestes roques i el tipus de fàbrica, i per tant l'existència de relació entre percolació i reacció de fosos amb roques mantèl·liques amb els processos de deformació no és evident amb aquestes dades.

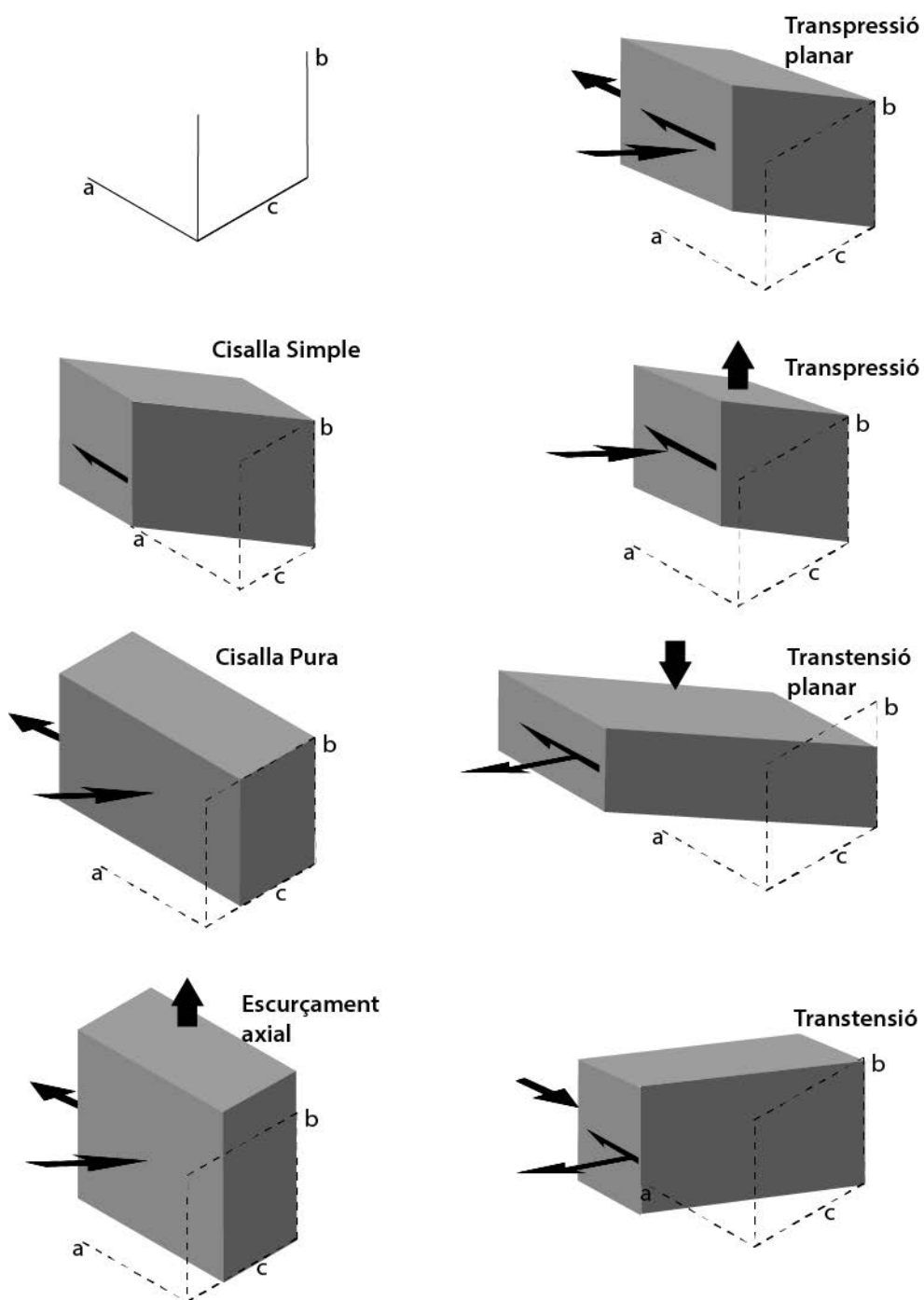


Fig.10.1. Règims de deformació per als quals Tommasi et al. (1999) va modelitzar numèricament l'OCP de l'Olivina. Veure text.

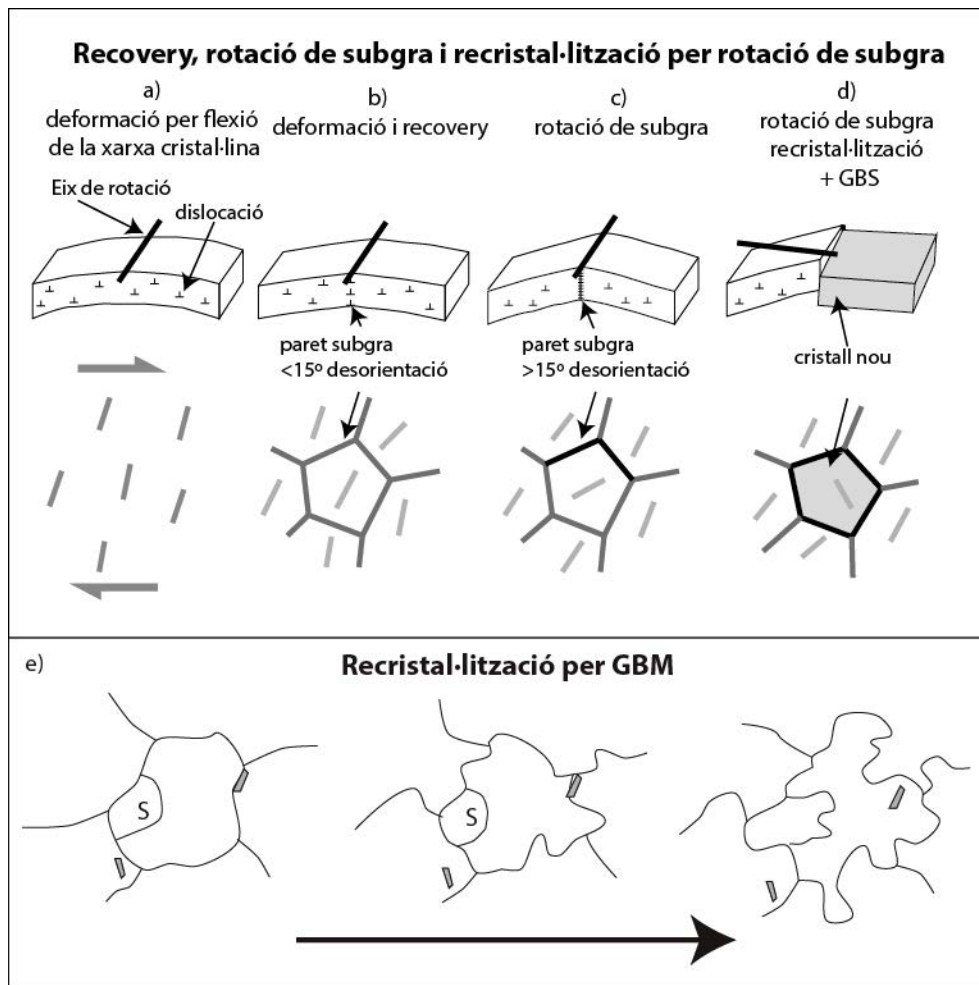


Fig.10.2. a-d) Model de desenvolupament de nous cristalls en porfiroclasts amb el increment dels esforços. a) Flexió de la xarxa cristal·lina al voltant d'un eix de rotació. b) Recovery de les dislocacions dins en les parets del subgra durant la deformació. c) Rotació de subgra. d) Increment de les dislocacions que fa que la naturalesa de la vora canvi. Modificat de Bestmann & Prior (2003). e) Recristal·lització per migració de vora de gra.

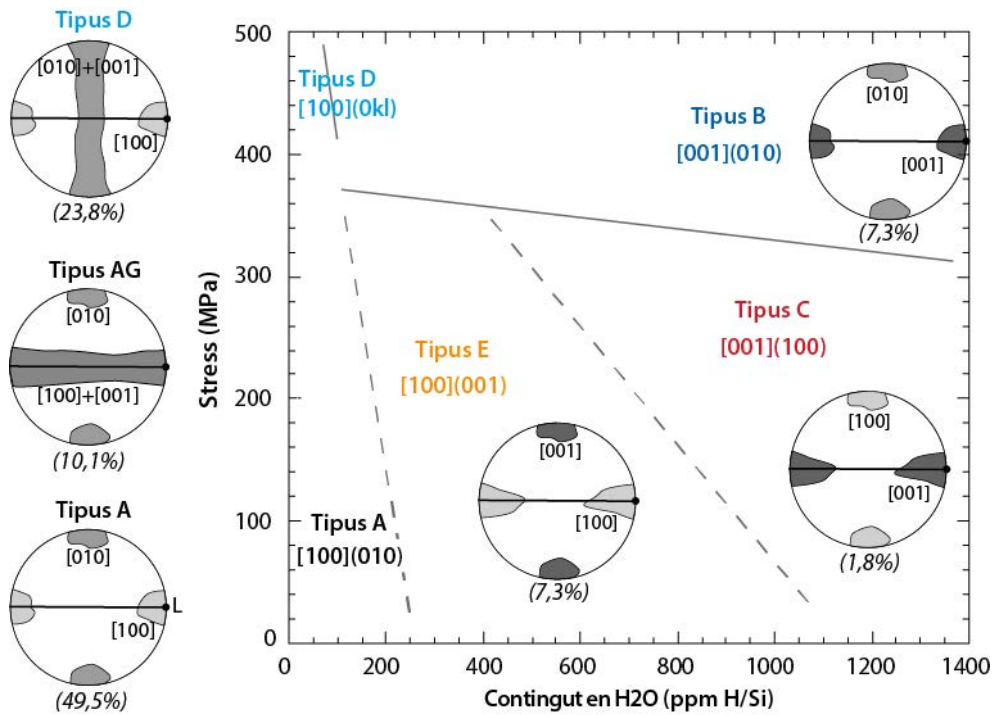


Fig.10.3. Classificació de la fàbrica de la deformació de l'olivina (Jung & Karato, 2001) en funció dels esforços i el contingut en aigua, modificada de Mainprice (2007). En % figuren l'abundància de cadascun dels tipus segons les dades de Ben Ismail & Mainprice (1998).

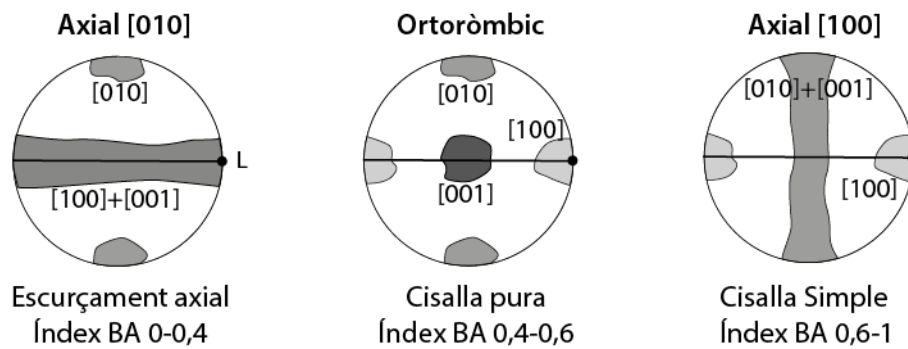


Fig.10.4. Patrons de l'olivina segons la classificació de l'índex BA de Tommasi et al. (2008) en relació amb els règims de deformació. Índex BA explicat en el text.

### Fàbrica de deformació de l'ortopiroxè

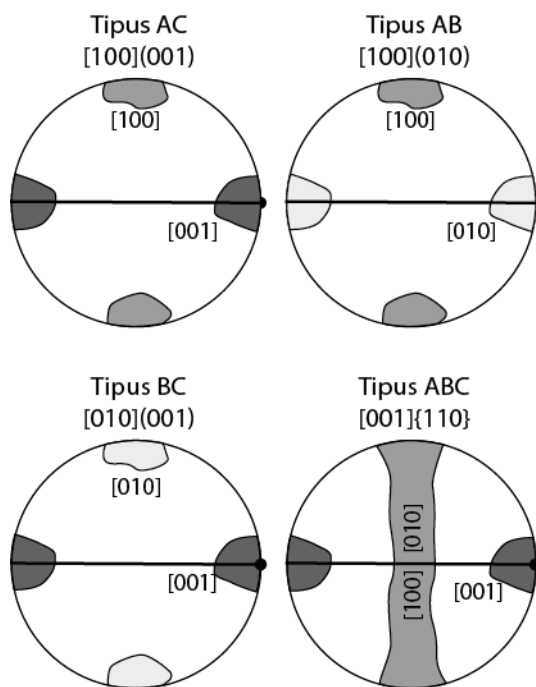


Fig.10.5. Patrons i sistemes de lliscament característics de l'ortopiroxè definits per Jung et al. (2010). Foliació i lineació marcades amb una línia i punt respectivament.

### Fàbrica de deformació del clinopiroxè

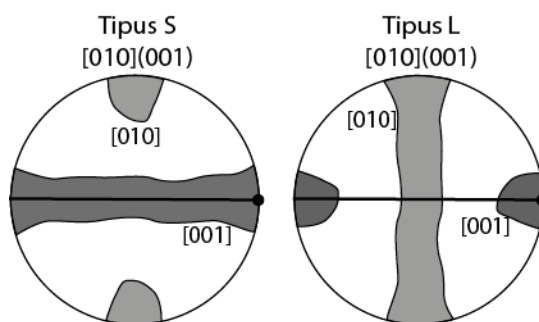


Fig.10.6. Classificació del clinopiroxè segons l'índex LS (Ulrich & Mainprice, 2005) i determinació del tipus de deformació en el sistema de lliscament (010)[001]. Foliació i lineació marcades amb una línia i punt, respectivament.

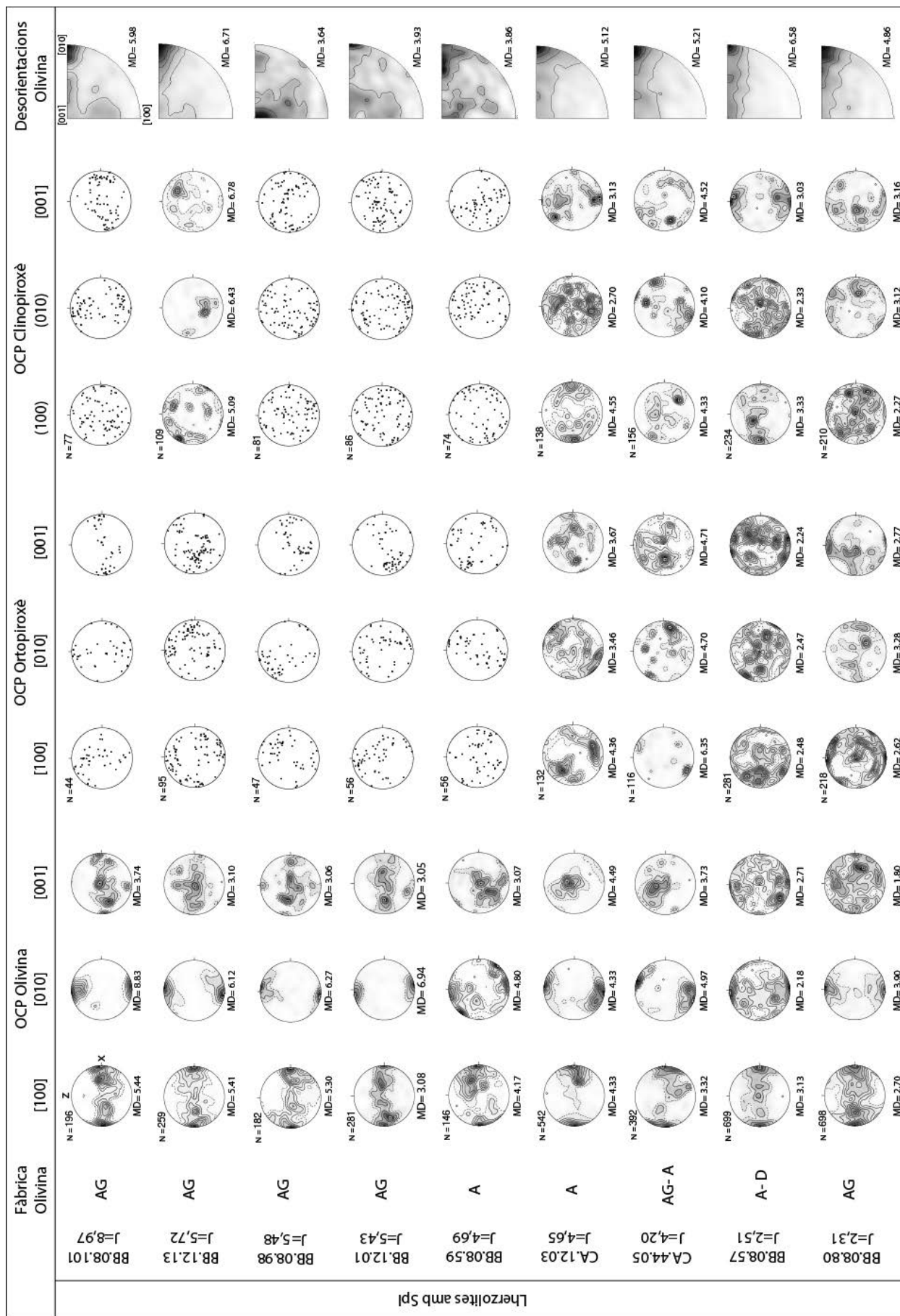




Fig.10.7. Estereogrames en àrees iguals i hemisferi inferior de l'orientació cristal·logràfica preferent de l'olivina, ortopiroxè i clinopiroxè, contorns amb distribució uniforme múltiple. No s'han contornejat les figures que el nombre de cristalls indexats és menor de 100. En la última columna es representen en figures inverses polars els eixos de rotació de l'olivina que acomoden les desorientacions intracristal·lines de baix angle ( $2-15^\circ$ ) amb els eixos cristal·logràfics com a marc de referència, contorns múltiples de 1.0. També s'inclouen els valors de l'índex J (Ben Ismail & Mainprice, 1998) i les fàbriques de deformació de l'olivina es corresponen a la classificació segons l'índex BA (Mainprice et al., 2015). Les figures s'ordenen en funció de la disminució de l'índex J de l'olivina.

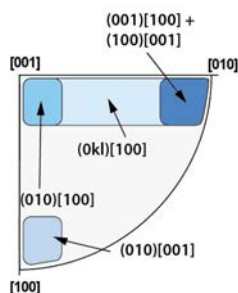


Fig.10.8. Relació entre la distribució dels eixos de rotació que acomoden les desorientacions cristal·lines de baix angle respecte els diferents sistemes de lliscament de l'olivina de De Kloe (2001).

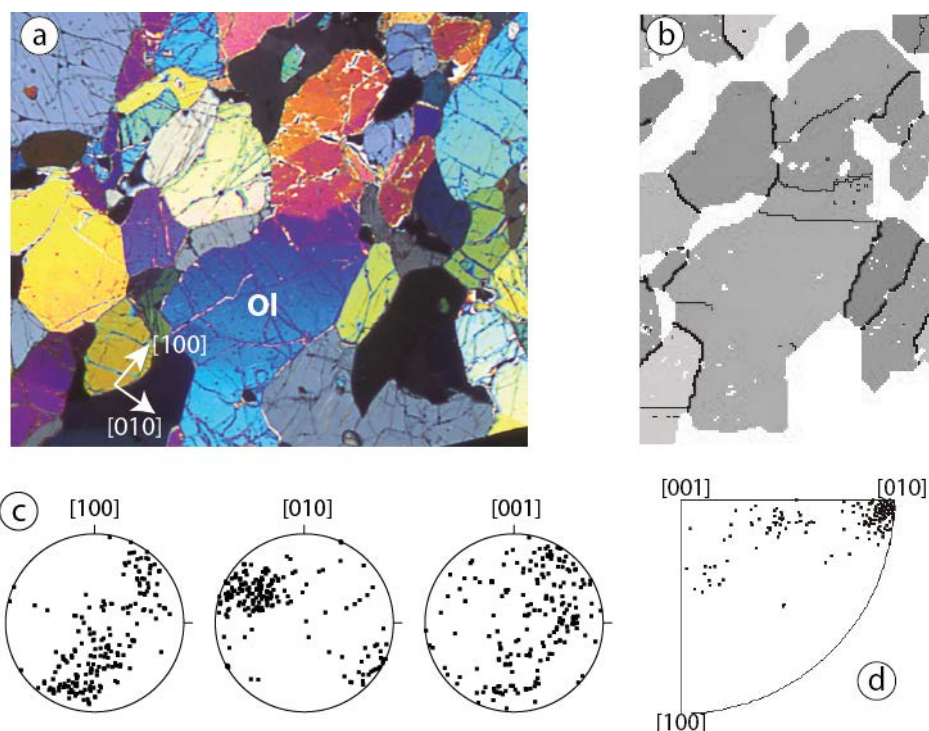


Fig.10.9. a) Cristall gran d'olivina corresponent a la lherzolita protogranular BB.08.101 amb les traces de subgra perpendiculars a la direcció [100], indicant la direcció de lliscament [100]. b) Mapa EBDS del cristall seleccionat d'olivina on s'indiquen les ores de gra amb una línia negra gruixuda i les de subgra amb una línia negra més prima. c) Figures polars de la OCP de l'olivina en la posició original sense rotar, en concordança amb a i b. d) Figura inversa polar dels eixos de rotació que acomoden les desorientacions de menys de  $15^\circ$  del cristall d'olivina seleccionat.



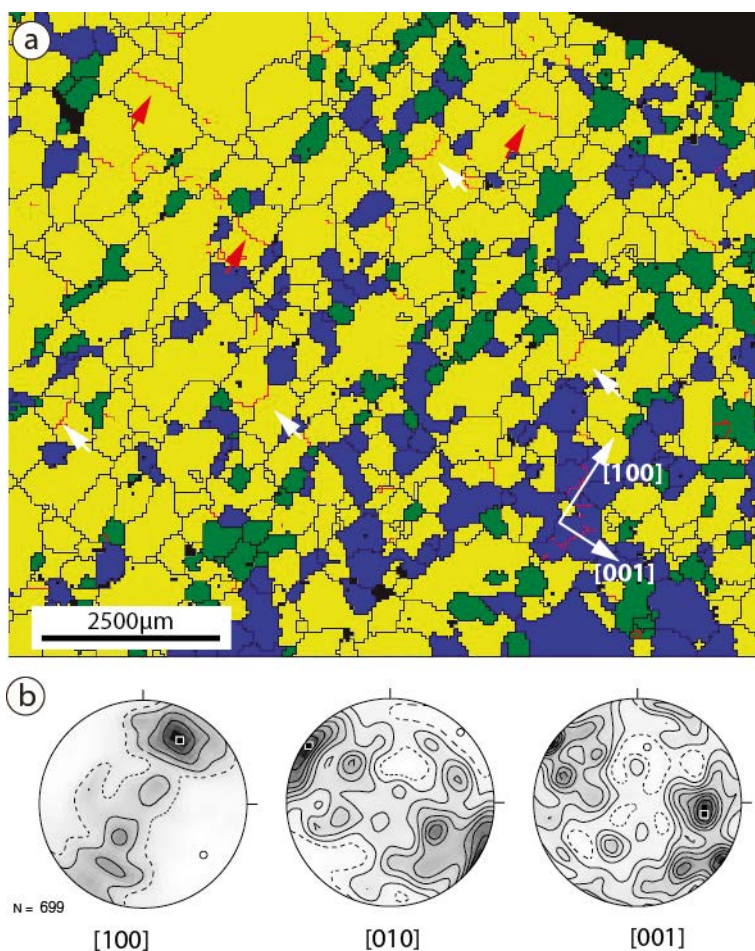


Figura 10.10. a) Mapa EBDS processat de la lherzolita equigranular BB.08.57, on els diferents colors corresponen als diferents minerals (groc: olivina; blau: ortopiroxè; verd: clinopiroxè) i les línies vermelles a les vores de subgra. S'observen dos tipus, les marcades amb fletxes vermelles són perpendiculars a l'eix [100] de l'olivina, que marcaria la direcció de lliscament [100]; i l'altre tipus marcada amb una fletxa blanca, que són paral·leles a aquesta direcció de lliscament (dislocacions lliscant en la direcció [001]). b) Figures polars de l'OCP de l'olivina de tota la mostra sense rotar.

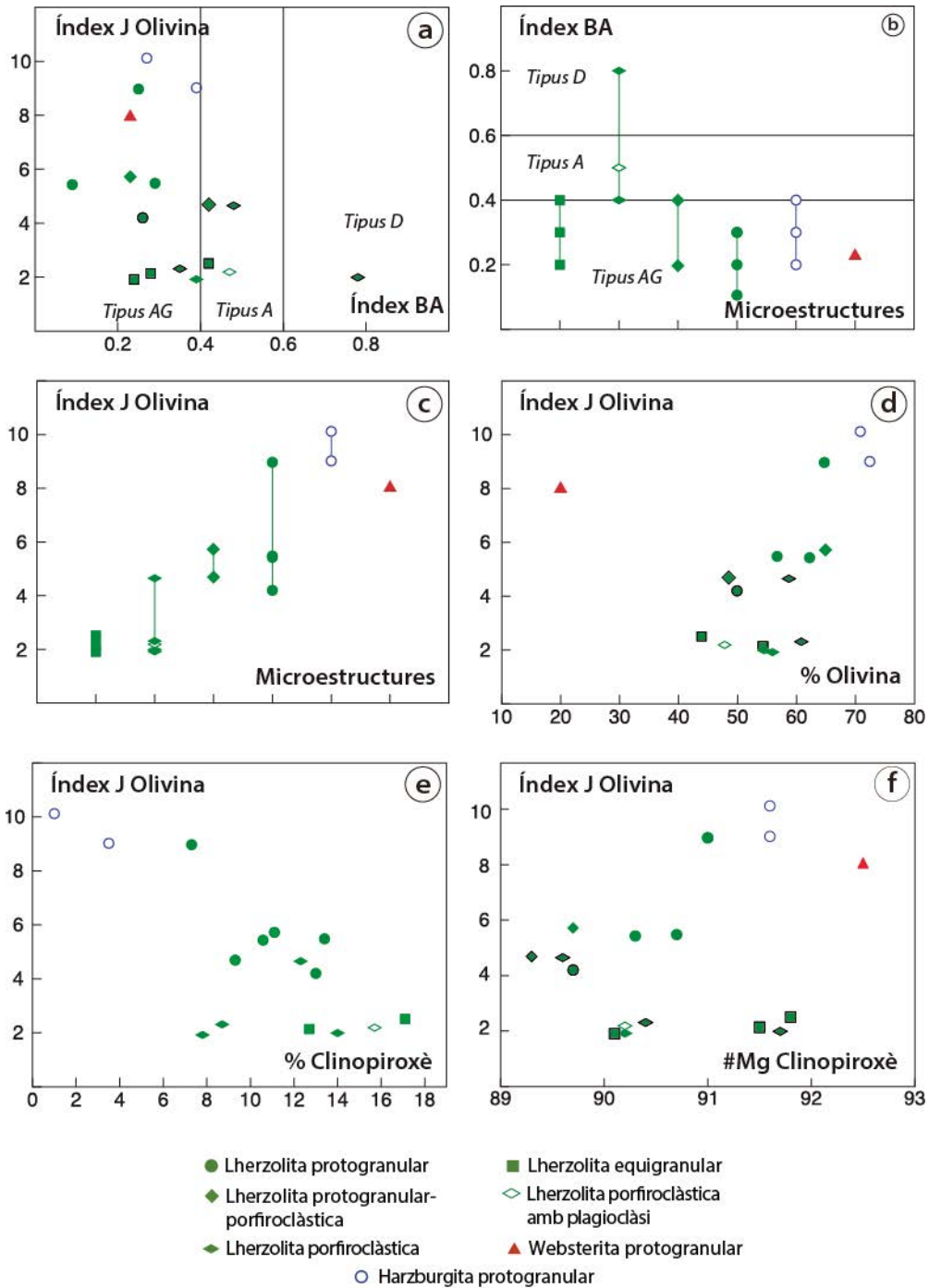


Fig.10.11. Diagrames de variació de: a) l'índex J de l'olivina i l'índex BA; b) índex BA versus els tipus de microestructures; c) índex J de l'olivina versus els tipus de microestructures, d) índex J de l'olivina versus el %modal de l'olivina; e) índex J de l'olivina versus el %modal del clinopiroxè; i f) índex J de l'olivina versus el #Mg del clinopiroxè. Símbols amb la vora negra representen les mostres amb fàbriques de l'olivina i piroxens incoherents.

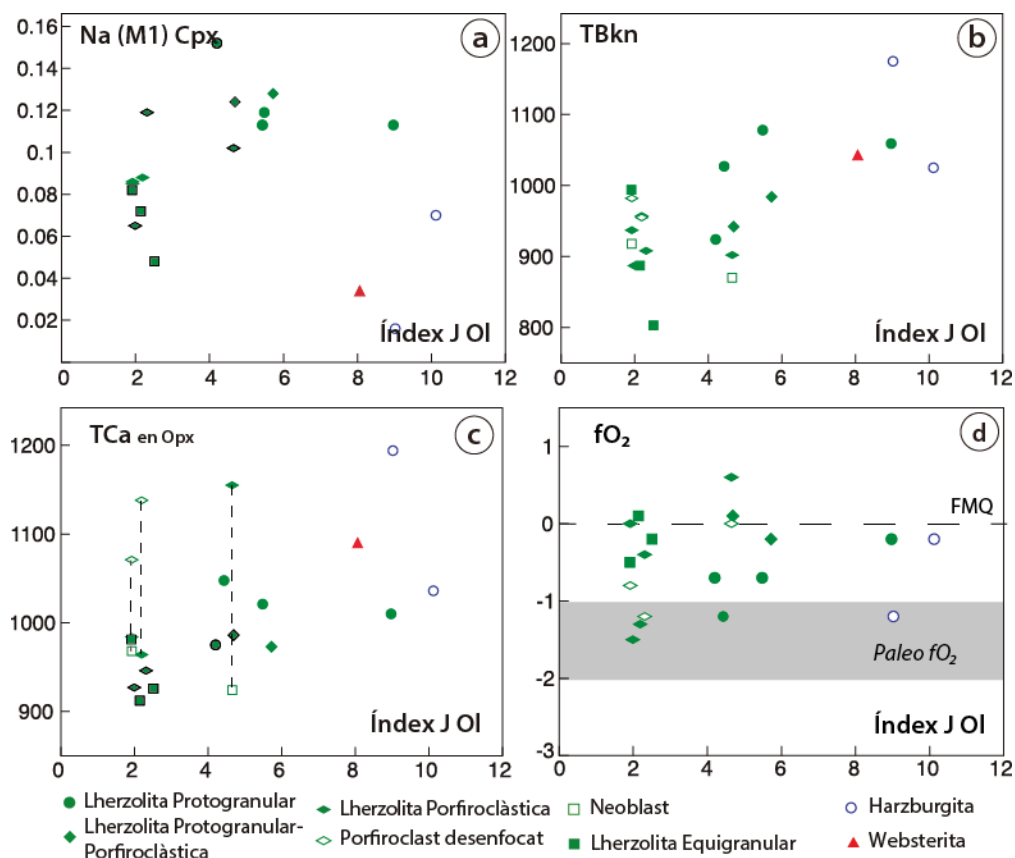


Fig.10.12. Diagrames de variació de l'índex J de l'olivina amb: a) component Na (M1) del clinopiroxè; a-c) les condicions d'equilibri en vers a l'índex J de l'olivina, termòmetres b)  $T_{Bkn}$  i c)  $T_{Ca}$  ambos de Brey & Köhler (1990) i d)  $fO_2$  calculada a partir de Ballhaus et al. (1991). Símbols amb la vora negra representen les mostres amb fàbriques de l'olivina i piroxens incoherents.

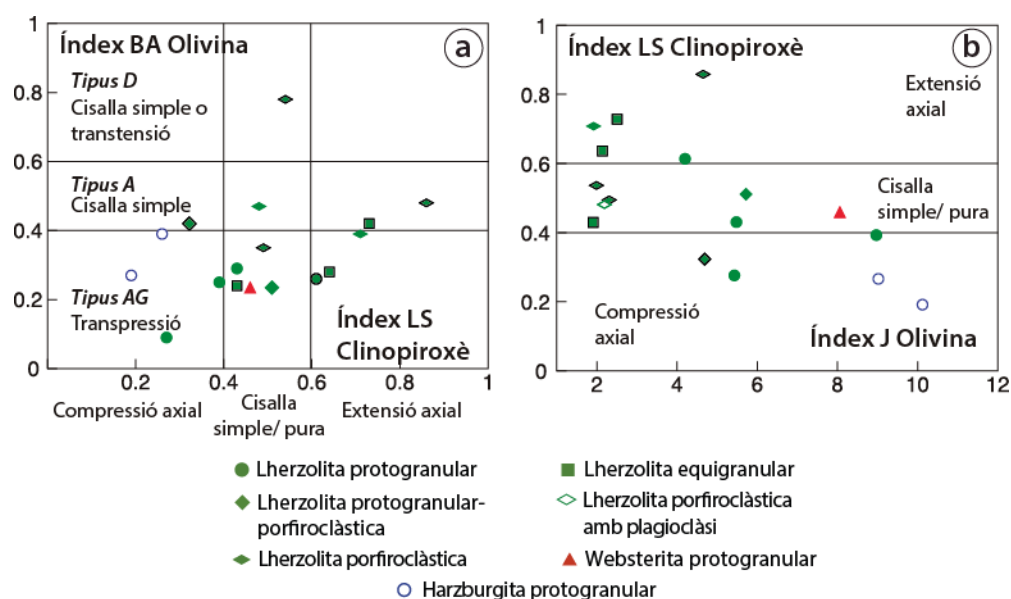


Fig.10.13. a) Relació entre l'índex LS del clinopiroxè i l'índex J de l'olivina. b) Relació entre l'índex BA de l'olivina i l'índex LS del clinopiroxè. Símbols amb la vora negra representen les mostres amb fàbriques de l'olivina i piroxens incoherents.

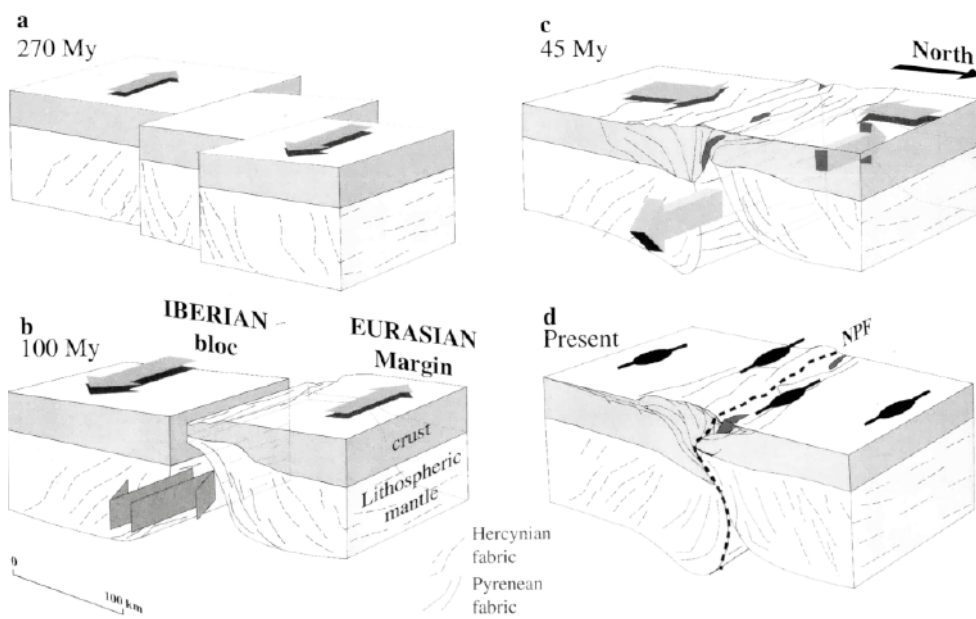


Fig.10.14. Esquema de l'evolució dels Pirineus des de l'Hercinià fins l'actualitat extret de Barruol et al. (1998). Veure el text per l'explicació de les principals etapes.

Mostra	Litologia i microestructura	OCP OI		OCP		OCP Cpx		Sistemes de lliscament				Índex J		Coherència	
		Índex BA	Típus	Opx	Índex LS	Típus	OI	Opx	OI	Cpx	OI	Opx	OI - Opx	OI - Cpx	
BB.08.101	Lhz Pg	0,25	AG	ABC	0,39	SL	[100]{010}	[001]{110}	[001]{110}	8,97	-	-	Si	Si	
BB.12.13	Lhz PgPc	0,23	AG	AC?	0,51	SL	[100]{010}	[001]{100}	[001]{110}	5,72	-	9,49	Si	Si	
BB.08.98	Lhz Pg	0,29	AG	BC	0,43	SL	[100]{010}	[001]{010}	[001]{110}	5,48	-	-	Si	Si	
BB.12.01	Lhz Pg	0,09	AG	AC	0,27	S	[100]{010}	[001]{100}	[001]{110}	5,43	-	-	Si	Si	
BB.08.59	Lhz PgPc	0,42	A	BC	0,32	SL	[100]{010}	[001]{010}	[100] = L	4,69	-	-	Si	No	
CA.12.03	Lhz Pc	0,48	A	-	0,86	L	[100]{010}	-	[100] = L	4,65	5,34	6,37	No	No	
CA.44.05	Lhz Pg	0,26	AG-A	AB	0,61	SL	[100]{010}	[010]{100}	-	4,20	5,82	6,56	No	No	
BB.08.57	Eg Tab Lhz	0,42	A-D	-	0,73	L	[100]{010}	-	[100] = L	2,51	2,44	4,54	No	No	
BB.08.80	Lhz Pc	0,35	AG	-	0,49	SL	[100]{010}	[001] ⊥ L	-	2,31	3,14	4,17	No	No	
SC.11.49	Lhz Pc	0,47	A	BC	0,48	SL	[100]{010}	[001]{010}	[001]{110}	2,19	-	4,15	Si	Si	
BB.08.38	Lhz Eg	0,28	AG-D	-	0,64	SL	[100]{010}	-	-	2,14	2,62	4,85	No	No	
SC.11.16	Lhz Pc	0,78	D	-	0,54	SL	[100]{0kl}	[001] ⊥ L	[100] = L	1,99	1,94	2,56	No	No	
SC.11.52	Lhz Pc	0,39	AG-D	AC	0,71	L	[100]{010}	[001]{100}	[001]{110}	1,92	2,38	5,99	Si	Si	
SC.11.54	Lhz Eg	0,24	AG-D	-	0,43	SL	[100]{010}	-	-	1,91	3,23	4,22	No	No	
CA.12.02	Hg Pg	0,23	AG	AC	-	-	[100]{010}	[001]{100}	-	-	-	-	Si	-	
BB.08.20	Hg Pg	0,27	AG	BC	0,19	S	[100]{010}	[001]{010}	[001]{110}	10,12	5,13	-	Si	Si	
BB.12.04	Hg Pg Tab	0,39	AG	-	-	-	[100]{010}	-	[100] = L	9,02	7,68	-	No	No	
BB.12.17	Wb Pg	0,23	AG	BC?	0,46	SL	[100]{010}	[001]{010}	[001]{110}	8,06	-	6,15	Si	Si	

Taula 10.1. Índex BA, tipus d'OCP de l'olivina (Mainprice et al., 2015), ortopiroxè (Jung et al., 2010) i clinopiroxè, junt amb l'índex LS del clinopiroxè (Ulrich & Mainprice, 2005), sistemes de lliscament principals, Índex J (Ben Ismail & Mainprice, 1998) i coherència entre les fàbriques de deformació de l'olivina i l'ortopiroxè i clinopiroxè. L es correspon a la direcció estructural X o lineació.

Mostra	Microestructura	Mida Ol	Paleopiezòmetre MPa	
		$\mu\text{m}$	VanDerWal	Karato
<b>SC.11.54</b>	Eg	600	11,4	9,1
<b>BB.08.38</b>	Eg	600	11,4	9,1
<b>BB.08.57</b>	Eg Tab	840	8,8	6,8
<b>SC.11.16</b>	Pc	360	16,7	14,1
<b>SC.11.52</b>	Pc	600	11,4	9,1
<b>SC.11.49</b>	Pc	840	8,8	6,8
<b>BB.08.80</b>	Pc	720	9,9	7,8
<b>CA.12.03</b>	Pc	720	9,9	7,8
<b>BB.08.59</b>	Pg- Pc	600	11,4	9,1
<b>BB.12.13</b>	Pg- Pc	960	8,0	6,1

Taula 10.2 Esforços desviadors estimats a partir de la mida dels grans recristal·litzats



## ANISOTROPIA SÍSMICA

### 11.1. Introducció

El mantell és un medi anisòtrop, és a dir, no té les mateixes propietats en totes les direccions. Les ones sísmiques en un medi anisòtrop viatjaran a diferents velocitats depenent de la seva direcció de propagació i vibració (polarització). Per tant, la velocitat de les ones P (compressives) i S (transversals) estan directament relacionades amb l'anisotropia del medi amb el que interactuen. Quan una ona S entra en un medi anisòtrop es produeix el fenomen "shear wave splitting", és a dir, es divideix en dues ones S polaritzades, perpendiculars entre si i amb velocitats diferents (Fig.11.1). Una d'elles,  $S_1$ , seria la ràpida i estaria alineada amb els cristalls del medi; l'altre,  $S_2$ , seria la lenta i es posicionaria ortogonal a la primera. La diferència de temps ( $\delta t$ ) que existeix entre  $V_{S_1}$  (velocitat ona  $S_1$ ) i  $V_{S_2}$  (velocitat ona  $S_2$ ) depèn de les propietats elàstiques del mantell (com més diferència de temps existeixi entre les dues ones S, més anisòtrop és el medi en el qual es desplacen). La velocitat de les ones P sempre és major que la de les ones S (Silver, 1996; Savage, 1999; Mainprice, 2007).

La tomografia de l'anisotropia global, mostra que el mantell subcontinental litosfèric és fortament anisòtrop, i que es debilita en profunditat (Mainprice et al., 2000). Dels dos tipus de deformació dominants que afecten el mantell: "diffusion creep" i "dislocation creep"; el primer, caracteritzat per la difusió en estat sòlid entre les vores de gra o a través de la xarxa cristal·lina, no provocaria orientació preferent dels minerals, i per tant, en resultaria un medi isòtrop. En el segon cas, on les dislocacions es mouen dins dels cristalls, si que hi hauria una orientació preferent d'aquests, fent que el medi sigui anisòtrop. Per tant l'anisotropia del mantell superior està condicionada per l'OCP dels minerals, principalment per la de l'olivina.

Els estudis existents (Ben Ismaïl & Mainprice, 1998) mostren que les propietats sísmiques, la foliació, la lineació i els diferents tipus d'OCP estan relacionats (Fig.11.2). A més també s'observa que la força de l'OCP de l'olivina (índex J) es correlaciona positivament amb l'anisotropia sísmica. Per altra banda, no hi ha correlació clara entre els tipus de microestructures i les propietats sísmiques. L'estudi d'aquestes propietats sísmiques indicaria la posició de diferents elements estructurals en el mantell: (1) la posició de la



velocitat màxima de les ones P ( $V_p$ ) coincidiria amb la lineació; (2) l'anisotropia màxima de separació de les ones S seria perpendicular a la lineació, dins del pla de foliació; i (3), el pla de polarització de les ones S més ràpides ( $V_{s_1}$ ) seria paral·lel o subparal·lel al pla de la foliació. A més, la relació entre els patrons de l'OCP i les propietats sísmiques mostren que les velocitats màxima, intermèdia i mínima de les ones P són paral·leles als eixos [100], [001] i [010], respectivament. Així, per exemple, en el cas que l'OCP de l'olivina sigui de tipus AG, on l'eix [100] és dispers en el pla de foliació, es tradueix en una disminució de l'anisotropia de les ones P. Per altra banda, una OCP de l'olivina de tipus D, on la dispersió dels eixos [010] i [001] perpendicular a la foliació, afavoreix l'aparició d'un pla de velocitat lenta de les ones P, perpendicular a la foliació, provocant una disminució en la separació de les ones S.

Els règims de deformació actius en el mantell es podrien relacionar amb les propietats sísmiques, encara que no tots els règims de deformació tenen anisotropies sísmiques característiques (Tommasi et al., 1999). Segons les modelitzacions fetes per aquests autors, hi hauria 3 patrons per a les propietats sísmiques i que serien equivalents als patrons identificats per (Mainprice et al., 2000).

**1)** Un règim de deformació en cisalla simple (OCP de l'olivina característica de tipus A). La velocitat màxima de les ones P ( $V_p$ ) i la direcció de polarització de les ones S depenen de la intensitat de la deformació: a baixos esforços es situen de manera obliqua a la direcció de cisalla, però al incrementar els esforços, aquestes giren cap a la direcció de cisalla. La direcció de  $V_p$  així com de  $V_{s_1}$ , es situa pròxima a la direcció de cisalla, mentre que la mínima velocitat de les ones S [concentracions vermelles en les figures AVs i  $V_{s_1}$ , on AVs= anisotropia de les ones S] es troba a 45° de la direcció de cisalla (Fig.11.2, Tipus A). Per règims de deformació com la cisalla pura, la transtensió i transpressió planar el patró que s'obté és semblant, i per tant difícil de distingir uns dels altres.

**2)** En el cas de que la deformació es produeixi per escurçament axial, la velocitat màxima de propagació de les ones P es situa en el pla de foliació i la mínima, paral·lela a la direcció d'escurçament (OCP de l'olivina de tipus AG). La màxima velocitat de les ones S també es troba en el pla de foliació i la direcció de polarització de  $S_1$  es situa perpendicular a la direcció d'escurçament. Els patrons són semblants als anterior, però les velocitats màximes de les dues ones es dispersen més en el pla de foliació (Fig.11.2, Tipus AG). Les característiques sísmiques d'un règim de deformació transpressiu seria semblant.

**3)** En un règim de deformació transtensiú (OCP de l'olivina de tipus D), la màxima Vp es propaga pròxima a la lineació i la mínima velocitat d'aquestes ones es propaga normalment, però formant una banda continua. La direcció de polarització de les ones S es situa obliqua a la direcció de cisalla i les AVs màximes es propaguen dins de a la foliació però a uns 90° de la lineació (Fig.11.2, Tipus D).

Altres variables que condicionen les propietats sísmiques són la composició modal, la temperatura, la pressió i la presència de fos.

La **composició modal** de la roca provoca variacions en AVp (anisotropia ones P) i AVs (anisotropia ones S). Per exemple, les OCP més usuals de l'ortopiroxè donen una orientació del màxim Vp més variable que la de l'olivina. A més, el màxim Vp de l'ortopiroxè és freqüentment perpendicular al de l'olivina, i per tant, els efectes s'anul·len (Fig.11.3). Pel contrari, la distribució de les velocitats entre les dues ones S d'aquests dos minerals coincideixen, fet que provoca que les característiques de les seves ones S es combinin de manera constructiva, fent que les velocitats es sumin. Pel que fa al clinopiroxè, aquest actua de manera destructiva tant amb Vp com amb Vs de l'olivina i de l'ortopiroxè. Per tant, AVp variarà considerablement amb la moda de l'olivina, ortopiroxè i clinopiroxè, mentre que la moda del clinopiroxè afectarà principalment AVs (Mainprice et al., 2000).

La **temperatura** i la **pressió** condicionen els valors de les constants elàstiques. Ara bé, la seva variació afectaria a la velocitat de les ones, però no als valors de l'anisotropia (Ben Ismaïl & Mainprice, 1998). Finalment, la presència de **fos** provocaria que els processos de deformació passin de "dislocation creep" a "diffusion creep", la qual cosa disminuiria l'anisotropia, o podria afavorir el creixement de cristalls.

## 11.2. Resultats

Aquests resultats s'han obtingut a partir del càlcul de l'anisotropia de cadascuna de les ones a partir de l'equació:

$$A (\%) = 200 * \frac{V_{m\grave{a}x} - V_{min}}{V_{m\grave{a}x} + V_{min}}$$

Les figures polars es projecten orientades com en el cas de l'OCP (que ja s'havien rotat) i també es representen en l'hemisferi sud (Fig.11.4).

Les propietats elàstiques calculades en les mostres estudiades es detallen en la figura 11.4 i

la [taula 11.1](#). De manera general, es poden diferenciar tres tipus de patrons en les propietats sísmiques, els quals es correlacionen amb els tipus d'OCP de l'olivina identificats. Les mostres amb fàbriques de deformació de l'olivina de tipus A i AG mostren patrons de propietats sísmiques semblants, però es diferencien en que la màxima AVs i AVp és més dispersa en el pla de foliació per les segones, que per a les primeres. En el cas de la mostra amb patró D (SC.11.16), la mínima AVs forma una banda perpendicular a la foliació.

L'anisotropia general de les mostres estudiades es caracteritza per la propagació més ràpida de les ones P paral·lela a la màxima concentració de l'eix [100] de l'olivina, i la més lenta normal a aquest (paral·lel a la màxima concentració de l'eix [010] de l'olivina). Els valors màxims de Vp es troben entre 8,78 i 8,33 i els mínims entre 8,21 i 7,84 km/s. Els valors d'anisotropia de les ones P (AVp) es situen entre 10,2 i 2,6%. Les mostres amb microestructura protogranular i amb una OCP de tipus AG també són les que tenen valors més elevats d'AVp (CA.12.02, BB.12.04, BB.08.101, BB.08.20, BB.12.17, BB.12.13, BB.08.98), a més de les lherzolites porfiroclàstiques amb patró tipus A (CA.12.03) i D (SC.11.16). Les mostres amb una anisotropia més baixa (<4%) es corresponen de manera general a les lherzolites amb microestructura porfiroclàstica i equigranular (BB.08.80, BB.08.38, SC.11.49, SC.11.54, SC.11.52), a més de la lherzolita protogranular CA.44.05.

Els patrons per a les ones S són més heterogenis que per a les ones P. En la majoria de les mostres els valors més elevats d'AVs tendeixen a formar un (CA.12.03, CA.44.05, BB.08.20) o dos màxims (BB.08.98, BB.08.57, BB.08.38, CA.12.02), o una banda (BB.08.101, BB.12.13, BB.08.98, BB.12.01, BB.08.57, BB.08.80, BB.08.38, SC.11.54, CA.12.02, BB.12.04, BB.08.20, SC.11.49) en el pla de foliació. En el primer i tercer cas, el valor màxim es situa normal a la foliació, mentre que en el segon cas es situa a 45°. Només en tres de les mostres (SC.11.16, SC.11.52, BB.08.59) els valors màxims d'AVs formen una banda normal al pla de foliació, encara que el màxim es situa també normal a la lineació. Els valors d'AVs màxima més elevats es situen entre 7,95 i 2,19% ([Taula 11.1](#)) i com en el cas de les ones P, els valors més elevats ( $AV_{s_{m\grave{a}x}} > 4\%$ ) es troben en la majoria de peridotites amb microestructura protogranular, mentre que els valors menors ( $AV_{s_{m\grave{a}x}} < 4\%$ ) es corresponen principalment a les lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars. Els valors mínims d'AVs ( $AV_{s_{m\grave{i}n}}$ ) es troben situats generalment a 45° de la lineació (entre [100] i [010]) i rarament paral·lels (SC.11.16) o normals (BB.08.38, BB.08.57) a aquesta. Finalment, el pla ràpid de  $S_1$  tendeix a polaritzar-se paral·lel al pla de foliació. En la majoria dels casos s'alinea amb la lineació, excepte en un cas on es situa normal a ella (SC.11.16) ([Fig.11.4](#)).

S'observa una tendència positiva entre l'índex J de l'olivina i els valors de l'AVp (Fig.11.5a) i de l'AVs (Fig.11.5b), així com una lleu correlació amb les microestructures (Fig.11.5), on les de tipus porfiroclàstic i equigranular (excepte BB.12.01 i CA.12.03) es situen en els valors més baixos i les de microestructura protogranular (excepte CA.44.05) en els valors més elevats. Pel que fa a la composició modal de les mostres, també hi hauria una correlació general positiva i negativa amb la moda de l'olivina (Fig.11.6a) i la de l'ortopiroxè (Fig.11.6b), respectivament. En el cas de la concentració de clinopiroxè no es veu una correlació clara. Com ja s'havia observat en l'estudi de l'orientació cristal·logràfica preferent, no hi hauria relació entre l'anisotropia i l'índex BA (Fig.11.7).

### 11.3. Relació entre les propietats sísmiques, l'OCP i les microestructures

Les característiques sísmiques generals observades en els xenòlits de la ZVC són: la polarització dels plans de  $S_1$  paral·lels a la direcció del flux (lineació) i concordant amb la màxima velocitat de les ones P, les quals estarien lligades als patrons de l'OCP de l'olivina de tipus A i AG; només una de les lherzolites (SC.11.16) amb patró de tipus D, mostra la direcció de polarització de les ones  $S_1$  perpendicular a la lineació. Per altra banda, hi hauria una correlació positiva entre l'augment de l'anisotropia i l'índex J de l'olivina que a la vegada, estaria lligat al tipus de microestructura i també a la temperatura d'equilibri (Fig.11.8). Aquesta correlació suggeriria que la recristal·lització dinàmica disminuiria l'anisotropia sísmica. Els patrons de l'anisotropia també estarien lligats al tipus de patró de l'OCP i el contingut en olivina i piroxens.

### 11.4. Les propietats sísmiques i la deformació

Les propietats sísmiques podrien ajudar a saber quin tipus de règims de deformació han actuat en el mantell superior a partir de la direcció de polarització màxima (en anglès "Fast direction polarization", FDP) de les ones SKS (ones S que a l'entrar en el nucli es converteixen en ones P i al sortir-ne passen a ones S una altra vegada; Silver, 1996). Particularment, en el cas dels rifts continentals com és el nostre cas, també ajudaria a distingir entre els diferents models de rifts continentals inclosos en el treball de Vauchez et al. (2000). Segons aquests autors, l'anisotropia sísmica observada en aquest context podria ser el resultat de 4 passos:

- Una deformació anterior al rift que originaria l'OCP del mantell litosfèric.

- Una deformació associada al procés d'obertura del rift que modificaria una OCP antiga.
- El flux del mantell astenosfèric produiria l'OCP.
- La presència de bosses de fosos en la cunya astenosfèrica sota el rift.

En el **primer pas**, les roques deformades mostrarien una OCP antiga que una recristal·lització estàtica posterior ("annealing") hauria conservat. En termes de característiques sísmiques, la FDP de les ones  $S_1$  tindrien una direcció paral·lela a la de l'orogen que hauria causat aquesta deformació. En aquest primer cas, es suggereix que l'eix [100] de l'olivina es situaria paral·lel a la direcció de l'orogen, mentre que l'eix [001] s'orientaria verticalment. Règims de deformació com la cisalla simple o la transpressió a escala litosfèrica serien els que millor encaixarien en aquest patró (Tommasi et al., 1999).

En el **segon pas**, hi hauria varis models que podrien explicar l'OCP: (1) una extensió homogènia de la litosfera per cisalla pura (McKenzie, 1978); (2) una extensió per cisalla simple (Wernicke, 1981, 1985); (3) un rifting relacionat amb la pujada de l'astenosfera (Nicolas et al., 1994); i (4), el trencament de la litosfera a través de la reactivació d'una OCP antiga (Vauchez et al., 1997; 2000). Tot i els 4 models proposats ens centrarem en les característiques del (1) i el (4) que mostrarien les característiques més contrastades. En el model (1), es desenvoluparia una lineació extensional orientada normal a l'eix del rift i una foliació sub- horitzontal, el patró d'OCP resultant donaria  $\delta t$  baixos entre les ones S (Fig.11.9a). En el model (4), hi hauria una reactivació per transtensió d'una OCP pre-existent, que s'hauria desenvolupat en orogènies anteriors. La direcció de màxima propagació de les ones Pn (ones P refractes per sota del Moho) i la de polarització de les ones S és situaria obliqua a l'orientació del rift (Fig.11.9b).

En el **tercer pas**, l'anisotropia sísmica sota del rift, associada a l'obertura d'aquest, estaria ocasionada pel flux de material calent provinent de l'astenosfera, característic d'un rift actiu. Ara bé, si assumim una anisotropia prèvia i una extensió de la litosfera (model 1 del pas 2) a la que s'associaria un flux ascensional de l'astenosfera (Fig.11.9a), que es dona en l'eix del rift, provocaria que no hi hagués separació de les ones S i l'anisotropia de les ones Pn seria molt petita, tot al contrari de les afores del rift on la FDP seria normal al rift. El flux de l'astenosfera es situa més enllà de l'eix del rift, fet que provocaria que les direccions de propagació de les ones P i la de polarització de les ones  $S_1$  fossin perpendiculars al rift. En el cas del model 3 del pas 2, es considera que l'ascens de l'astenosfera es fa a partir de petites plomes, on el flux és vertical i fora d'aquests es canalitza amb una direcció paral·lela al rift

(Fig.3a de Vauchez et al., 2000). L'anisotropia hauria de ser elevada, on les direccions de propagació de les ones P i la de polarització de les ones  $S_1$  serien paral·leles a l'eix del rift. Per últim, en el model de rift transtensiu (model 4 en el pas 2) de Vauchez et al. (2000), el flux de l'astenosfera també es situaria en l'eix del rift, provocant que la direcció de màxima propagació de les ones P i la de polarització de les ones  $S_1$  siguin paral·leles a l'eix del rift. Les OCP fora de la influència de l'astenosfera estarien lligats a una OCP antiga i els de l'eix del rift relacionats amb l'obertura d'aquest (Fig.11.9b).

Finalment, en el **quart pas**, la OCP s'observaria en minerals cristal·litzats a partir de bosses de fosos astenosfèrics orientats paral·lelament a la foliació, l'existència dels quals s'ha demostrat en alguns rifts.

L'anisotropia del MSCL ha estat relacionada amb l'OCP dels seus minerals, principalment l'olivina, i el seu desenvolupament seria a causa del flux tectònic al que ha estat sotmès (Nicolas & Christensen, 1987). En àrees tectònicament actives s'espera que les FPD marquin la direcció del flux mantèlic recent, mentre que en les zones sense activitat tectònica, aquesta FPD estaria en relació amb l'últim episodi tectònic, amb el flux dinàmic de l'astenosfera o amb l'efecte combinat dels dos (Díaz et al., 2013). L'últim episodi tectònic que va afectar la zona d'estudi és extensiu i relacionat amb el vulcanisme neogen-quadernari, però anteriorment també va estar afectat per dues orogènies, l'Herciniana i l'Alpina. L'aparició de diferents fàbriques podria estar relacionada amb els diferents episodis que van afectar la ZVC. Un dels inconvenients de l'estudi de la deformació del mantell a partir de xenòlits es que no sabem quina era la seva posició original, fet que comporta la necessitat de resoldre el problema a partir de la correlació entre la anisotropia sísmica estimada a partir de l'OCP i la deduïda a partir de la partició de les ones SKS.

### **11.5. Comparació i relació entre les propietats sísmiques calculades i les dades geofísiques d'altres models**

No existeixen estudis geofísics concrets sobre les propietats sísmiques del MSCL per sota la ZVC, però hi ha registres en zones continentals pròximes del NE de la Península Ibèrica i la seva prolongació submarina (Solc de València). Per poder comparar les característiques sísmiques registrades amb les calculades s'ha fet una mitjana (Taula 11.1, Fig.11.4) tenint en compte el mostreig fet (40% de harzburgites, 34% lherzolites protogranulars, 26% lherzolites porfiroclàstiques i equigranulars), la qual cosa implica assumir que el MSCL és homogeni en

termes composicionals i de deformació. Aquesta mitjana té la següent composició modal: 65,9% d'olivina, 26,2% d'ortopiroxè, 7,9% de clinopiroxè i sense tenir en compte l'espinel·la.

Si assumim que l'eix [100] de l'olivina es situa paral·lel al flux tectònic i que per tant, aquesta direcció seria sub-paral·lela a la direcció de la FPD obtinguda en aquesta zona, hi hauria dues possibilitats en quan a la situació del pla de foliació: 1) horitzontal o 2) vertical. En el primer cas, la foliació al MSCL seria concordant amb el flux de l'astenosfera com a origen de la FPD.

Una altra forma de determinar si la foliació és horitzontal o vertical és calculant el gruix de la capa anisòtropa a partir de les  $V_{s1m\grave{a}x}$ ,  $V_{s2m\grave{a}x}$  i  $AV_{sm\grave{a}x}$  estimades dels xenòlits, que ha de ser coherent amb les  $\delta t$  observades. Dit d'una altra manera: quin és el  $\delta t$  que provocaria una capa anisòtropa amb un gruix determinat. L'equació que relaciona aquestes variables és la següent (Mainprice & Silver, 1993):

$$\delta t = L * \frac{AV_s}{\langle AVS \rangle}$$

on:

$\delta t$ = diferència de temps entre les dues ones S en segons

L= gruix de la capa anisòtropa en km

$AV_s$ = anisotropia sísmica de les ones S

$$\langle V_s \rangle = (V_{s1} + V_{s2}) / 2$$

El  $\delta t$  dona una idea de l'anisotropia acumulada de les ones SKS a través d'una zona. Aquest valor de temps mitjà es situa entre 0,5 i 2s (Mainprice & Silver, 1993). Els valors de  $\delta t$  i la direcció de polarització obtinguda a partir de les SKS podrien provenir de qualsevol de les zones travessades, però es considera que el mantell subcontinental (200 km) és l'únic que realment mostra una clara anisotropia (Mainprice & Silver, 1993). Com que, a més del mantell, també es considera que l'escorça contribueix al  $\delta t$ , es va estimar un  $\delta t$  de les ones S de 0,1 per cada 10km per una escorça amb una composició "típica" (Barruol & Mainprice, 1993).

Les dades geofísiques existents indiquen que el gruix de l'escorça en la ZVC es troba al voltant dels 30 km (Gallart et al., 1984, 1991; Dañobeitia et al., 1992) o una mica menys (26 km) a partir de estimacions termobaromètriques (Galán et al., 2011). A més, aquests últims autors dedueixen un gruix mínim per a la litosfera de 70- 60 km similar al que va establir Ayala et al. (2003), per mètodes geofísics, pel límit astenosfera- litosfera (LAB) per les conques neògenes submarines del NO del Mediterrani. Aquest és una mica més baix que a la vora costanera del Solc de València (75-80 km). Per tant, el gruix del MSCL d'aquesta zona seria de entre 30 i 44 km.

Per fer els càlculs de la capa anisòtropa a partir de l'equació 11.2 s'ha tingut en compte: (1) una foliació vertical, els valors d'AVs i  $V_{s1}$  estarien al voltant dels màxims (eix Y) (Fig.11.10b); (2) un MSCL homogeni a partir del mostreig fet; (3) una contribució de l'escorça de 30 km estimada en la ZVC de 0,3s en el  $\delta t$  final. Els resultats mostren que per un MSCL amb espessors de 40- 50 km i una foliació vertical, el  $\delta t$  és de 0,73- 0,84s, respectivament, i per tant, dins del rang estimat per Díaz et al. (2015) d'entre 0,6 i 1s.

### 11.6. Origen de l'anisotropia en la ZVC

L'OCP i per tant, l'anisotropia resultant en el MSCL, podria ser el resultat de l'esdeveniment tectònic més important que hagués afectat la zona, del flux astenosfèric actual o fruit de la combinació dels dos factors (Savage, 1999; Vauchez et al., 2012). Les interpretacions sobre les dades existents en la zona estudiada són contradictòries. Seguidament s'exposen la interpretació de varis autors sobre l'origen de l'anisotropia en zones pròximes a la ZVC, com als Pirineus (Barruol et al., 1998), al sud de França (Barruol et al., 2004) o al N de la Península Ibèrica (Díaz et al., 2015).

- Inicialment Barruol et al. (1998), basant-se en les mesures de les ones SKS, va proposar que en la zona dels Pirineus, l'anisotropia local, amb una orientació N120°E, tenia un origen litosfèric i causada principalment durant l'orogènia Herciniana, sense descartar que l'orogènia Alpina també hi hagués influenciat, però el fet de tenir característiques molt semblants, no permetria diferenciar-les. Aquesta es caracteritzaria per una foliació subvertical orientada E-O a NO-SE. La litosfera de la ZVC també podria haver estat afectada per aquesta(es) orogènia(es), a la que durant el Miocè se li hauria sobreimposat una marca de la tectònica extensiva amb una direcció similar (NO-SE) que va crear el Solc de València, i que va provocar un aprimament de la litosfera. Per tant, una anisotropia de tipus litosfèric i antiga,



podria haver estat reactivada en les zones més someres del mantell durant l'últim episodi tectònic. En aquest cas, la foliació antiga seria subvertical i en les zones més someres s'hauria reorientat sub-horitzontalment durant el període extensiu del Miocè. El fet de que l'anisotropia fos d'origen litosfèric s'aproximaria als valors esperats de  $\delta t$  i els calculats a partir dels xenòlits.

- Més endavant, [Barruol et al. \(2004\)](#) reconsideren l'origen de la FDP d'aquesta zona, relacionant-la amb la que s'observa al Sud del Massís Central Francès (MCF) i al SE de França. Aquesta última anisotropia estaria provocada per dos processos que es relacionarien entre ells: l'ascens de la ploma mantèl·lica sota el MCF i l'enfonsament de la placa Apenínica. El flux astenosfèric provinent de la ploma mantèl·lica (17-10Ma) amb direcció SE, estaria induït per la retracció de la placa Apenínica que subdueix sota el bloc Corso- Sardo (20- 17Ma), amb la subseqüent obertura de la conca Liguro- Provençal (17- 10Ma). Com a resultat d'això, el buit que s'originaria hauria estat reomplert pel flux astenosfèric provinent del S del MCF. Això podria explicar l'orientació del flux astenosfèric observat. Al S del MCF se li associa una capa anisòtropa d'entre 100 i 150 km de gruix a causa de la forta canalització del flux astenosfèric cap a la Mediterrània. Els  $\delta t$  registrats en la estació més al sud del MCF, tot i tenir una FDP equivalent, són majors dels que registrem en les proximitats de la ZVC.
- Recentment, [Díaz et al. \(2015\)](#) proposa que l'anisotropia sísmica que registrada al nord de la Península Ibèrica, amb una direcció E-O, estaria lligada al moviment actual de les plaques (abreviat en anglès: APM, absolute plate motion), essent una anisotropia d'origen astenosfèric, i per tant, la litosfera mostraria una foliació horitzontal. Per altra banda, assenyala que la zona NE de la Península Ibèrica, mostra una direcció de polarització de les ones S lleugerament diferent, amb component NO-SE i  $\delta t$  superiors a la mitjana, sobretot en la zona sud de la costa de Tarragona. Aquesta podria haver estat influenciada pel flux de l'astenosfera que hauria provocat l'enfonsament de la placa Apenínica amb la subseqüent rotació del bloc Corso- Sardo ja suggerit per [Barruol et al. \(2004\)](#). En el cas de que l'anisotropia fos d'origen astenosfèric, els valors de  $\delta t$  calculats per a una foliació horitzontal, implicarien que part de l'astenosfera (ca. fins a 200 km de profunditat) estaria implicada en l'anisotropia de la ZVC.

Les dues últimes hipòtesis serien concordants amb una foliació subhoritzontal del MSCL al NE de la Península Ibèrica. Si aquest fos el cas, en resultaria una baixa anisotropia, fet que

requereix una litosfera molt més gruixuda (Fig.11.10) de la que prediuen els models geofísics (Ayala et al., 2003). Tenint en compte aquestes anomalies i el fet de que el mantell s'hauria de deformar de manera coherent amb l'escorça, especialment en falles de direcció (strike slip) a escala litosfèrica i en les vores de placa transformant (Vauchez et al., 2012), podem concloure que l'estudi actual coincideix amb la primera de les hipòtesis suggerides per Barruol et al. (1998). És a dir, les zones de cisalla E-O a NO-SE tardi Hercinians, compatibles amb una deformació transpressiva en les proximitats dels Pirineus (Carreras & Capellà, 1998; Carreras, 2001) no només haurien deformat l'escorça sinó també el MSCL, donant com a resultat la fàbrica de tipus AG de l'olivina, una foliació vertical i una lineació orientada E-O a NO-SE. L'"annealing" posterior hauria preservat aquesta fàbrica. Més tard, l'exhumació del mantell durant el Neogen i el Quaternari a través de les zones de cisalla transtensives hauria reactivat l'antiga fàbrica de tipus AG i l'hauria transformat en els tipus A i D (Vauchez et al., 2012). La influència d'aquestes zones de cisalla extensives en l'anisotropia del mantell seria poca (Barruol et al., 1998), ja que penetrarien poc en el mantell (ca. 10 km; Vauchez et al., 2012), i originarien una nova foliació subhoritzontal (Barruol et al., 1998), però amb una lineació orientada O-E, NO-SE, com l'anterior.

### 11.7. Conclusions parcials

- 1) Les característiques d'anisotropia sísmica generals observades en els xenòlits de la ZVC són: la polarització dels plans de  $S_1$  paral·lels a la direcció del flux (lineació) i concordant amb la màxima velocitat de les ones P, les quals estarien lligades als patrons d'OCP de l'olivina de tipus A i AG. Només una de les lherzolites (SC.11.16) amb patró de tipus D, mostra la direcció de polarització de les ones  $S_1$  perpendicular a la lineació.
- 2) Existeix una correlació positiva entre l'augment de l'anisotropia i l'índex J de l'olivina que a la vegada, estaria lligat al tipus de microestructura i també a la temperatura d'equilibri. Aquesta correlació suggeriria que la recristal·lització dinàmica disminuiria l'anisotropia sísmica.
- 3) Els patrons de l'anisotropia també estarien lligats al tipus de patró d'OCP i al contingut en olivina i piroxens.
- 4) Encara que hi pot haver altres hipòtesis, les nostres dades indiquen que la major part de l'anisotropia sísmica mesurada podria explicar-se per la contribució de la litosfera, si les fàbriques de deformació del MSCL registren principalment una deformació transpressiva i transtensiva.



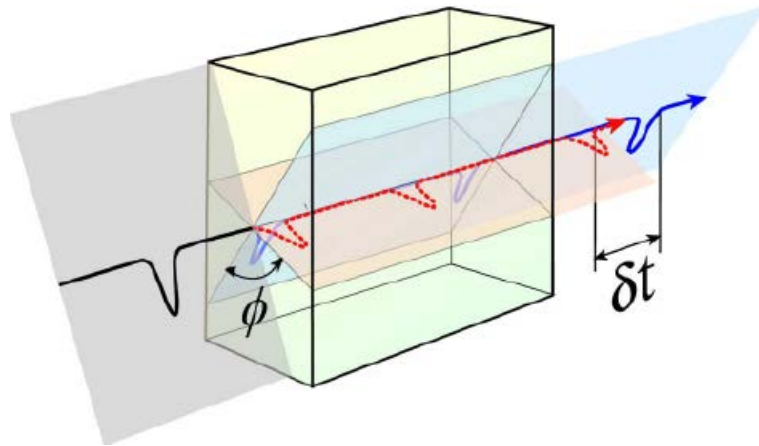


Fig.11.1. Fenomen de Shear wave splitting en un medi anisòtrop ([http://garnero.asu.edu/research\\_images/anis/garnero15ani\\_crampin3.jpg](http://garnero.asu.edu/research_images/anis/garnero15ani_crampin3.jpg) ).  $\delta t$ : diferència de temps entre  $V_{s1}$  i  $V_{s2}$ ;  $\phi$ : angle entre la polarització de  $V_{s1}$  i  $V_{s2}$ .

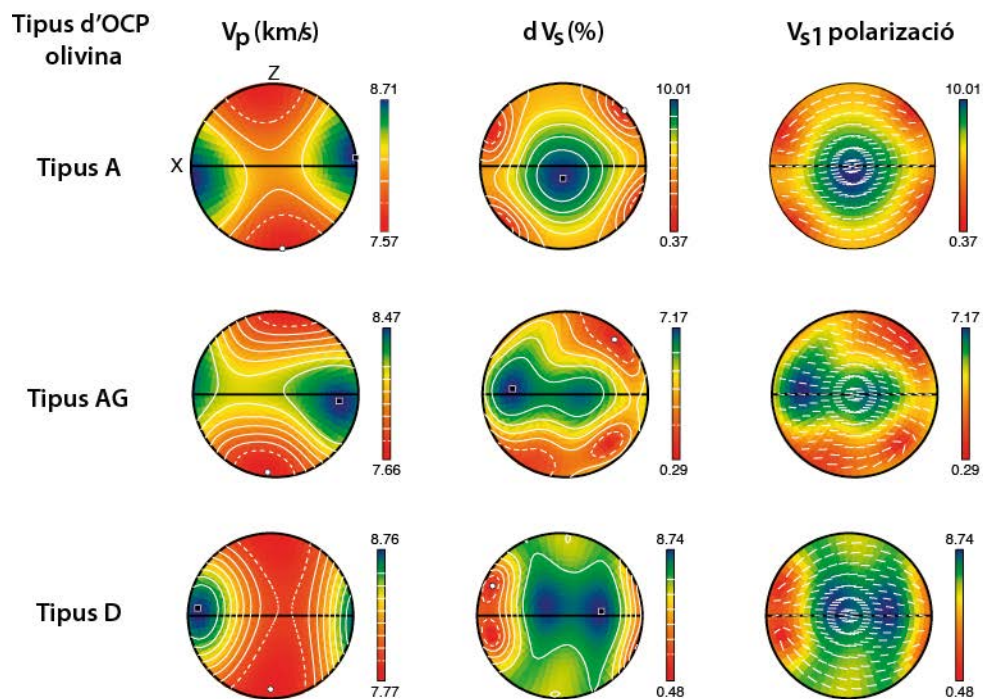


Fig.11.2. Propietats sísmiques segons cada tipus d'OCP de l'olivina (Mainprice, 2007).  $V_p$ : velocitat de les ones P;  $dV_s$ : anisotropia de les ones S;  $V_{s1}$ : velocitat de les ones S ràpides.

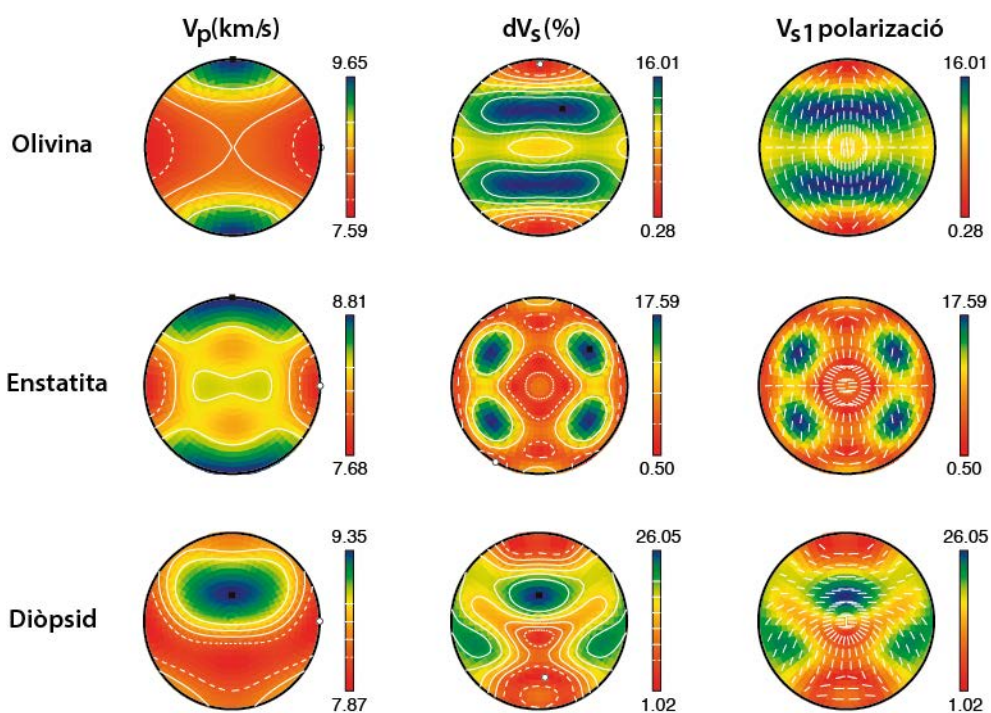


Fig.11.3. Propietats sísmiques per un sol cristall d'olivina, ortopiroxè (enstatita) i clinopiroxè (diòpsid) (Mainprice, 2005).  $V_p$ : velocitat de les ones P;  $dV_s$ : anisotropia de les ones S;  $V_{s1}$ : velocitat de les ones S ràpides.

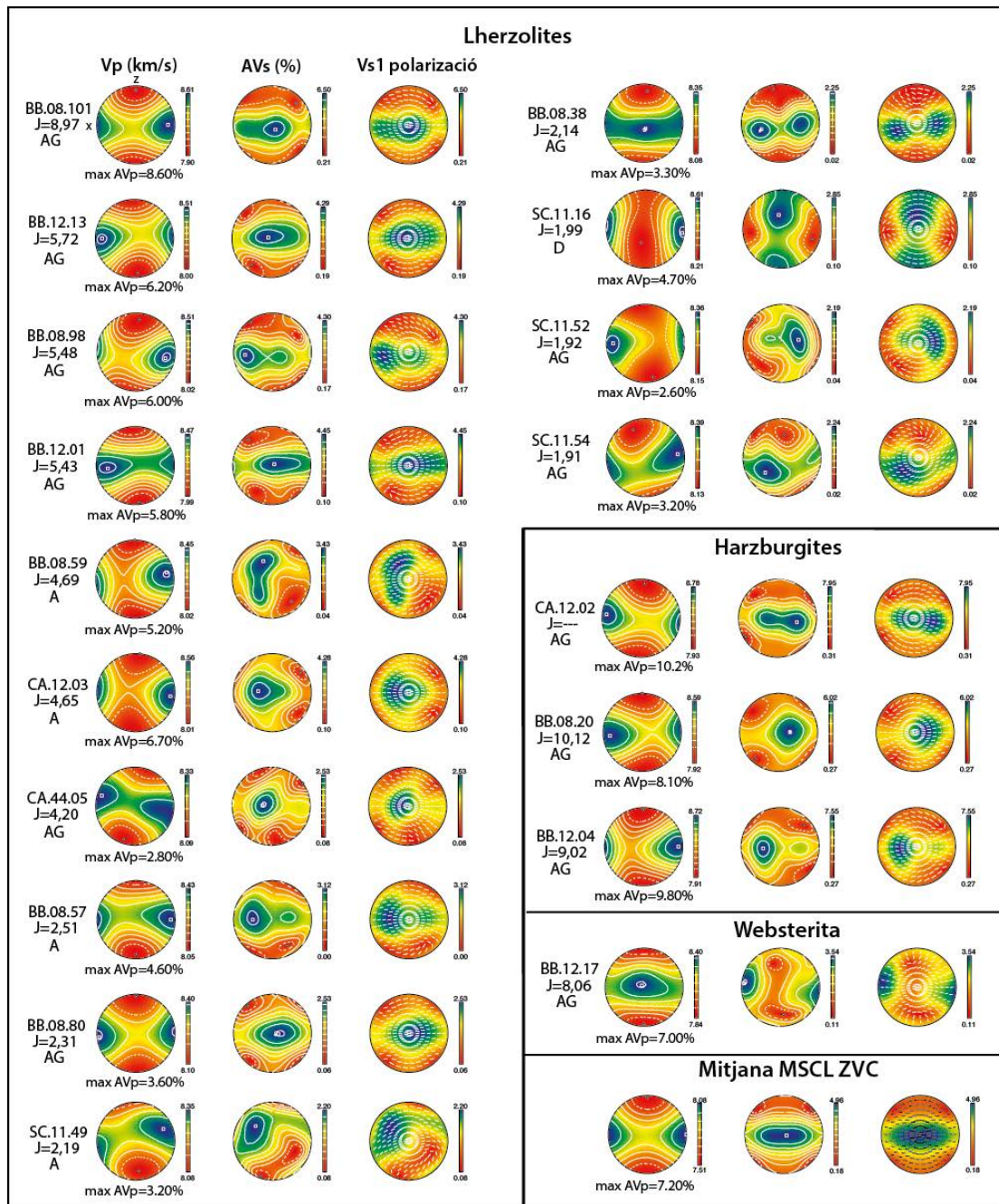


Fig.11.4. Propietats sísmiques calculades de les mostres estudiades. Es disposen d'esquerra a dreta la velocitat de les ones P (Vp), l'anisotropia de les ones s (AVs) i l'orientació dels plans de polarització de les ones S1 (Vs1). Ordenades per tipus de roca i amb índex J de l'olivina decreixent. També s'inclou el càlcul de la mitjana de les propietats sísmiques.

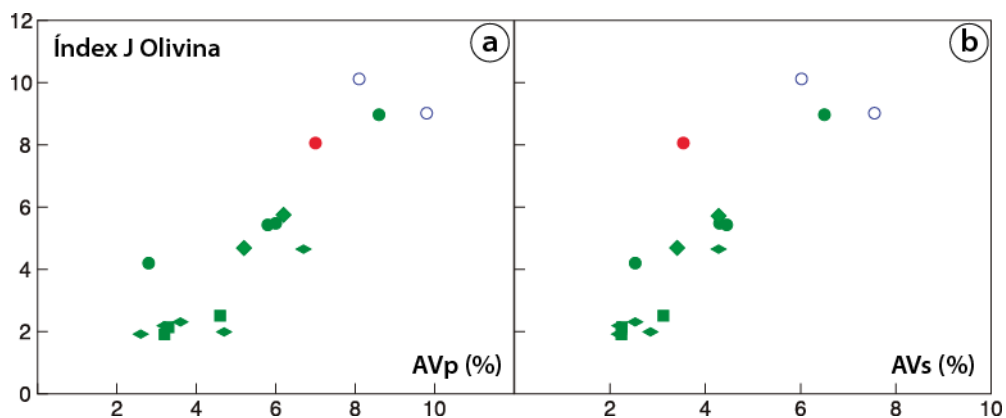


Fig.11.5. Anisotropia sísmica de les ones P (a) i S (b) vs. índex J de l'olivina.

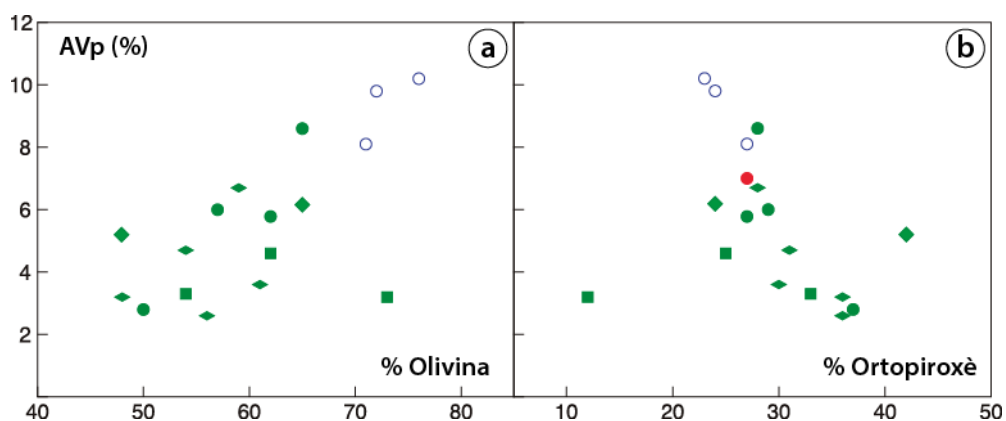


Fig.11.6. Anisotropia sísmica de les ones P vs. composició modal de l'olivina (a) i de l'ortopiroxè (b).

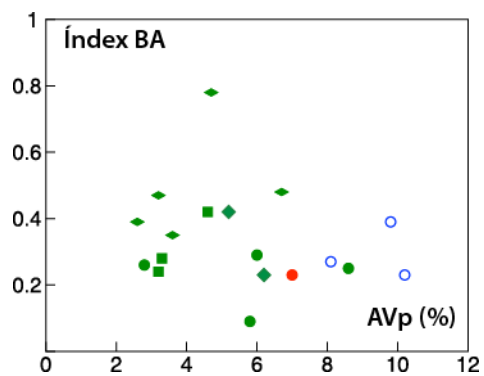


Fig.11.7. Anisotropia sísmica de les ones P vs. l'índex BA.

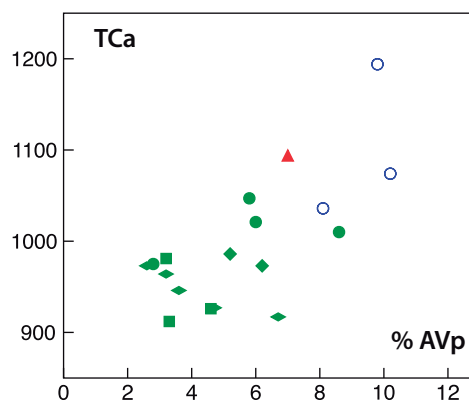
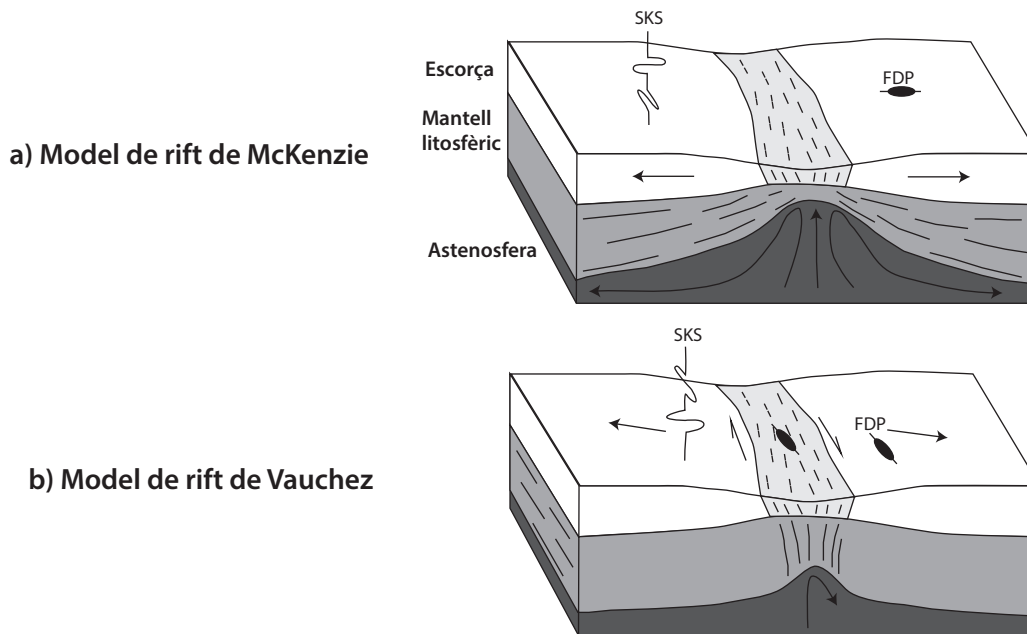


Fig.11.8. Anisotropia sísmica de les ones P vs. temperatures d'equilibri estimades a partir de  $T_{Ca}$  (Brey & Köhler, 1990).



a) Model de rift de McKenzie

b) Model de rift de Vauchez

Fig.11.9. Il·lustracions dels dos models de rift més contrastats (veure explicació en el text). a) model de McKenzie, extensió homogènia de la litosfera, la FDP es disposa perpendicular a la direcció del rift. b) model de Vauchez, deformació per transtensió, la FDP es disposa subparal·lela de la direcció del rift.

		L (km)			
		Avs (%)	dt= 0,3s	dt= 0,8s	dt= 0,6s
a) Foliació vertical		4,96	28	74	51
		1,00	137	366	251

Fig.11.10. Distribució de la lineació, foliació i ones SKS (equivalent a la AVs utilitzada en el càlcul) per una foliació a) horitzontal i b) vertical. L'estrella vermella indica la localització dels valors de Avs (%) per a cada tipus de foliació.



Mostra	Litologia i microestructura	% AVp	% AVs màx	AVs [010]	AVs [001]	Vp màx km/s	Vp min km/s	Vs1 màx km/s	Vs1 min km/s	Vs2 màx km/s	Vs2 min km/s
BB.12.17	Wb Pg	7,00	3,54	2,00	3,50	8,4	7,84	4,88	4,76	4,79	4,69
CA.12.02	Hz Pg	10,2	7,95	3,00	7,50	8,78	7,93	5,09	4,79	4,87	4,65
BB.08.20	Hz Pg	8,10	6,02	2,50	6,00	8,59	7,92	4,98	4,81	4,84	4,69
BB.12.04	Hz Pg Tab	9,80	7,55	2,50	5,00	8,72	7,91	5,00	4,77	4,86	4,66
BB.08.101	Lhz Pg	8,60	6,50	2,00	6,25	8,61	7,90	5,01	4,76	4,84	4,68
BB.08.98	Lhz Pg	6,00	4,30	1,00	3,50	8,51	8,02	4,94	4,78	4,83	4,73
BB.12.01	Lhz Pg	5,80	4,45	1,25	4,50	8,47	7,99	4,95	4,78	4,80	4,72
CA.44.05	Lhz Pg	2,80	2,53	0,75	2,25	8,33	8,09	4,89	4,80	4,82	4,77
BB.12.13	Lhz Pg- Pc	6,20	4,29	1,25	4,15	8,51	8,00	4,94	4,79	4,81	4,72
BB.08.59	Lhz Pg- Pc	5,20	3,43	1,50	2,25	8,45	8,02	4,91	4,80	4,86	4,73
CA.12.03	Lhz Pc	6,70	4,28	2,25	4,00	8,56	8,01	4,93	4,82	4,84	4,70
BB.08.80	Lhz Pc	3,60	2,53	1,00	2,50	8,40	8,10	4,89	4,81	4,82	4,76
SC.11.49	Lhz Pc	3,20	2,20	0,75	1,50	8,35	8,08	4,88	4,80	4,82	4,76
SC.11.16	Lhz Pc	4,70	2,85	2,70	2,50	8,61	8,21	4,92	4,88	4,89	4,77
SC.11.52	Lhz Pc	2,60	2,19	1,25	1,75	8,36	8,15	4,89	4,82	4,84	4,77
BB.08.38	Lhz Eg	3,30	2,25	0,25	1,60	8,35	8,08	4,89	4,79	4,80	4,78
SC.11.54	Lhz Eg	3,20	2,24	0,75	1,75	8,39	8,13	4,88	4,79	4,80	4,77
BB.08.57	Lhz Eg Tab	4,60	3,12	0,75	2,25	8,43	8,05	4,91	4,79	4,80	4,75
Mitjana ZVC	-	7,20	4,96	1,00	4,96	8,08	7,51	4,58	4,51	4,56	4,44

Taula 11.1.1. Propietats sísmiques estimades a partir de l'OCp dels diferents xenòlits estudiats i mitjana del MSCL de la ZVC.