



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Estudio Geológico y Metalogenético del Basamento Precámbrico del Sáhara Occidental

Saleh Lehib Nayem

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

6.5.2.2. Rocas ultrabásicas fuertemente carbonatadas (listwánitas s.s.)

En el caso de las listwánitas la textura original de la roca queda totalmente o casi totalmente borrada, así como casi cualquier rastro de las paragénesis originales. Ya no se encuentran relictos de los minerales primario como olivino, piroxenos o la cromita magmática, aunque a veces se encuentran anfíboles. Además, en estas rocas, independientemente de su grado de silicificación, los fenómenos de alteración predominantes son los de carbonatización. Por otra parte, en estas rocas las evidencias del paso de los fluidos son mucho mayores que en las birbiritas, existiendo un denso entramado de vetillas anastomosadas no sólo de dimensiones micrométricas sino de dimensiones mucho mayores, en el orden centimétrico o decimétrico. Todo ello apunta a una mayor interacción fluido/roca en el caso de las listwánitas.

En estas rocas se forman grandes cantidades de carbonatos (calcita y dolomita), pero también hay cuarzo; estos minerales se

ven siempre acompañados aunque en pequeñas cantidades por una muy variada paragénesis de minerales de menas, mucho más compleja que en el caso de las birbiritas.

Los anfíboles se pueden haber formado por alteración de piroxenos; aparecen formado cristales hipidiomórficos de pocas decenas de micras de longitud. Se ven muy reemplazados por sílice y calcita (fig. 6.5.8). Aunque no se dispone de análisis químicos cuantitativos, el análisis de EDS sugiere que pueden corresponder a tremolita, pues son pobres en aluminio y ricos en Ca y Mg (fig. 6.5.9); no presentan zonación. Su origen es posiblemente hidrotermal, puesto que no forman parte de la paragénesis primaria; además, son ricos en Cr que podría proceder de la descomposición de las cromitas primarias (fig. 6.5.9). La presencia de pequeñas cantidades de K y Na en el anfíbol (fig. 6.5.9) sugiere asimismo que los fluidos mineralizantes tenían una procedencia externa a los cuerpos ultrabásicos, pudiendo haber captado estos elementos a partir de la interacción con rocas ácidas, gneises o metapelitas del encajante del complejo estratificado de Bir Malhat.

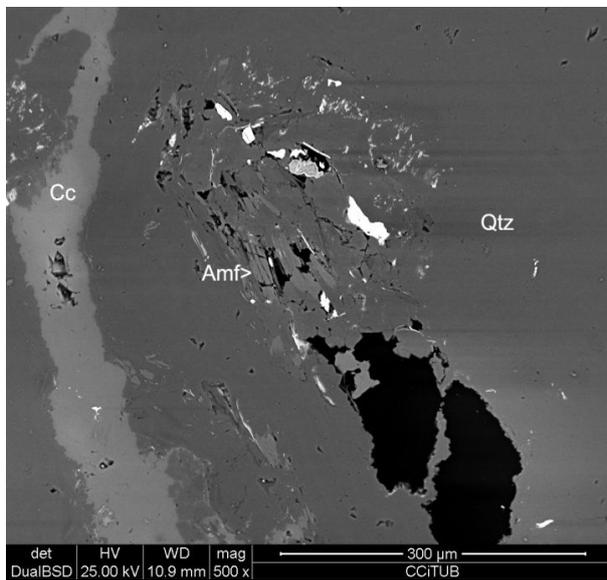


Figura 6.5.8. Detalle de una listwánita, con un cristal de anfíbol (anf) reemplazado por cuarzo (Qtz); el conjunto es cortado por vetas de calcita (Cc). Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 6.5.8. Detail of a listwánite, with an amphibole crystal (Amf) replaced by quartz (Qtz); the ensemble is crosscut by a calcite vein (Cc). SEM image, BSE mode.

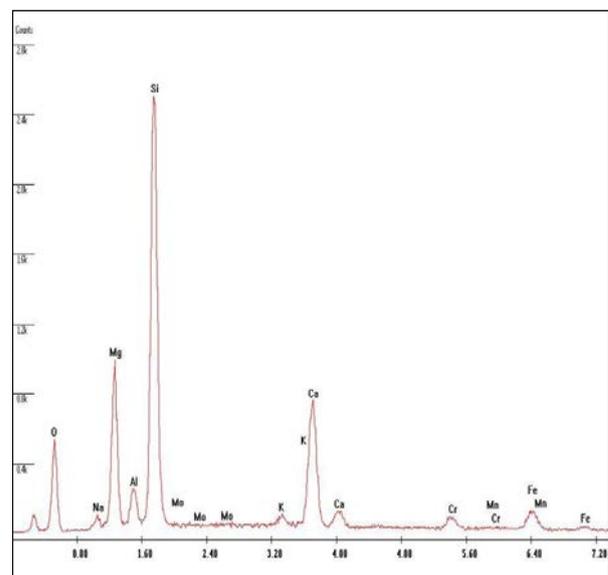


Figura 6.5.9. Espectro de EDS de un cristal de anfíbol de la muestra anterior. Nótese la escasa proporción de Al, la alta de Ca y Mg, y la presencia de Cr, K y Na.

Figure 6.5.9. EDS spectrum of an amphibole crystal of the above sample. Note the scarce proportion of Al, the high amounts of Mg and Ca and the occurrence of Na, K, Cr.

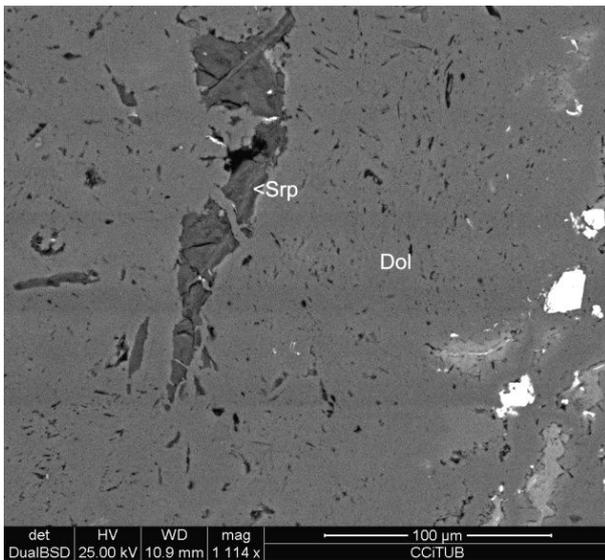


Figura 6.5.10. Serpentina (Srp) reemplazada por dolomita (Dol). SEM, modo BSE.

Figure 6.5.10. Quartz (Qtz) cut by veins filled by calcite (Cc) and barite (Ba). SEM image, BSE mode.

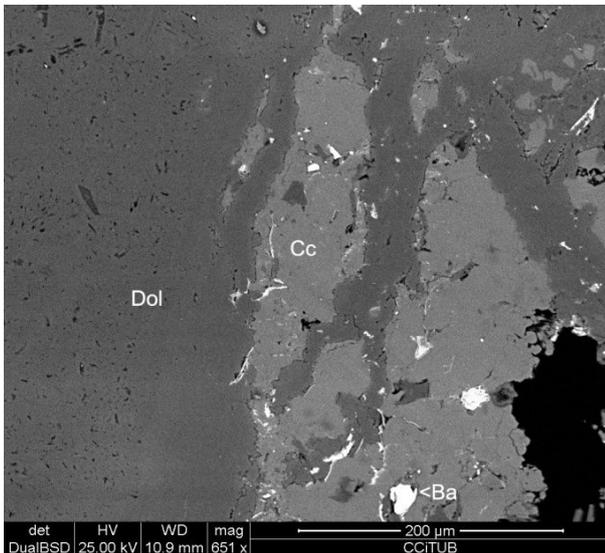


Figura 6.5.12. Dolomita (Dol) cortando calcita (Cc). SEM, modo BSE.

Figure 6.5.12. Dolomite (Dol) cutting calcite (Cc). SEM image, BSE mode.

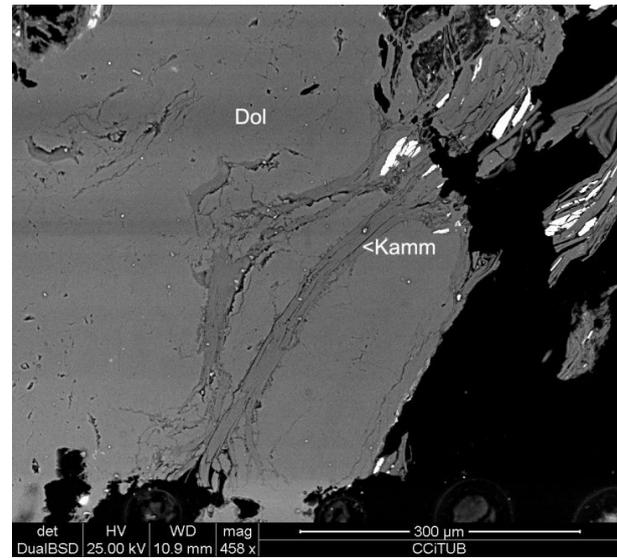


Figura 6.5.11. Kämmererita (Kamm) cortada por dolomita (dol). SEM, modo BSE.

Figure 6.5.11. Kammererite (Kamm) cut by dolomite (Dol). SEM image, BSE mode.

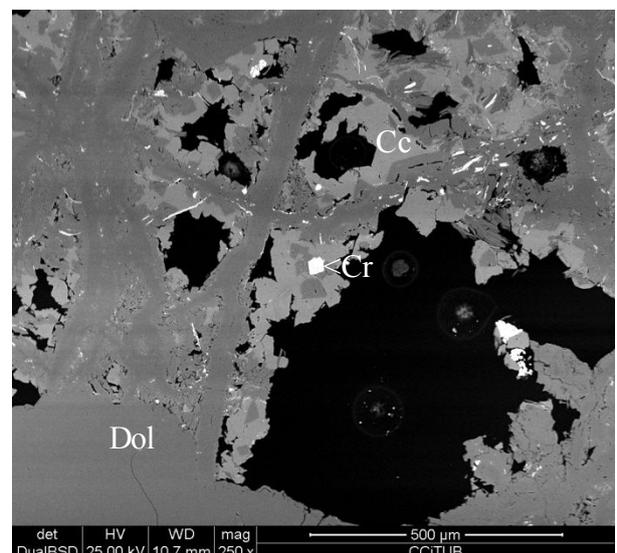


Figura 6.5.13. Secuencia de dolomita (Dol) con cromita (Cr) a calcita tardía (Cc). SEM, modo BSE.

Figure 6.5.13. Sequence of dolomite (Dol) with chromite (Cr) to late calcite (Cc). SEM image, BSE mode.

Por otra parte, además de anfíboles, pueden quedar restos de minerales típicos de la alteración del olivino y de los piroxenos de rocas ultrabásicas, como minerales del grupo de las serpentinas (fig. 6.5.10) o clorita (ésta, de la variedad rica en Cr de color violáceo, la kämmererita (fig. 6.5.11). La serpentina forma cristales tabulares submicroscópicos, mientras que la kämmererita desarrolla unos cristales tabulares mucho más grandes, de algunos

cientos de micras de longitud. Ambos minerales se ven reemplazados por cristales lenticulares de dolomita de tamaño de grano muy fino, muy a menudo según la exfoliación de aquellos minerales (fig. 6.5.12).

Las relaciones de la calcita con la dolomita sugieren que existen varias generaciones de estos minerales. Una primera generación de calcita (calcita I) se ve cortada por dolomita (fig. 6.5.12), pero en otros casos la dolomita

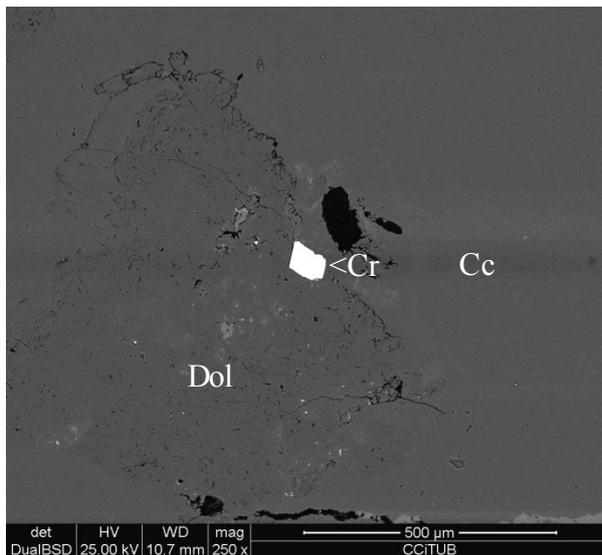


Figura 6.5.14. Cromita (Cr) en dolomita (Dol) reemplazada por calcita (Cc). SEM, modo BSE.
Figure 6.5.14. Chromite (Cr) in dolomite (Dol) replaced by calcite (Cc). SEM, BSE mode.

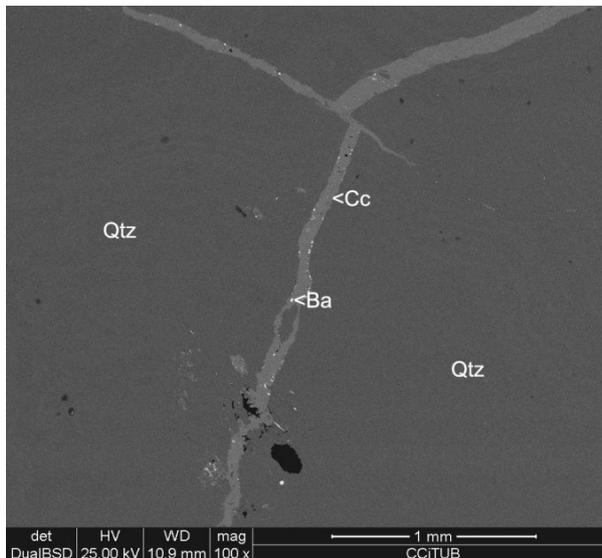


Figura 6.5.16. Cuarzo (Qtz) cortado por vetas de calcita (Cc) con barita (Ba). SEM, modo BSE.
Figure 6.5.16. Quartz (Qtz) cut by veins filled by calcite (Cc) and barite (Ba). SEM image, BSE mode.

se ve sobrecrecida por una generación tardía de calcita (calcita II).

La dolomita, por su parte, parece ir asociada con cromita. Esta cromita aparece en cristales idiomórficos aislados dispersos en la dolomita, de hábito octaédrico, y es de tamaño de grano muy fino (menos de 50 micras de diámetro; fig. 6.5.13, 6.5.14). Su composición es rica en Cr y pobre en Al, con menores proporciones de Ti (fig. 6.5.13).

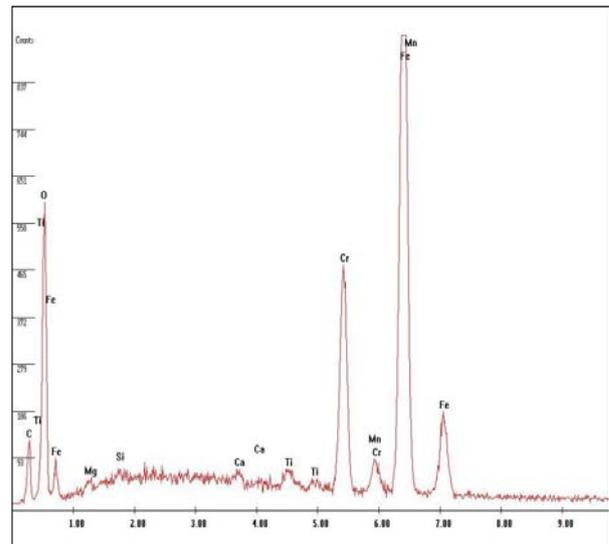


Figura 6.5.15. Análisis de EDS de cromita; nótese la presencia de Ti y la ausencia de Al.

Figure 6.5.15. EDS analysis of chromite; note the Ti occurrence and absence of Al.

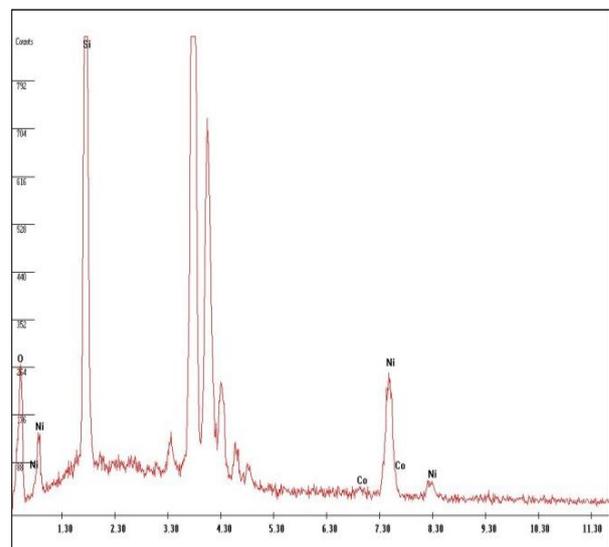


Figura 6.5.17. Espectro de EDS de melonita; el pico de Si es por contaminación del cuarzo encajante.

Figure 6.5.17. EDS spectrum of melonite; the Si peak is due to contamination by the hosting quartz.

El cuarzo puede aparecer como un producto de silicificación de la roca encajante, pero sobretudo como vetas anastomosadas que pueden alcanzar gran tamaño, que cortan a las zonas dolomitizadas, quedando a su vez cortado por vetas de la calcita más tardía o calcita II (fig. 6.5.16). Los cristales de cuarzo pueden ser de tipo calcedonia o llegar a tener gran tamaño, y pueden ir acompañados de telururos como la melonita (fig. 6.5.17).

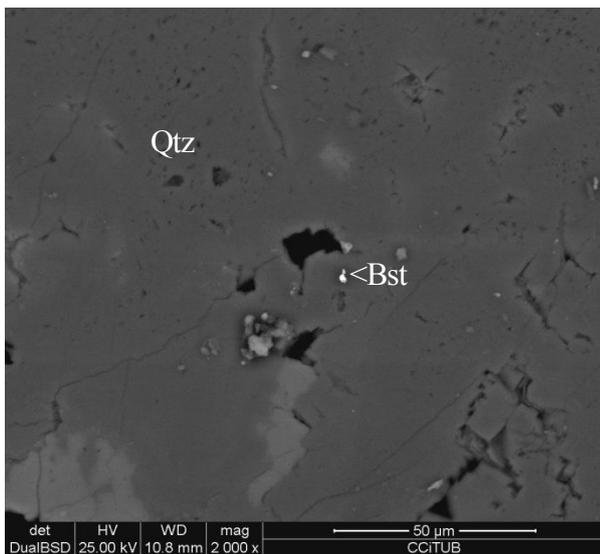


Figura 6.5.18. Cristal de posible bastnäsite-(Ce) (Bst) en cuarzo (Qtz). Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 6.5.18. Possible bastnäsite-(Ce) small crystal (Bst) in quartz (Qtz). SEM image, mode BSE.

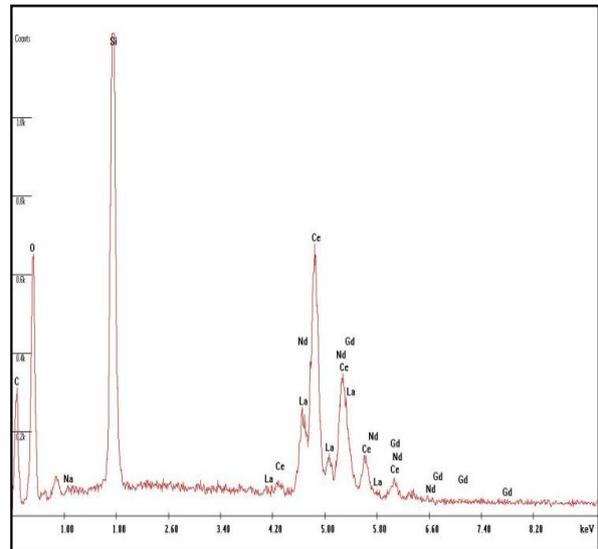


Figura 6.5.19. Espectro de EDS de posible bastnäsite-(Ce). El pico de silicio puede deberse a contaminación por el cuarzo encajante.

Figure 6.5.19. EDS spectrum of bastnäsite-(Ce). The Si peak can be due to contamination by the host quartz.

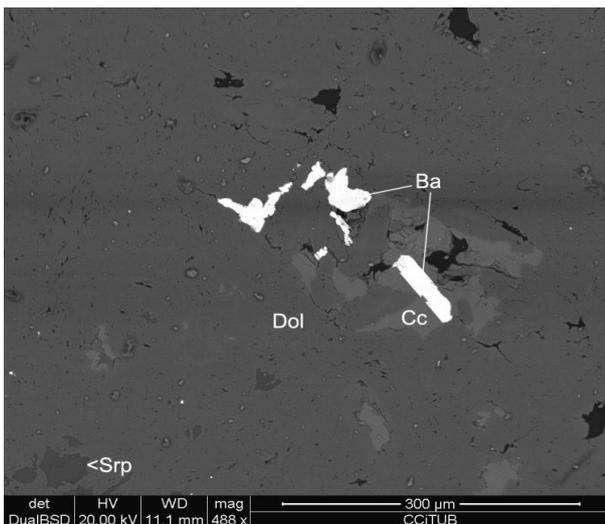


Figura 6.5.20. Calcita tardía (Cc), asociada a barita (Ba) reemplazando dolomita (Dol). Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 6.5.20. Late calcite (Cc), associated with barite (Ba) replacing dolomite (Dol). SEM image, mode BSE.

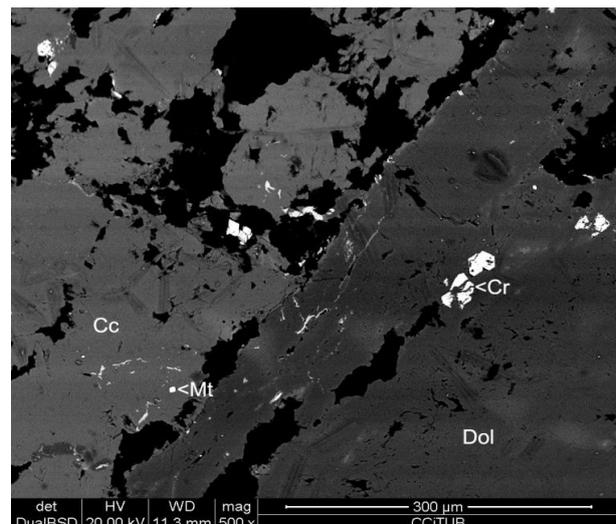


Figura 6.5.21. Calcita (Cc) con magnetita (Mt) cortan dolomita (Dol) con cromita (Cr). SEM, modo BSE.

Figure 6.5.21. Calcite (Cc) with magnetite (Mt) cut dolomite (Dol) with chromite (Cr). SEM, BSE mode.

El cuarzo puede ir asociado con pequeñas cantidades de minerales de REE, como podría ser el caso de la bastnäsite-(Ce), si bien el pequeño tamaño de los cristales de este mineral no permite obtener más datos acerca del mismo ni confirmar su identificación por el momento (fig. 6.5.18, 6.5.19).

En cambio, la calcita tardía rellena porosidad en cuarzo o vetillas en el mismo o en la dolomita; puede rellenar porosidad geódica, siendo por tanto muy tardía. Químicamente no parece tener diferencias en cuanto a elementos mayores con la calcita de la primera generación, y no parece magnética

		Estadio II Metamorfismo	Estadio III Dolomitización	Estadio IV Silicificación	Estadio VI Calcitización
Tremolita	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	—			
Serpentina	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	—			
Calcita I	CaCO_3	—			
Ilmenita	FeTiO_3		—		
Hematites	Fe_2O_3				—
Clorita con Cr	$\text{Mg}_3\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$		—		
Cromita	FeCr_2O_4		—		
Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$		—		
Cuarzo	SiO_2			—	
Bastnäsita-(Ce)	$\text{Ce}(\text{CO}_3)(\text{OH},\text{F})$			—	
Melonita	NiTe_2			—	
Magnetita crómica	$\text{FeFe}^{2+}_2\text{O}_4$				—
Calcita II	CaCO_3				—
Apatito	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$				—
Barita	BaSO_4				—

Figura 6.5.22. Secuencia paragenética en las listwänitas asociadas al complejo de Bir Malhat, con la indicación de los principales estadios de alteración hidrotermal (el estadio I, no mostrado para simplificar, sería el magmático y comprendería olivino, piroxenos y cromita). Las líneas quebradas marcan episodios de fracturación.

Figure 6.5.22. Paragenetic sequence of the listwänites associated with the Bir Malhat complex, with the indication of the main stages of hydrothermal alteration (the stage I is the magmatic stage and has not been represented for simplification; it would contain olivine, pyroxenes and chromite). The undulous lines indicate episodes of fracturation.

o rica en manganeso. Acostumbra a formar cristales alotriomórficos, no zonados. La calcita parece ir asociada con otros minerales como la barita (fig. 6.5.20) o la magnetita (fig. 6.5.21).

La barita es relativamente común en estas asociaciones tardías formando cristales tabulares de pequeñas dimensiones (menos de 50 micras de longitud), pero aparece también en cristales alotriomórficos. No se han detectado en ella cantidades significativas de Sr, y no está zonada. Puede aparecer en las salbandas de las vetas, o dispersa en el interior de las mismas.

La magnetita forma pequeños cristales octaédricos (menos de 50 micras de diámetro) que pueden contener también pequeñas cantidades de Cr (fig. 6.5.21). No obstante, no se adivina zonación en ellos.

Puede haber, aunque raramente, pequeñas cantidades de apatito, de menos de 50 micras de diámetro, hipidiomórficos, con hábito prismático corto, asimismo asociados con calcita.

En el caso de otros minerales, que se encuentran en muy pequeñas cantidades, es difícil establecer su posición en la secuencia con los datos de las muestras estudiadas. Así, hay pequeños cristales tabulares de ilmenita asociados con los carbonatos, y parece que este mineral se ha formado en asociación con dolomita. Lo más destacable es que este mineral tendría en este caso un origen hidrotermal.

La hematites se encuentra en cantidades muy pequeñas, formando cristales de tamaño de grano muy fino, de menos de 20 micras. Parece ir asociada con los carbonatos, quizás con la calcita de la última generación, aunque su posición es difícil de definir.

En conjunto, la secuencia de cristalización de las listwänitas de Bir Malhat se encuentra representada en la figura 6.5.22. Cabe destacar que los episodios de alteración hidrotermal se interpreta que están delimitados por episodios de fracturación, puesto que cada estadio se encuentra en vetas que cortan al anterior.

Los episodios mineralizantes están separados entre sí por episodios o pulsos de fracturación, que producen una brechificación de la roca.

En el caso de las listwänitas y birbiritas asociadas al complejo estratificado de Bir Malhat, por el momento no se han encontrado mineralizaciones metálicas equivalente a las de Zug, con PGE y Au, si bien el número de muestras estudiadas con SEM-BSE hasta el momento es relativamente escaso en comparación con la otra localidad. Por consiguiente, entendemos que el potencial metalogenético de esta unidad se mantiene intacto, y que pueden darse perfectamente mineralizaciones de metales preciosos como en Zug, y más teniendo en cuenta que, como se verá, las cromitas del complejo están muy mineralizadas.

En general, las listwänitas pueden contener depósitos de metales preciosos de importancia a nivel mundial, como la mina de oro de McLaughlin en California (Sherlock y Logan, 1995; Sherlock et al., 1995) o la de Bou Azzer en Marruecos (Fischer et al., 1987), pero también depósitos de mercurio, magnesita y, a veces, metales base, en particular, Ni y Co (Efremov, 1952; White, 1967; Barnes y O'Neil, 1969; Barnes et al., 1973; Buisson y Leblanc, 1985, 1986; Ashley y Hartshorn, 1988; Bohlke, 1989; Pohl, 1990; Ash y Arksey, 1990a, 1990b; Auclair et al., 1993; Sherlock y Logan, 1995; Ashley, 1997; Buckman y Ashley, 2010).

Por otra parte, cabe señalar que este tipo de mineralizaciones acostumbra a contener recursos de otros metales, como Ni o Co, en forma de arseniuros o en asociación con los mismos (como en Bou Azzer, Marruecos; Leblanc, 1986; Leblanc y Billaud, 1982; Fischer et al., 1987). Por el momento no se ha localizado este tipo de mineralizaciones en las listwänitas o en las birbiritas de Bir Malhat, pero la presencia en estos depósitos de telururos de Bi, aunque de momento muy escasa, es una buena señal e invita a completar el muestreo y el estudio de estas rocas en el futuro.

Finalmente, la presencia de minerales de REE en estas rocas es todavía otro indicio

interesante adicional. Como se recordará, en las listwänitas de Zug se daban también concentraciones pequeñas de minerales de REE, asociados también con minerales de zirconio como zircón o baddeleyita. Aunque de momento no se ha localizado zircón o monacita en las listwänitas o birbiritas asociadas al complejo de Bir Malhat, no se descarta que no puedan estar presentes, lo que podría contribuir a facilitar la datación de estas mineralizaciones en el futuro.

Aunque las cantidades de minerales de REE encontradas hasta el momento son muy escasas, la simple presencia de estas mineralizaciones demuestra que las REE son transportadas por las soluciones asociadas a los procesos de listwänitización y potencialmente pueden, por consiguiente, formar mineralizaciones si se dan las trampas adecuadas para su precipitación. Por ello, además, no podemos descartar que, de manera independiente a las listwänitas, pueda haber mineralizaciones de REE o de metales preciosos en asociación con las zonas de cizalla.

En cuanto a la fuente de todos estos metales, cabe destacar que las REE y el bario son escasamente concentrados en las rocas ultrabásicas, por lo que han debido ser aportadas por los fluidos hidrotermales, muy probablemente a partir de su lavado por los fluidos hidrotermales cuando éstos han circulado por las rocas graníticas o gnéissicas (incluso metapelíticas o metabasíticas) regionales. En todas estas rocas el bario puede estar sustituyendo originalmente al potasio en la estructura de las micas o feldespatos. Las REE pueden estar originalmente en la estructura de algunos minerales accesorios, como monacita, apatito o xenotima, o incluso en pequeñas cantidades en la estructura de otros minerales.

En cambio, el Ni y el Co pueden proceder del lavado de la estructura de los olivinos que componían la roca ultrabásica original. El origen del Te es oscuro, si bien este elemento se ha encontrado en algunas mineralizaciones de tipo listwänítico (por ejemplo, en Khaak-Sair, oeste de Tuva, Siberia, Rusia; Khuzuget et al., 2015).

6.5.3. RECURSOS DE ASBESTOS ASOCIADOS A PERIDOTITAS

Si bien en la actualidad este tipo de recursos genera muchas reticencias, debido a la problemática que genera el uso de los asbestos o amiantos, y muy particularmente los de anfíboles, estos recursos tienen un cierto potencial y no podemos dejar de comentar su presencia.

Las vetas de anfíboles asbestiformes son comunes en el macizo de Agazrazraz Lajdar y, muy en particular, en la zona occidental del mismo, donde predominan los afloramientos de rocas ultrabásicas metamorfizadas (Combs, 2012). En estos afloramientos las peridotitas están alteradas a asociaciones ricas en anfíboles, muchos de los cuales son uralíticos, producidos por afibolitización pseudomórfica de piroxenos a partir de un proceso de hidratación. La hidratación puede haberse producido en relación a la actividad de las cizallas; como se recordará, en las propias listwänitas aparecen restos de anfíboles más o menos reemplazados por la secuencia de silicificación y carbonatización. Ahora bien, en el caso de Agazrazraz Lajdar, estas carbonataciones no se han producido y las metaperidotitas contienen todavía la paragénesis rica en anfíboles.

De este modo, en Agazrazraz Lajdar aparece una densa red de vetas de espesor centimétrico y de gran longitud, con trazado anastomosado, dentro de las metaperidotitas. Estas vetas están rellenas exclusivamente por anfíbol fibroso de tipo amianto, en fibras que crecen originalmente perpendicularmente a la fisura.

El anfíbol es de color parduzco y puede corresponder a lo que se ha denominado tradicionalmente como asbesto de tremolita, si bien la ausencia de análisis químico no permite descartar que se trate, en parte o totalmente, de otras variedades de anfíbol, como antofilita o grunerita (amosita). En muchos casos puede ser deshilachado fácilmente, dando fibras flexibles, en lo que podría ser un asbesto de buena calidad. Debe tenerse en cuenta que el amianto no deja de ser un recurso importante para la industria,

empleado en numerosos usos (Ross y Virta, 2001; Virta, 2002, 2006). Por consiguiente, debemos considerar la presencia de estas mineralizaciones en el complejo de Agazrazraz Lajdar como mínimo como un indicio y señalar su presencia en el mapa metalogenético.

Las mineralizaciones de asbestos se encuentran como producto de alteración de rocas ultrabásicas en otros complejos en todo el mundo, ya sea en los complejos ofiolíticos como en los complejos estratiformes, si bien pueden asimismo aparecer en skarns, en BIF y en muchas otras asociaciones, incluyendo carbonatitas (ver, por ejemplo, Roggli y Coin, 2004; Ross y Nolan, 2003). Por lo general se trata de crisotilo, pero pueden darse casos con anfíbol o que éste mineral llegue a ser dominante, y se considera asimismo como un recurso.

A la hora de pensar en su explotación o en la de cualquier otro recurso en la zona de Agazrazraz Lajdar debe tenerse en cuenta, no obstante, que el asbesto de anfíbol es cancerígeno, mucho más incluso que el de crisotilo, en caso de que sea inhalado por vía respiratoria y pase a los pulmones, donde puede generar cáncer de pulmón (Bernstein et al., 2003). Por ello, en caso de producirse una explotación, incluso a cielo abierto en cantera de recursos de este tipo debe realizarse un cuidadoso monitoreo del impacto ambiental de la explotación (véase, por ejemplo, Van Gosen, 2007; Teixeira et al., 2010).

6.5.4. RECURSOS ASOCIADOS A METAPERIDOTITAS

Las metaperidotitas que están menos alteradas por fluidos hidrotermales en la cordillera de Agazrazraz Lajdar contienen disseminaciones de cristales de espinelas crómicas en calidad de minerales accesorios (menos del 5% modal), lo que ayuda a certificar que el protolito era de composición ultrabásica.

Por lo general, estas espinelas aparecen dispersas en una matriz de silicatos secundarios (predominantemente anfíboles y cloritas ricas en cromo, de la variedad *kämmererita*) como

cristales hipidiomórficos de tamaño de grano muy fino, de menos de 500 micras de diámetro, y presentan una estructura interna compleja, que responde a un modelo de alteración hidrotermal (fig. 6.5.23). De este modo, estos cristales presentan un núcleo de cromita alumínica (de composición aproximada $\text{Fe}^{2+}(\text{Cr},\text{Al})_2\text{O}_4$; fig. 6.5.24), que podría corresponder a la composición primaria, reemplazada por una generación de cromita s.s. muy pura (aproximadamente, $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$), excepto que contiene pequeñas proporciones

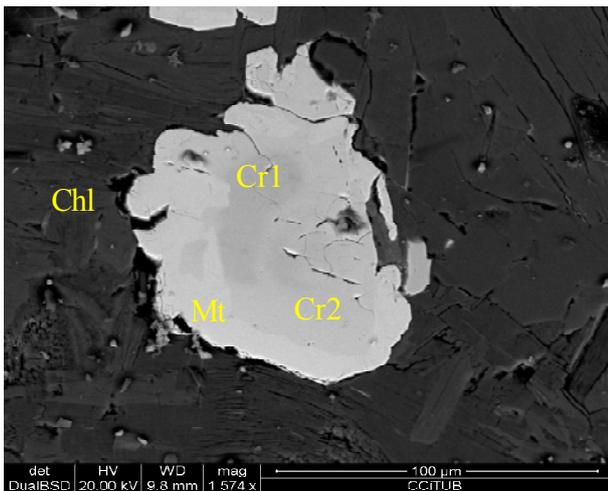


Figura 6.5.23. Clorita (Chl) con cromita alumínica (Cr1) reemplazada por cromita (Cr2) y ésta por magnetita (Mt). Muestra Sac47b. SEM, BSE.
Figure 6.5.23. Chlorite (Chl) with aluminian chromite (Cr1) replaced by chromite (Cr2) and it by magnetite (Mt). Sample Sac47b. SEM, BSE.

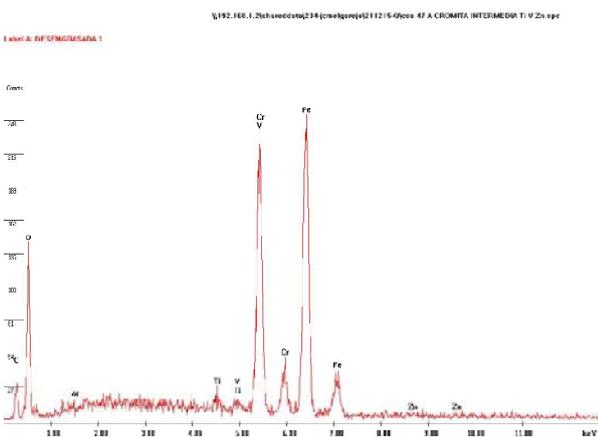


Figura 6.5.25. Análisis de EDS de la segunda generación de cromita (Cr2). Nótese pequeños picos de titanio y zinc.
Figure 6.5.25. EDS analysis of the second chromite generation (Cr2). Note the small titanium and zinc peaks.

de Ti y de Zn, lo que sugiere la participación de un fluido hidrotermal en la génesis de la misma (fig. 6.5.25). Finalmente, hay una zona externa constituida por magnetita casi pura ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$, sólo con trazas de Cr; fig. 6.5.26). Por consiguiente, se puede apreciar que se ha dado una recrystalización de las cromitas, con un posible lavado de Cr de las mismas.

La cromita se ve acompañada por pequeñas cantidades de ilmenita, que forma cristales tabulares hipidiomórficos de pocas

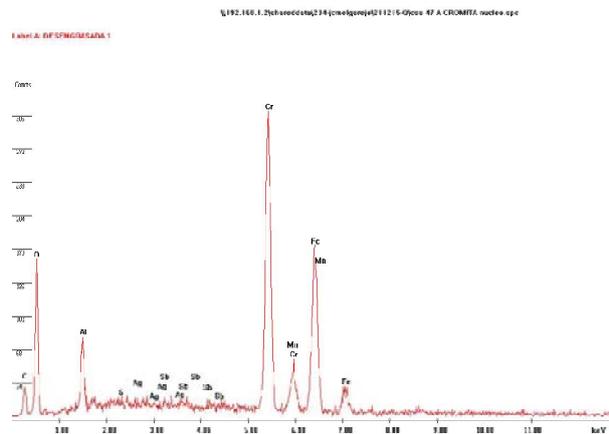


Figura 6.5.24. Análisis de EDS de la primera generación de cromita (Cr1). Nótese el pico de aluminio.
Figure 6.5.24. EDS analysis of the first chromite generation (Cr1). Note the aluminium peak.

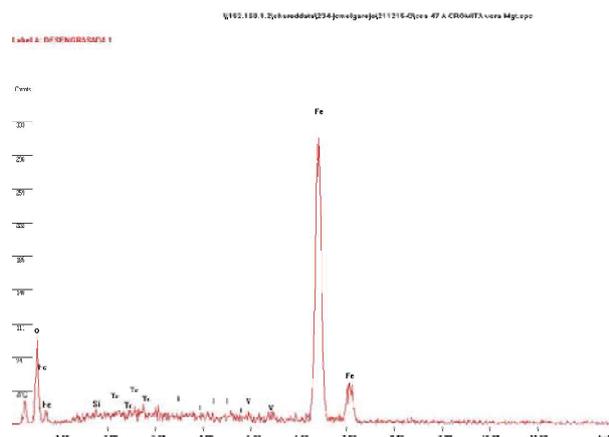


Figura 6.5.26. Análisis de EDS de la magnetita de borde (Mt).
Figure 6.5.26. EDS analysis of the magnetite rim (Mt).

decenas de micras de diámetro, sin alteración evidente y que se pueden haber formado asimismo durante el proceso hidrotermal (fig. 6.5.27); esta ilmenita está ligeramente enriquecida en manganeso, pero no presenta magnesio (fig. 6.5.28).

Por otra parte, en los cuerpos de metaperidotitas, si bien de momento no se han localizado sulfuros primarios, sí se han encontrado los minerales de alteración supergénica de los mismos, lo que indica que puede haber mineralizaciones primarias.

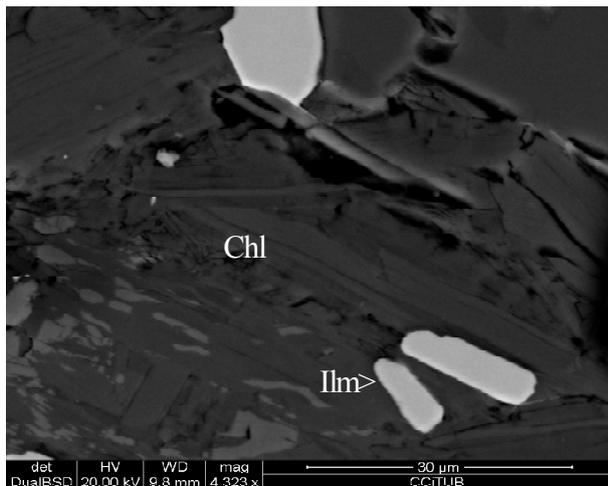


Figura 6.5.27. Cristales de ilmenita (Ilm) diseminados en clorita (Chl). Muestra Sac47b, Agarazraz Lajdar. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.27. Ilmenite crystals (Ilm) scattered in chlorite matrix (Chl). Sample Sac47b, Agarazraz Lajdar. SEM image, BSE mode.

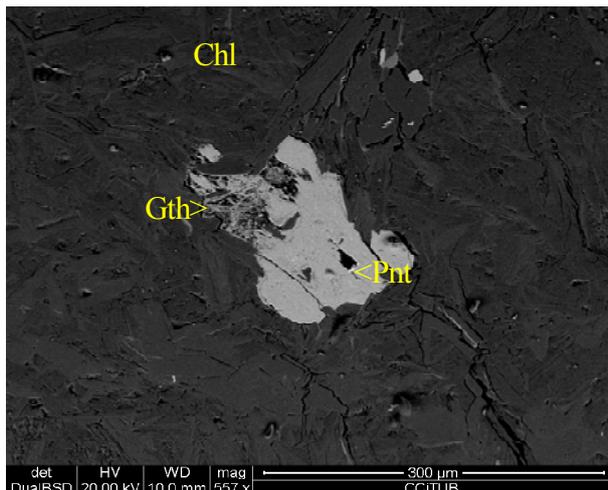


Figura 6.5.29. Pentlandita (Pnt) reemplazada por goethita níquelica (Gth) en clorita (Chl). Muestra Sac47b, Agarazraz Lajdar: SEM, modo BSE.
Figure 6.5.29. Pentlandite (Pnt) replaced by nickelian goethite (Gth) in chlorite (Chl). Sample Sac47b, Agarazraz Lajdar. SEM image, BSE mode.

De este modo, se han encontrado algunos agregados de cristales de fases oxidadas de hierro enriquecidos en níquel (posiblemente, goethita níquelica), que pueden haberse formado por reemplazamiento de sulfuros primarios de Fe y Ni, posiblemente, pentlandita (fig. 6.5.29). Como puede verse, este mineral forma crecimientos aciculares pseudomórficos de otro mineral previo, el sulfuro con Ni. Su análisis indica la presencia de pequeñas cantidades de Ni en su estructura (fig. 6.5.30).

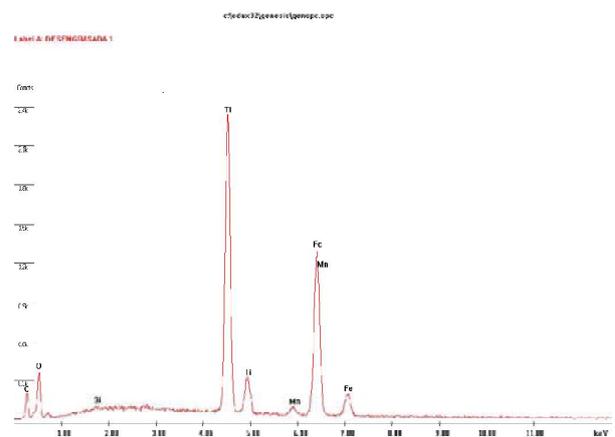


Figura 6.5.28. Espectro de EDS de la ilmenita anterior. Nótese un pequeño componente pirofanítico (Mn).

Figure 6.5.28. EDS spectrum of the above ilmenite. Note a slight pyrophanite component (Mn).

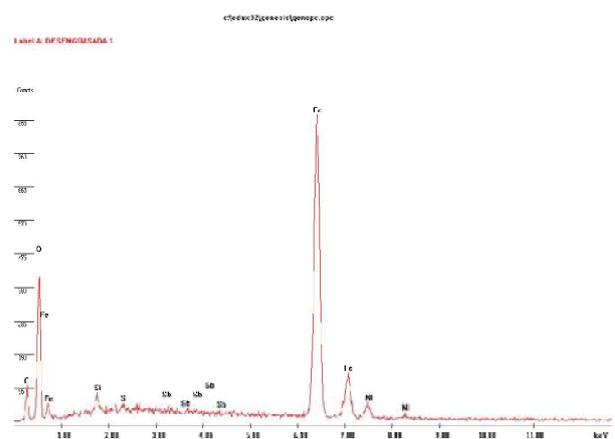


Figura 6.5.30. Espectro de EDS de la goethita de la imagen anterior. Nótese un pequeño pico de Ni.

Figure 6.5.30. EDS spectrum of the goethite from the above image. Note a slight nickel peak.

Además, en la zona de Agarazraz Lajdar se han localizado pequeños indicios más masivos de mineralización de cromita, que pueden llegar a constituir algunos niveles o bandas de potencia centimétrica, encajados en metaperidotitas.

Los cuerpos de óxidos son casi masivos, de color negro, con una proporción de mineral que a veces puede llegar a ser superior al 50% modal. Se desconoce su posición exacta en la columna estratigráfica del complejo y su continuidad lateral, puesto que el afloramiento

de la mineralización se encuentra casi completamente cubierto por materiales coluviales, en forma de bloques de gran tamaño de peridotitas alteradas.

La cromita original ha sido sustituida por magnetita de tamaño de grano fino a medio, dispersa en una matriz predominantemente anfibólica y clorítica. Esta magnetita tiende a formar granos desde alotriomórficos a hipidiomórficos, intercrecidos con los silicatos de origen metamórfico (fig. 6.5.31, 6.5.32). No se aprecian restos de la cromita original, pero el

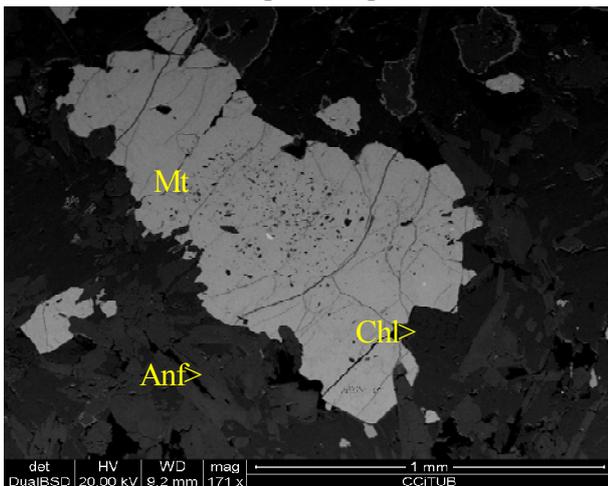


Figura 6.5.31. Metaperidotita con magnetita (Mt), clorita (Chl), anfíbol (Anf). Muestra B149, Agarazraz Lajdar. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 6.5.31. Metaperidotite with magnetite (Mt), chlorite (Chl), amphibole (Anf). Sample B149, Agarazraz Lajdar. SEM image, BSE mode.

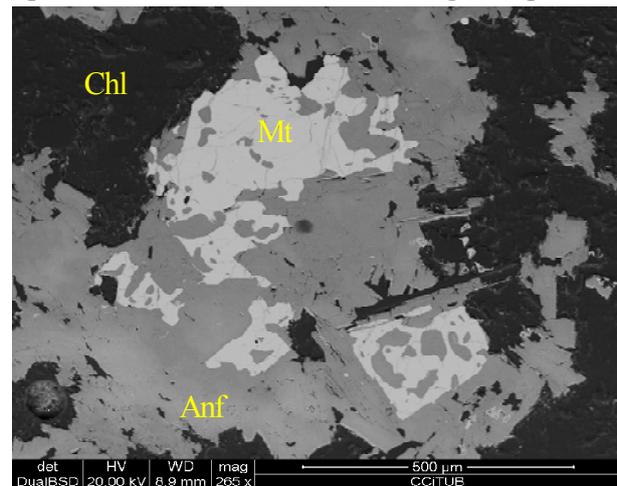


Figura 6.5.32. Metaperidotita con magnetita (Mt), clorita (Chl), anfíbol (Anf). Muestra B149, Agarazraz Lajdar. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 6.5.32. Metaperidotite with magnetite (Mt), chlorite (Chl), amphibole (Anf). Sample B149, Agarazraz Lajdar. SEM image, BSE mode.

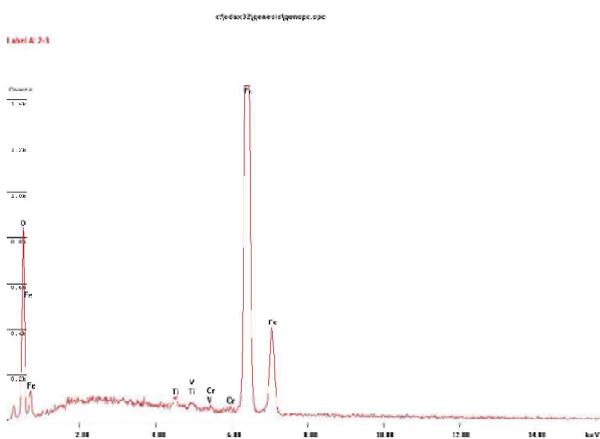


Figura 6.5.33. Análisis con EDS de la magnetita de la imagen anterior, nótese los pequeños picos de Cr, V y Ti.

Figure 6.5.33. EDS analysis of the magnetite of the above image; note the small peaks of Ti, V and Cr.

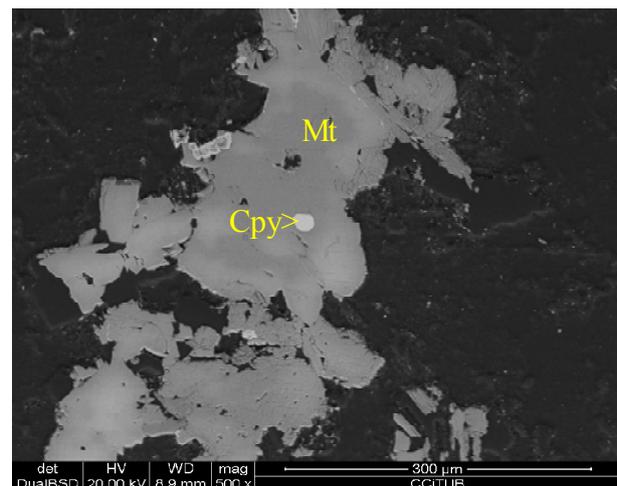


Figura 6.5.34. Metaperidotita con magnetita (Mt) con inclusiones de calcopirita (Cpy). Muestra B149, Agarazraz Lajdar. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 3.5.34. Metaperidotite with magnetite (Mt) with chalcopyrite inclusions (Cpy). Sample B149, Agarazraz Lajdar. SEM image, BSE mode.

análisis cualitativo con SEM-EDS demuestra que presenta en su composición pequeñas cantidades de Cr, Ti y V, que sugieren que la mena original era cromita (fig. 6.5.33).

Tanto la magnetita como los silicatos adyacentes contienen numerosas inclusiones de sulfuros. Estas inclusiones tienden a ser de bordes redondeados sugiriendo equilibrio textural con los minerales adyacentes, y pueden ser muy comunes dentro de un mismo grano de mineral, teniendo un diámetro aproximado de unas 100 micras.

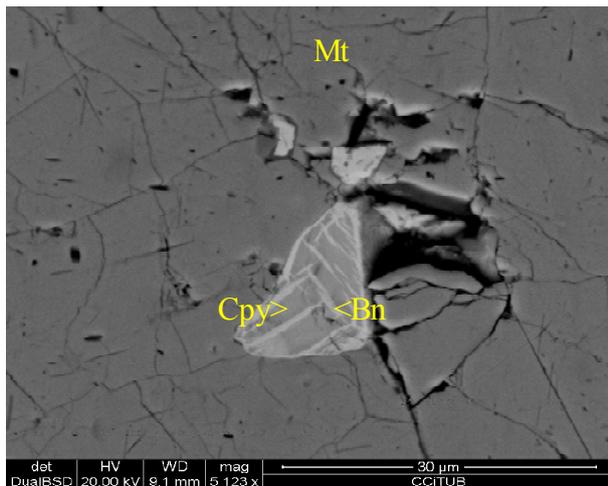


Figura 6.5.35. Calcopirita (Cpy) intercrecida con bornita (Bn) en inclusión en magnetita (Mt). Muestra B149, Agarazraz Lajdar. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.35. Magnetite (Mt) with a chalcopyrite inclusion (Cpy) intergrown with bornite (Bn). Sample B149, Agarazraz Lajdar. SEM image, BSE mode.

El sulfuro más común en el complejo es la calcopirita (fig. 6.5.35, 6.5.36), a menudo con intercrecimientos reticulares con bornita (fig. 6.5.35, 6.5.37). Estos sulfuros, a su vez, se ven reemplazados por sulfuros secundarios, como minerales del grupo de la calcosina (fig. 6.5.38) y covellina.

Pese a que por el momento no se han encontrado cantidades económicas de sulfuros, es importante tener en cuenta que estos sulfuros pueden ejercer el papel de colector para concentrar PGE.

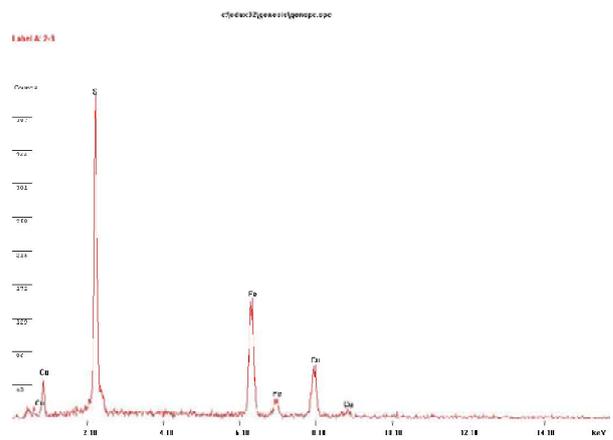


Figura 6.5.36. Análisis con EDS de la calcopirita de la imagen anterior.
Figure 6.5.36. EDS analysis of the chalcopyrite of the above image.

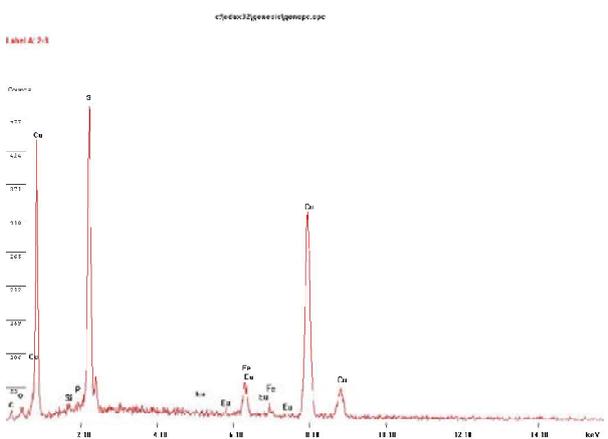


Figura 6.5.37. Análisis con EDS de la bornita de la imagen anterior.
Figure 3.5.37. EDS analysis of the bornite of the above image.

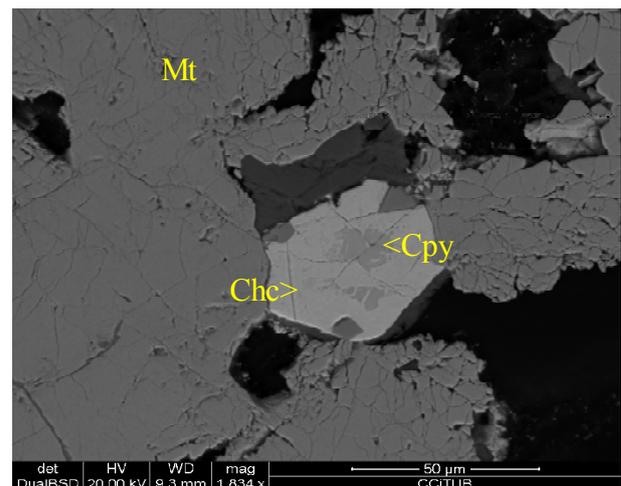


Figura 6.5.38. Calcopirita (Cpy) reemplazada por calcocita (Chc) en inclusión en magnetita (Mt). Muestra B149, Agarazraz Lajdar. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.38. Magnetite (Mt) with a chalcopyrite inclusion (Cpy) replaced by chalcocite (Chc). Sample B149, Agarazraz Lajdar. SEM image, BSE mode.

6.5.5. RECURSOS DE Cr Y PGE EN CROMITITAS

Los cuerpos de cromitas estratificadas del complejo de Bir Malhat son por sí mismos uno de los recursos minerales más importantes del Sáhara.

Como se sabe, la cromita es la principal fuente de cromo, un elemento de interés económico para la industria de los aceros, así como para importantes usos industriales (Papp, 1993).

Las cromitas se han clasificado clásicamente, en función del uso industrial al que van dirigidas, como refractarias (menos de 40% Cr_2O_3) y metalúrgicas (entre 40 y 46% Cr_2O_3), a las que Papp (1993) añade las químicas, con más de 46% de Cr_2O_3 .

Por otra parte, la explotabilidad de una mena depende de muchos otros factores aparte de la ley, como pueden ser la textura de la mena, el tipo de minerales acompañantes, la posible presencia de elementos penalizantes, etc.

Como se ha visto, la cromita de Bir Malhat forma cuerpos de acumulados constituidos mayoritariamente por cromita, con cristales inicialmente idiomórficos que por el metamorfismo tienden a desarrollar texturas de equilibrio entre ellos, y que pueden llegar a constituir más del 80% modal de la roca (fig.

6.5.39) formando capas que pueden tener varios metros de espesor, muchas veces parcialmente tapadas por las arenas del desierto. La roca encajante son casi siempre metaperidotitas muy alteradas, por lo que la mena es fácilmente extraíble.

Así pues, en el caso de Bir Malhat las reservas de cromita son enormes. Tan sólo en la zona de afloramientos del ala norte de la estructura, las capas de cromita se han podido seguir a lo largo de una estrecha franja durante más de 15 Km, si bien es difícil asegurar que se trata de la misma capa, y no se sabe hasta qué punto la capa no está desplazada por cizallas.

En todo caso, las reservas a la vista de este sector son muy grandes y se puede esperar recursos muy elevados. Si se calcula en una primera aproximación y de modo muy restrictivo las reservas a la vista de este sector, tomando como base la presencia de una capa de 15 km de longitud a un espesor promedio de sólo 1 m y tomando sólo 10 m de profundidad, aceptando una ley promedio del 50%, para una densidad de la mena promedio de 4,5 t/m³, se podría cubicar las reservas de mineral a la vista sólo en el sector norte en unas 330.000 t de mineral. No obstante, queda por calcular las reservas en el sector sur, cuya extensión se desconoce incluso de manera aproximada.

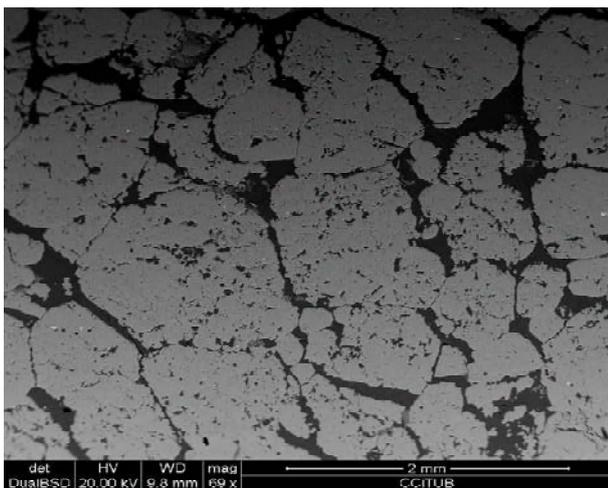


Figura 6.5.39. Acumulados de cromita con clinocloro intersticial. Muestra D15, zona N de Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.39. Chromite cumulates with interstitial clinocllore. Sample D15, zone N of Bir Malhat. SEM image, mode BSE.

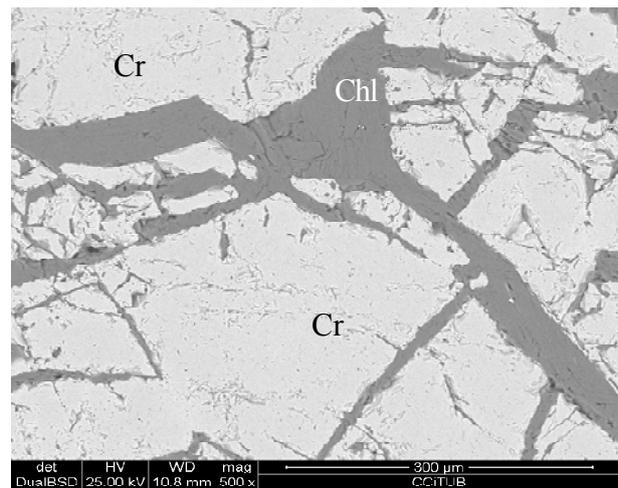


Figura 6.5.40. Detalle de la clorita (Chl) intersticial entre cromita (Cr). Muestra B92, Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.40. Detail of chlorite (Chl) interstitial among chromite (Cr). Sample B92, Bir Malhat. SEM image, mode BSE.

En cuanto a su composición, como se recordará la cromita de Bir Malhat es de composición intermedia entre el polo de cromita y el de la hercinita, presentando solamente un ligero componente de magnesiocromita, quedando por tanto sus composiciones en su inmensa mayoría dentro del campo composicional de la cromita s.s. (cromitas ricas en cromo también llamadas «cromitas metalúrgicas», típicas pero no exclusivas de contextos de depósitos de cromita estratiforme).

No obstante, la composición química de la cromita de Bir Malhat analizada con microsonda electrónica hasta el momento contiene sólo entre un 31 y un 46% en peso de Cr_2O_3 , aunque en su mayoría presentan más de 35% en peso de Cr_2O_3 (Bach, 2012).

Por consiguiente, aunque la inmensa mayoría de las cromitas queda dentro del campo de las cromitas s.s., y se encuentran en depósitos estratiformes, en los que cabría esperar que predominasen las cromitas metalúrgicas, como puede verse y de acuerdo con esta clasificación, debemos encuadrar a la mayoría de las cromitas de Bir Malhat dentro del campo refractario, aunque algunas de ellas quedan en el campo metalúrgico; en cambio, ninguna de ellas queda en el dominio de las cromitas químicas. La razón de que se haya dado esta aparente pérdida de grado de Cr estriba en que buena parte del Fe se encuentra en la posición del Al en forma de Fe trivalente, desplazando al Cr.

Como también se recordará, el clinocloro intersticial es crómico (de la variedad k ammererita, fig. 6.5.40) y con este mineral a menudo se asocian cristales de rutilo asimismo rico en Cr, casi siempre alterado a titanita en el contacto con el clinocloro (fig. 6.5.41). El contenido en Cr de todos estos minerales, sin duda, ha sido extraído de la cromita, partiéndose hacia los minerales encajantes, lo que indicaría que el metamorfismo ha sido un mecanismo desvalorizador de las leyes de Cr en la cromita, puesto que el Cr retenido en estos minerales no es beneficiable económicamente en la actualidad.

Así pues, esta pérdida de leyes de Cr_2O_3 viene determinada por el metamorfismo

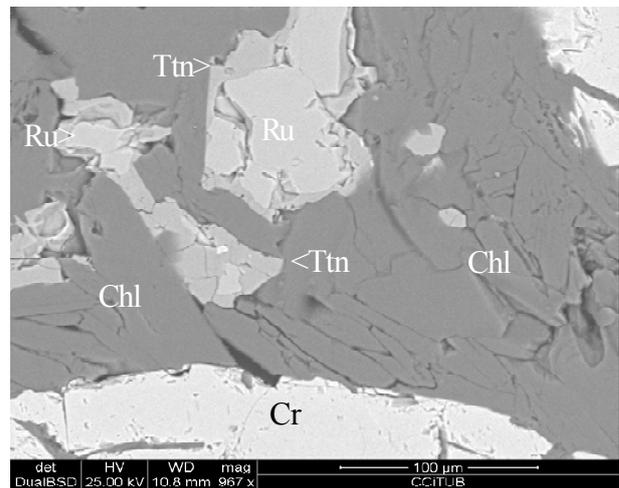


Figura 6.5.41. Rutilo (Ru) reemplazado por titanita (Ttn) con clorita (Chl) entre cromita (Cr). Muestra B92, Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 6.5.41. Rutile (Ru) replaced by titanite (Ttn) with chlorite (Chl) between chromite (Cr). Sample B92, Bir Malhat. SEM image, mode BSE.

regional que han sufrido estos depósitos en la facies anfibolita, de modo que parte del cromo ha sido desplazado desde la red cristalina de la cromita hacia las redes de la clorita o las de los anfiboles de la roca encajante. No obstante, una parte del cromo extraído de la cromita ha pasado a las soluciones hidrotermales asociadas tanto con el metamorfismo como con las cizallas. Como se recordará, hay un transporte efectivo de cromo en las zonas de cizalla Del Sáhara Occidental, puesto que en Miyec hemos visto que las micas asociadas a las zonas de alteración de las cizallas regionales están enriquecidas en Cr a cientos de kilómetros de distancia de los cuerpos ultrabásicos de Bir Malhat, los únicos cuerpos que podrían haber sido la fuente de este metal.

Pese a estos factores negativos, la proporción total de los minerales de ganga nunca sobrepasa el 20% modal, de modo que no constituyen un penalizante significativo de cara a la concentración de la cromita. Además, la cromita es relativamente pura y su tamaño de grano acostumbra a ser homogéneo; además, la cromita casi siempre se encuentra rodeada de material fácilmente disgregable (clorita), lo que puede favorecer la trituración de las menas.

Aparte de la propia cromita, los niveles de cromitas pueden tener un valor añadido por tener mineralizaciones de elementos del grupo del platino (PGE).

Hasta el momento, el estudio sistemático con SEM-EDS de los niveles de cromita ha revelado que prácticamente todas las muestras analizadas de los mismos contienen cromita con inclusiones de pequeños cristales de minerales del grupo del platino (fig. 6.5.42, 6.5.43), muy notoriamente términos intermedios de la serie laurita (RuS_2)-

erlichmanita (OsS_2), típicamente ligeramente más ricos en Ru (por tanto, más cercanos al término extremo laurita y, por la regla del 50% de la IMA, clasificables como laurita; fig. 6.5.44).

Esta laurita se encuentra aparentemente de dos maneras de presentarse, que se corresponden con dos generaciones diferentes: la precoz y la tardía.

La laurita precoz (laurita 1) aparece como cristales idiomórficos incluidos dentro de la cromita más interna (cromita 1, fig. 6.5.42 a

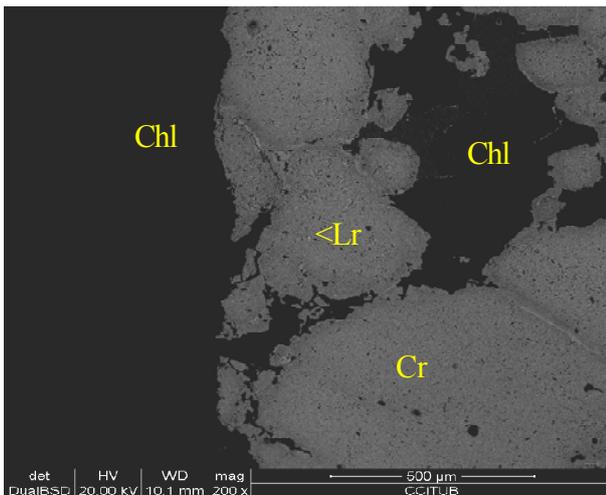


Figura 6.5.42. Cristal de cromita (Cr) entre clorita (Chl), con inclusiones de laurita (Lr). Muestra Bj81, Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.42. Chromite crystal (Cr) in chlorite (Chl), with laurite (Lr) inclusions. Sample Bj81, Bir Malhat. SEM image, BSE mode.

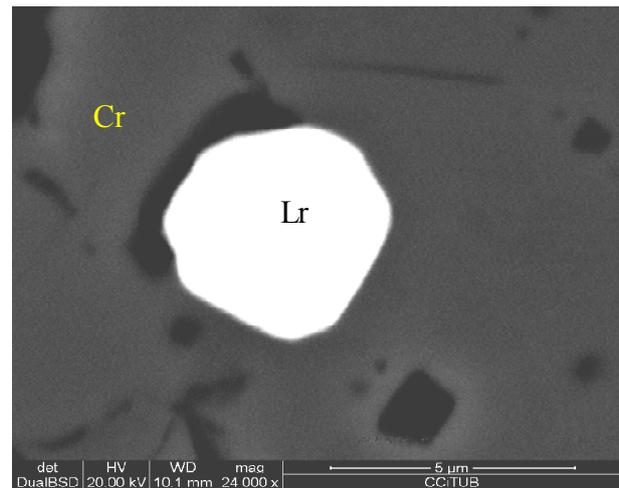


Figura 6.5.43. Detalle del cristal anterior, nótese la forma cúbica del mismo.
Figure 6.5.43. Detail of the above crystal; note its cubic shape.

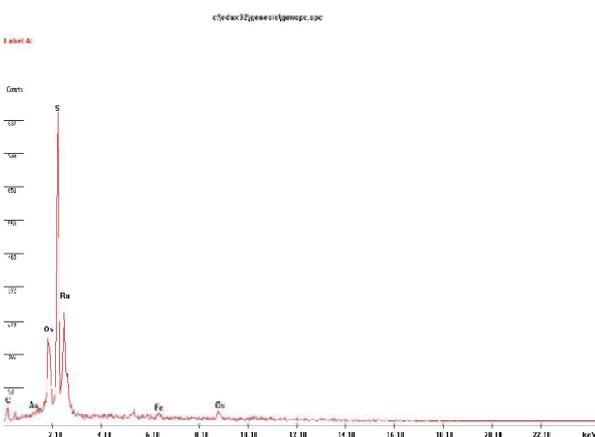


Figura 6.5.44. Espectro de EDS del cristal de la serie laurita-erlichmanita de la imagen anterior, posiblemente laurita.
Figure 6.5.44. EDS spectrum of the crystal of the laurite-erlichmanite series of the above image, possibly laurite.

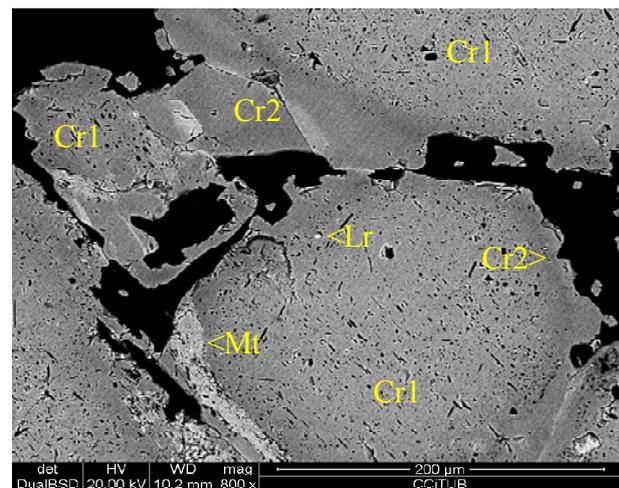


Figura 6.5.45. Laurita 1 (Lr1) entre 2 generaciones de cromita (Cr1 y Cr2) y magnetita (Mt). Muestra Bj81, Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.45. Laurite 1 (Lr1) among 2 chromite generations (Cr1 and Cr2) and magnetite (Mt). Sample Bj81, Bir Malhat. SEM image, BSE mode.

6.5.49). Estos cristales quedan casi siempre incluidos dentro de la propia cromita, pero a menudo se sitúan en las proximidades de porosidad dentro de la cromita primaria (con forma de cristales negativos (p. ej., fig. 6.5.43).

Estos cristales tienen un tamaño de grano muy fino pero muy constante, casi siempre en el orden de 5 micras de diámetro. La forma de estos cristales puede ser de cubo (fig. 6.5.47), de octaedro o de pentadodecaedro (fig. 6.5.49), o combinaciones de las mismas

(fig. 6.5.43); no se distinguen maclas de ningún tipo en los mismos; tampoco se identifican inclusiones de otros minerales en los mismos. Aparentemente no presentan zonación y parecen ser totalmente homogéneos.

Tampoco se distingue productos de alteración de estos cristales.

Estos cristales de laurita de tipo 1 se podrían haber formado por cristalización precoz en condiciones magmáticas, anteriormente a la cristalización de la propia cromita.

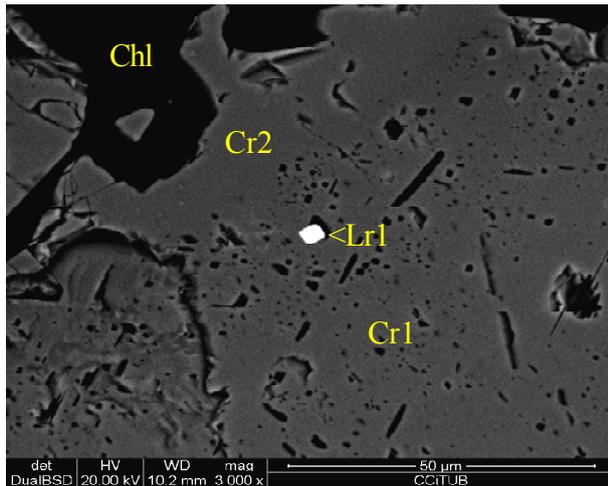


Figura 6.5.46. Cristal de cromita 1 (Cr1) entre clorita (Chl), con laurita 1 (Lr1). Muestra Bj81, Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 6.5.46. Chromite 1 crystal (Cr1) in chlorite (Chl), with laurite 1 (Lr1) inclusions. Sample Bj81, Bir Malhat. SEM image, BSE mode.

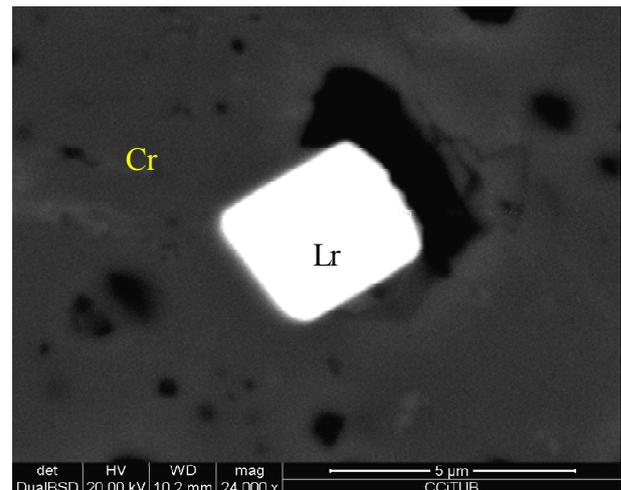


Figura 6.5.47. Detalle del cristal de laurita tipo 1 anterior, nótese la forma cúbica idiomórfica del mismo.

Figure 6.5.47. Detail of the above laurite crystal; note its idiomorphic cubic shape.

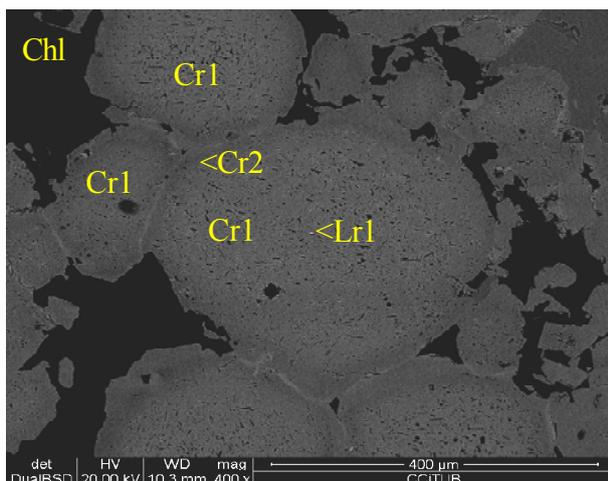


Figura 6.5.48. Cristal de cromita 1 (Cr1) entre clorita (Chl), con laurita 1 (Lr1). Muestra Bj81, Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 6.5.48. Chromite 1 crystal (Cr1) in chlorite (Chl), with laurite 1 (Lr1) inclusions. Sample Bj81, Bir Malhat. SEM image, BSE mode.

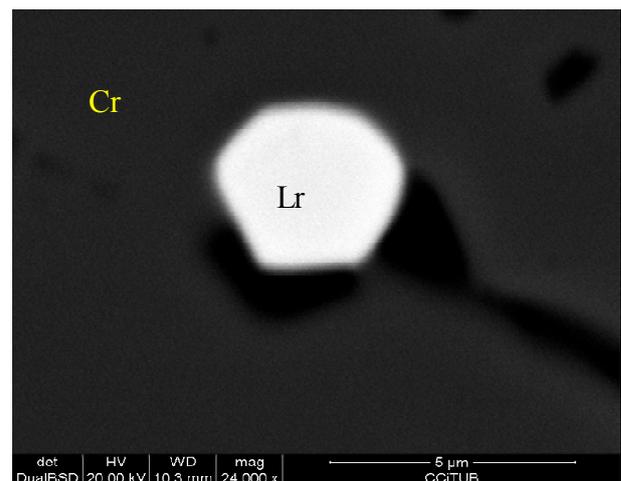


Figura 6.5.49. Detalle del cristal de laurita tipo 1 anterior, nótese la forma cúbica idiomórfica del mismo.

Figure 6.5.49. Detail of the above laurite crystal; note its idiomorphic cubic shape.

La segunda generación de laurita (laurita 2) aparece asociada a la cromita de la segunda generación (la del borde externo de los cristales de cromita, fig. 6.5.50 a 6.5.51), pero también puede encontrarse en el contacto de la cromita de la segunda generación con la clorita encajante (fig. 6.5.52, 6.5.53) e incluso ha llegado a observarse como inclusiones dentro de la clorita. Por otra parte, esta generación de laurita forma cristales alotriomórficos, generalmente de forma

redondeada o elipsoidal (fig. 6.5.51) pero también de forma irregular (fig. 6.5.53).

En estos cristales no se observan tampoco variaciones composicionales o zonaciones internas, y su composición parece homogénea aunque posiblemente está ligeramente más enriquecida en rutenio que la de la primera generación (fig. 6.5.54).

Como en el caso anterior, tampoco se observa maclado en estos cristales, pero sí que parece que pueden contener inclusiones

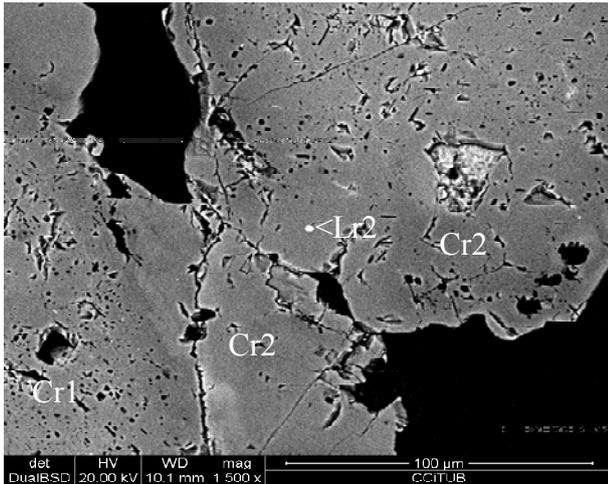


Figura 6.5.50. Cristal de cromita 1 (Cr1) envuelta con cromita 2 (Cr2), con laurita 2 (Lr2). Muestra Bj81, Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.50. Chromite 1 crystal (Cr1) rimmed by chromite 2 (Cr2), with laurite 2 (Lr2) inclusions. Sample Bj81, Bir Malhat. SEM image, BSE mode.

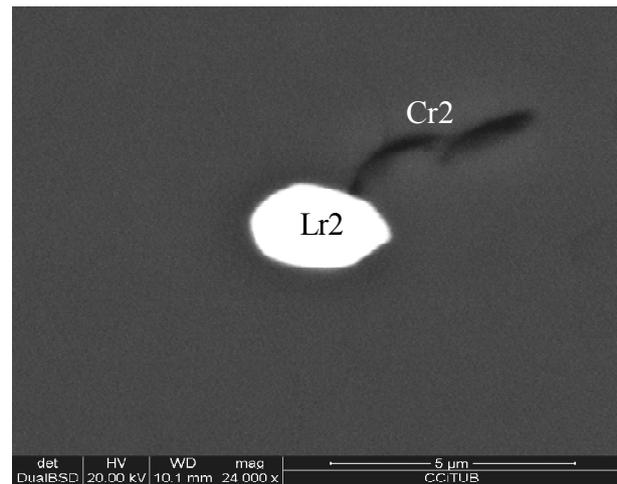


Figura 6.5.51. Detalle del cristal anterior de laurita tipo 2, nótese la forma alotriomórfica del mismo.
Figure 6.5.51. Detail of the above type 2 laurite crystal; note its allotriomorphic shape.

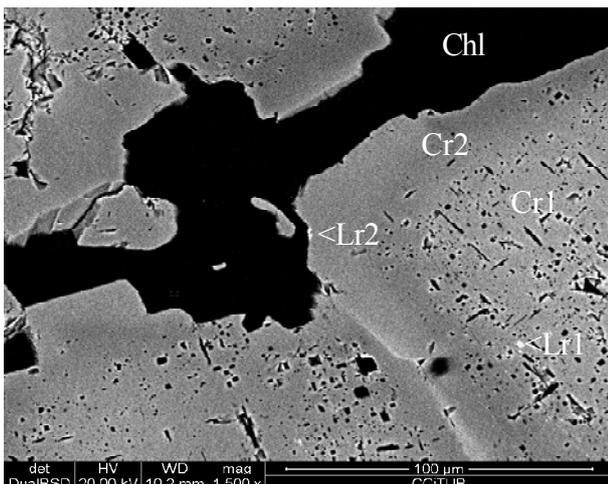


Figura 6.5.52. Cristal de cromita 1 (Cr1) envuelta con cromita 2 (Cr2), con laurita 2 (Lr2). Muestra Bj81, Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.52. Chromite 1 crystal (Cr1) rimmed by chromite 2 (Cr2), with laurite 2 (Lr2) inclusions. Sample Bj81, Bir Malhat. SEM image, BSE mode.

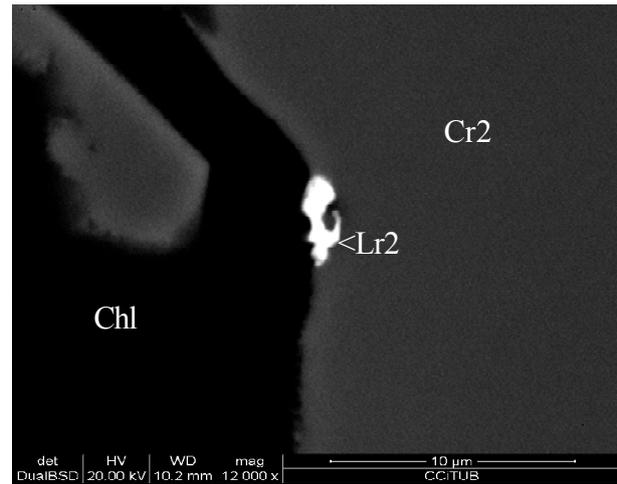


Figura 6.5.53. Detalle del cristal de laurita tipo 2 anterior, a remarcar que está en contacto con la clorita.
Figure 6.5.53. Detail of the above laurite crystal; note it is in direct contact with the hosting chlorite.

de otros minerales, especialmente de las cloritas del encajante (fig. 6.5.53).

Por consiguiente, no parece que se trate de la misma generación de laurita, pero hace falta esperar a tener análisis de microsonda electrónica para avalar esta hipótesis.

Finalmente, se han encontrado escasos minerales de los platinoides de tipo Pt-Pd, uno de los cuales es un término intermedio de la serie braggita-vysotskita ([PtPdNi]S-[PdPtNi]S). Estos minerales están asociados

con los cristales de laurita tipo 1 y aparecen como granos alotriomórficos adjuntos a los mismos, posiblemente de forma epitáctica (fig. 6.5.55, 6.5.56), con tamaño de grano inferior a 5 micras. El análisis químico cualitativo de los mismos mediante espectro de energías de rayosX (EDS) sugiere que se trata de miembros de la serie más ricos en Pd que en Pt, por lo tanto más próximos al extremo vysotskita (fig. 6.5.57). La presencia de Ni en el análisis excluye que se trate de cooperita.

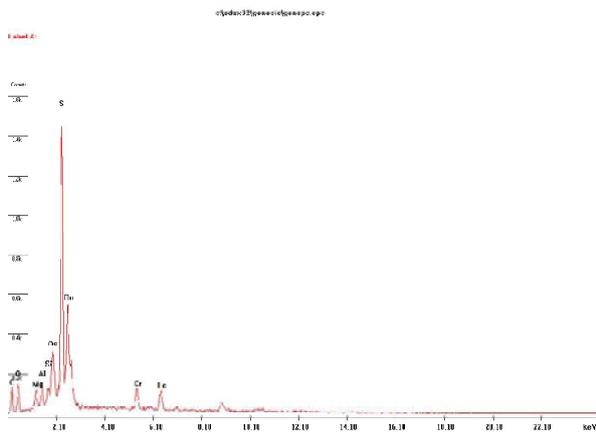


Figura 6.5.54. Espectro de EDS del cristal de la serie laurita-erlichmanita de la segunda generación de la imagen anterior.
Figure 6.5.54. EDS spectrum of the crystal of the laurite-erlichmanite series of the second generation of the above image.

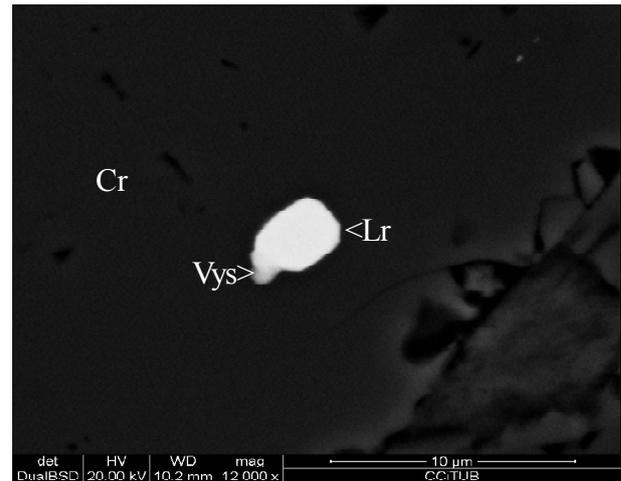


Figura 6.5.55. Cristal de cromita (Cr) con inclusiones de laurita (Lr) y de vysotskita (Vys). Muestra Bj81, Bir Malhat. Imagen de SEM, modo BSE.
Figure 6.5.55. Chromite crystal (Cr) with inclusions of laurite (Lr) and vysotskite (Vys). Sample Bj81, Bir Malhat. SEM image, BSE mode.

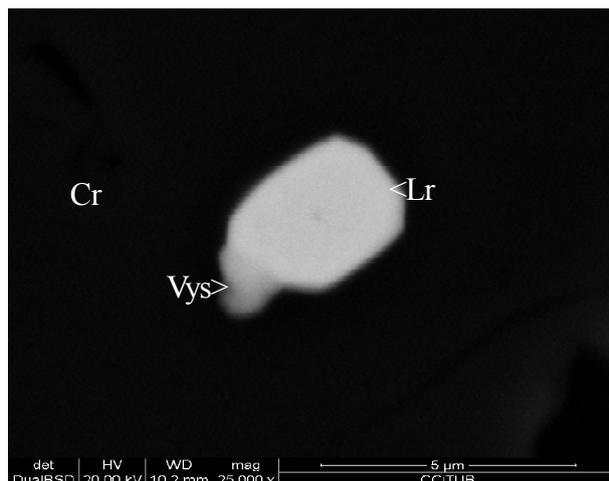


Figura 6.5.56. Detalle de la imagen anterior.
Figure 6.5.56. Detail of the above image.

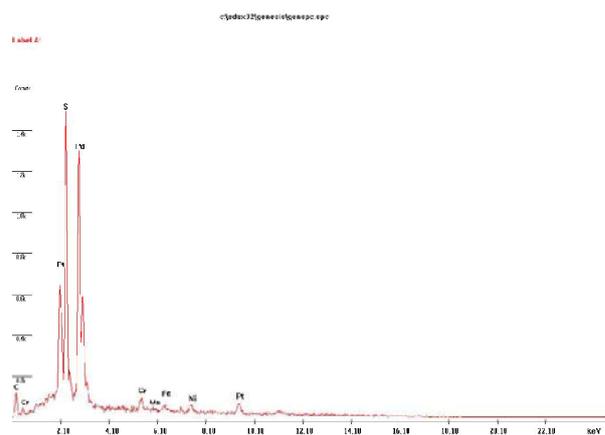


Figura 6.5.57. Espectro de EDS del cristal de la serie braggita-vysotskita de la imagen anterior.
Figure 6.5.57. EDS spectrum of the crystal of the braggite-vysotskite series of the above image.

Los depósitos estratiformes de cromititas y las mineralizaciones de PGE asociadas han sido consideradas como generadas en dominios continentales anorogénicos, y encajan los mayores recursos de Cr del mundo y buena parte de los de PGE (Schulte et al., 2010).

La presencia de minerales del grupo de la laurita-erlichmanita en cromititas no es un hecho aislado, y han sido encontrados en numerosos depósitos de cromita a nivel mundial, tanto podiformes como estratiformes, formando parte de los recursos de este tipo de mineralización (Schulte et al., 2010).

De este modo, como ejemplos de mineralizaciones podiformes de cromita con estos minerales puede citarse Othrys, Grecia (Garuti et al., 1999). Como ejemplos de mineralizaciones de PGE en cromititas estratiformes pueden reseñarse Bird river sill en Manitoba en Canada (Ohnenstetter et al., 1986), Stillwater en Montana en USA (Talkington y Lipin, 1986), Bushveld en Sudáfrica (Maier et al., 1989; Maier y Barnes, 1999; Maier et al., 1999) o Kapalagulu en Tanzania (Wilhelmij y Cabri, 2015). Por lo común, los minerales de la serie laurita-erlichmanita aparecen en todos estos depósitos en forma de cristales idiomórficos como inclusiones en cromita y aparentemente corresponden a una cristalización muy precoz (Campbell et al., 1993), y se ha demostrado experimentalmente que esta hipótesis es factible (Brenan y Andrews, 2001).

Por otra parte, los cuerpos de cromititas de Bir Malhat guardan ciertas similitudes con los cuerpos de cromititas que se encuentran en el complejo estratificado de Bushveld en Sudáfrica (Hatton y von Gruenewaldt, 1987); en particular, se asemejan con el cuerpo de cromititas UG2 en que éste contiene asimismo abundantes concentraciones de elementos del grupo del platino, particularmente ricos en Ru y Os (McLaren y De Villiers, 1982). No obstante, en detalle puede comprobarse cómo el nivel UG2 contiene una matriz de plagioclasa (Mathez y Mey, 2005), mientras que en el caso de Bir Malhat la matriz de las cromititas es anfibólica o clorítica y ha sido interpretada en esta tesis como el resultado de metamorfismo y alteración hidrotermal de piroxenitas y cromititas piroxénicas.

La génesis de los cuerpos de cromititas de los complejos estratiformes en general, y el UG2 en particular, ha sido explicada a partir de varios mecanismos, como cambios en la presión en la cámara magmática (Cameron, 1977, Lipin, 1993), variaciones en la fO_2 (Cameron y Desborough, 1969; Ulmer, 1969), mezcla de magmas con diferente fO_2 (Murck y Campbell, 1986) y cambios en la actividad de SiO_2 (Irvine, 1975), si bien el modelo más aceptado es el de Irvine (1977a, b), desarrollado en Irvine et al. (1983), que propone que los cuerpos de cromititas se forman por mezclas de magmas de diferente contenido de SiO_2 en una cámara magmática. Finalmente, algunos autores proponen tomar en cuenta el incremento de SiO_2 que puede producirse mediante procesos de asimilación crustal, aspecto que ha sido comprobado con el análisis de isótopos radiogénicos de Sr y de Re (Schoenberg et al., 1999; Maier et al., 2000) o de inclusiones de fundido (Spandler et al., 2005). No obstante, otros autores proponen que las inclusiones fluidas encontradas no están directamente relacionadas con el magma que cristalizó la cromita, sino que son debidas a procesos subsolidus en la propia cámara magmática (Nicholson y Mathez, 1991). Finalmente, Mondal y Mathez (2007) proponen que al menos parte de la cromita podría haber cristalizado como liquidus antes de la intrusión magmática; este modelo no es aceptado por Naldrett et al. (2012) en base a la homogeneidad de la composición de la cromita a lo largo de decenas de kilómetros.

En muchos de estos depósitos los minerales de EGP aparecen como cristales de tamaño de grano muy fino. Precisamente el tamaño de grano reducido ha sido un factor que durante muchos años ha limitado la explotabilidad de los minerales del grupo del platino en algunos depósitos, como en el caso precisamente del horizonte UG2 en Bushveld, Sudáfrica. Este horizonte presenta una potencia muy variable, en el orden métrico, y consta de cromitita masiva, en la que hay disseminaciones de minerales del grupo del platino. Evidentemente, separar los minerales del grupo del platino de una ganga muy dura y

refractaria como lo es la cromita ha generado problemas de tipo mineralotécnico durante muchos años, que imposibilitaban la explotación de los recursos de estos metales. Este mismo tipo de problema puede explicar el hecho de que, pese a presentar una mineralización muy evidente de PGE, identificable en el análisis con SEM, los análisis de los laboratorios comerciales a los que se ha mandado muestras de cromititas de Bir Malhat retornen hasta el momento valores de PGE en el rango de tan sólo algunas pocas decenas de ppb (datos no publicados, comunicación personal de Caedmon Marriott, Hanno Res.).

La mayor parte de autores proponen que los PGE se formaron conjuntamente con la cromita y los sulfuros asociados durante la cristalización magmática (Peach y Mathez, 1996; Mathez, 1999; Maier 2005).

Por otra parte, las variaciones composicionales que pueda haber a lo largo del depósito en cuanto a la relación Os/Ru son interpretadas como producidas por variaciones en la fugacidad de S del magma o por variaciones en la proporción de Os/Ru en el magma que estaba cristalizando (Garuti et al., 1999); otros autores sugieren que pueden deberse a la interacción con fluidos magmáticos (Ohnenstetter et al., 1986; Boudreau y McCallum, 1992a,b).

No obstante, la presencia de laurita con texturas alotriomórficas en las zonas externas de la cromita y en asociación con los minerales secundarios abre un interrogante sobre la posibilidad de que los EGP hayan sido removilizados, al menos en parte, por los fluidos hidrotermales. Ello conduciría, inevitablemente, a la pérdida de contenido de PGE en la roca. Similares problemas han sido identificados en otros depósitos de todo el mundo, como en Stillwater en Montana en USA (Polovina et al., 1984).

Cabe tener en cuenta, de todos modos, que los PGE no sólo aparecen como minerales propios, sino que en ocasiones pueden quedar ocultos en las estructuras de algunos otros minerales, muy particularmente, de algunos sulfuros u otros minerales de menas (Naldrett y Lehmann, 1988).

Como puede observarse, en los niveles de cromititas analizados en Bir Malhat los IPG (elementos del subgrupo del iridio, Os, Ir, Ru) son muchísimo más comunes que los del PPG (elementos del subgrupo del platino, Pt, Pd, Rh). De hecho, en numerosos complejos estratiformes se da un enriquecimiento en IPG en las cromititas más basales, mientras que las mineralizaciones de PGE en los niveles estratigráficos más superiores están enriquecidas en PPG, como en Bushveld (Maier y Barnes, 1999). Para Brennan y Andrews (2001) este enriquecimiento se debe a un fraccionamiento producido por la cristalización precoz de los IPG durante los estadios iniciales de cristalización de estos complejos.

No obstante, otros estudios señalan que los PGE en general son transportables por fluidos hidrotermales de alta salinidad en forma de complejos clorurados, y algunos autores señalan que esto puede explicar el empobrecimiento de algunos PGE en algunos depósitos o, al menos, en algunos sectores de estos depósitos (p.ej., Hanley et al., 2005).

En este sentido, cabe recordar que en el depósito de Bir Malhat se ha producido un metamorfismo en facies anfibolitas, que ha retrogradado la asociación inicial a paragénesis ricas en minerales hidratados de baja temperatura, como epidota, clorita o anfíboles de varias generaciones, incluso prehnita. La propia cromita, como hemos visto, está fuertemente recristalizada. Por consiguiente, es evidente que en Bir Malhat se ha dado una circulación de fluidos hidrotermales a gran escala, lo que puede implicar que se haya producido una removilización de los elementos del grupo del platino, que puede haber sido más o menos selectiva según se trate de IPG o de PPG.

Por todo ello, es importante, de cara a una evaluación de los recursos de PGE de Bir Malhat, realizar en este depósito en el futuro estudios sistemáticos de distribución de los PGE en perfiles estratigráficos muy detallados (químicos y mineralógicos), habiendo procedido previamente a un estudio estructural también detallado para asegurar que no se midan repeticiones en la serie.

6.5.6. MINERALIZACIONES DE SULFUROS EN GABROS Y PEGMATITAS GABROICAS

Los cuerpos de gabros de Bir Malhat acostumbran a presentar diseminaciones de sulfuros, generalmente de tamaño de grano fino (menos de 1 mm de diámetro). Aunque la proporción de los mismos no es muy elevada (casi siempre a nivel de minerales trazas, menos del 0,5% modal), en algunas ocasiones la proporción puede ser más elevada, aunque siempre por debajo del 2% modal.

Los sulfuros diseminados en los tramos de gabros aparecen en proporciones muy variables en diferentes intervalos de la secuencia de gabros y anortositas, siendo más comunes en los primeros. Se desconoce la extensión lateral de los niveles mineralizados, pero su espesor vertical es del orden métrico a decamétrico.

Los sulfuros más comunes en estas rocas acostumbran a ser pirita y pirrotina, con eventuales pequeñas cantidades de calcopirita y pentlandita.

La pirita forma cristales que, a menudo, pueden ser idiomórficos, alcanzando tamaño milimétrico, asociados en todo caso con minerales típicamente hidrotermales, como

anfíboles, clorita, epidotas o sericita (fig. 6.5.58 a 6.5.65). Puede estar parcialmente reemplazada por goethita.

La pirrotina aparece diseminada entre los silicatos, especialmente minerales del grupo de la epidota, en cristales alotriomórficos de tamaño de grano muy fino, a menudo asociados con calcopirita (fig. 6.5.66). La calcopirita, asimismo alotriomórfica y de tamaño de grano muy fino comparte asociación con el mismo tipo de silicatos (fig. 6.5.65, 6.5.66) y puede estar parcialmente reemplazada por sulfuros supergénicos como calcosina, bornita o covellina.

Finalmente, la pentlandita ($(Fe,Ni)_9S_8$), una mena importante de Ni, en Bir Malhat es mucho más escasa que los anteriores sulfuros, pero se ha localizado en cristales de tamaño de grano muy fino en asociación con calcopirita, en cristales alotriomórficos, asimismo en posición intersticial entre minerales secundarios (fig. 6.5.67).

Pese a que estos sulfuros aparezcan tan sólo en estas pequeñas cantidades y pese a que no se han localizado minerales importantes de interés económico hasta el momento, no deja de ser interesante, desde el punto de vista metalogenético, que exista una proporción significativa, aunque reducida, de sulfuros en

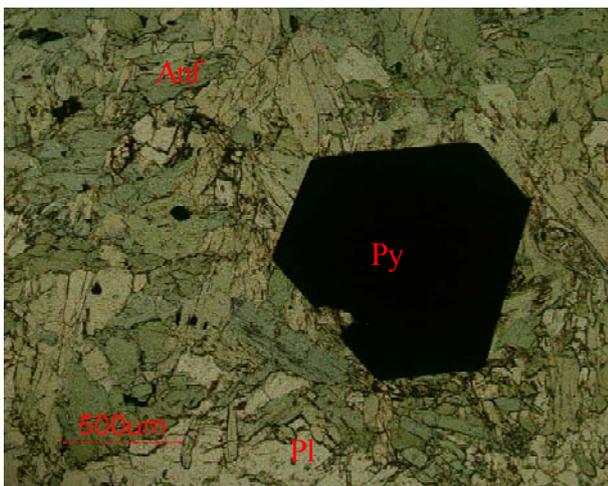


Figura 6.5.58. Aspecto en lámina delgada de un metagabro, con anfíbol verde (anf), plagioclasa (Pl) y pirita (Py). Muestra B40, Bir Malhat. Luz transmitida, PPL.

Figure 6.5.58. Aspect in thin section of a metagabbro, with green amphibole (anf), plagioclase (Pl) and pyrite (Py). Sample B40, Bir Malhat. Transmitted light, PPL.

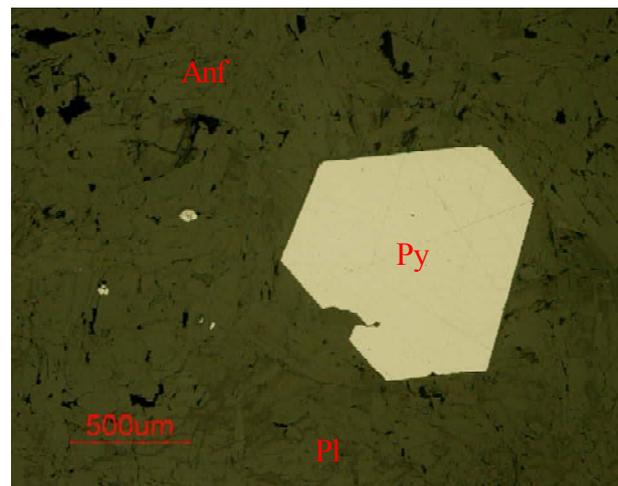


Figura 6.5.59. La imagen anterior, en luz reflejada, en PPL.

Figure 6.5.59. The above sample in reflected light, PPL.

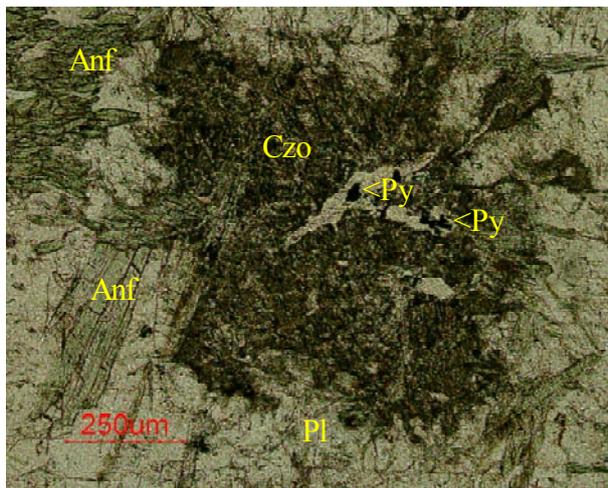


Figura 6.5.60. Aspecto en lámina delgada de un metagabro, con anfíbol verde (anf), plagioclasa (Pl), clinzoisita (Czo) y pirita (Py). Muestra B40, Bir Malhat. Luz transmitida, PPL.

Figure 6.5.60. Aspect in thin section of a metagabbro, with amphibole (anf), plagioclase (Pl), sericite (Ser) and pyrite (Py). Sample B40, Bir Malhat. Transmitted light, PPL.

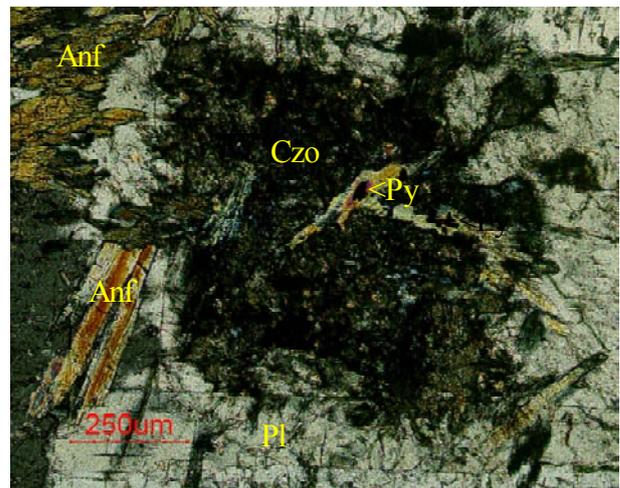


Figura 6.5.61. Aspecto de la muestra anterior en nicóles cruzados. Nótese la asociación de los sulfuros con minerales secundarios.

Figure 6.5.61. Aspect of the above association in crossed polars. Note the association of sulphides with secondary minerals.

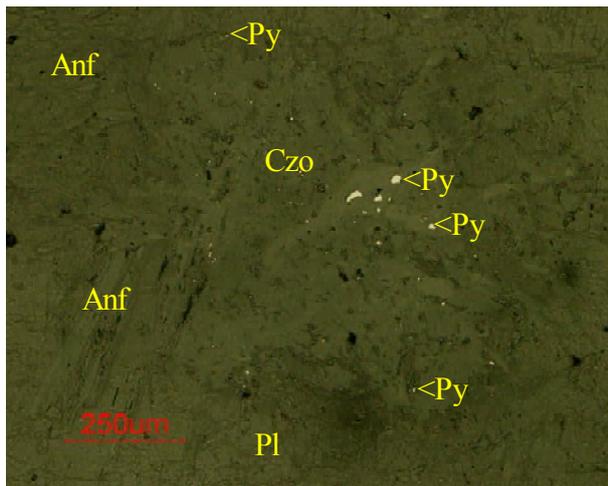


Figura 6.5.62. La muestra anterior con luz reflejada, PL. Nótese la abundancia de sulfuros de grano muy fino asociados con clinzoisita (Czo).

Figure 6.5.62. The above sample in reflected light, PPL. Note the abundance of fine-grained sulphides scattered in clinzoisite (Czo).

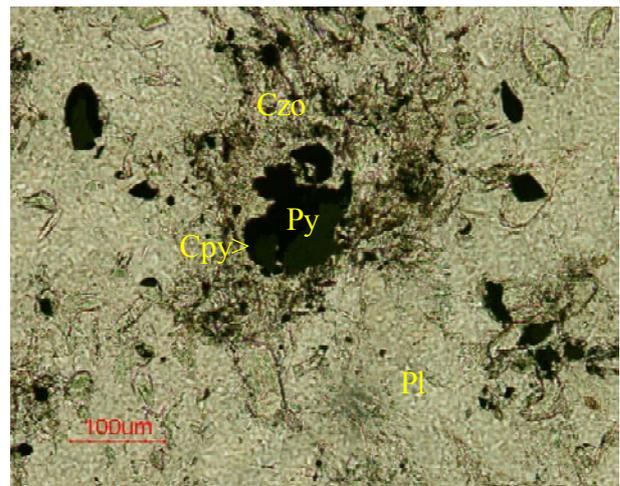


Figura 6.5.63. Metagabro, con plagioclasa (Pl) alterada a clinzoisita (Czo) con pirita (Py) y calcopirita (Cpy). Muestra B40, Bir Malhat. Luz transmitida, PPL.

Figure 6.5.63. Aspect in thin section of a metagabbro, with green amphibole (anf), plagioclase (Pl) and pyrite (Py). Sample B40, Bir Malhat. Transmitted light, PPL.

los gabros. Es todavía especialmente más interesante teniendo en cuenta que estos minerales se identifican muy fácilmente en el campo, pues su presencia puede indicar que ha habido una contaminación de azufre que podría favorecer la precipitación de platinoides, o que estos elementos pueden

haber sido transportados por soluciones hidrotermales.

De este modo, se conocen concentraciones de PGE en otros complejos estratiformes de todo el mundo directamente relacionados con zonas enriquecidas en sulfuros, que no se distinguen del resto de los

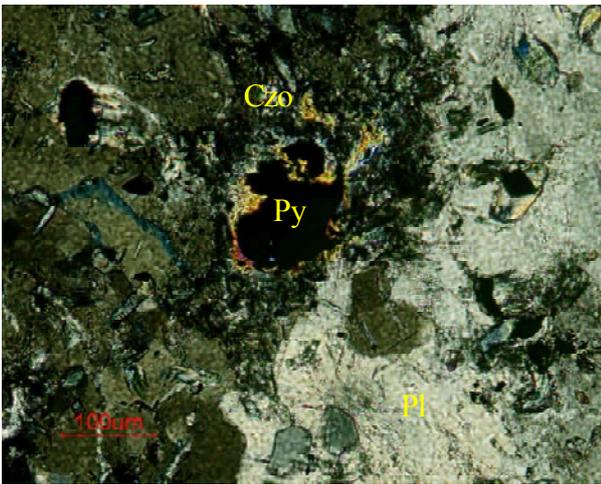


Figura 6.5.64. Aspecto en lámina delgada de un metagabro, con anfíbol verde (anf), plagioclasa (Pl) y pirita (Py). Muestra B40, Bir Malhat. Luz transmitida, PPL.

Figure 6.5.64. Aspect in thin section of a metagabbro, with green amphibole (anf), plagioclase (Pl) and pyrite (Py). Sample B40, Bir Malhat. Transmitted light, PPL.

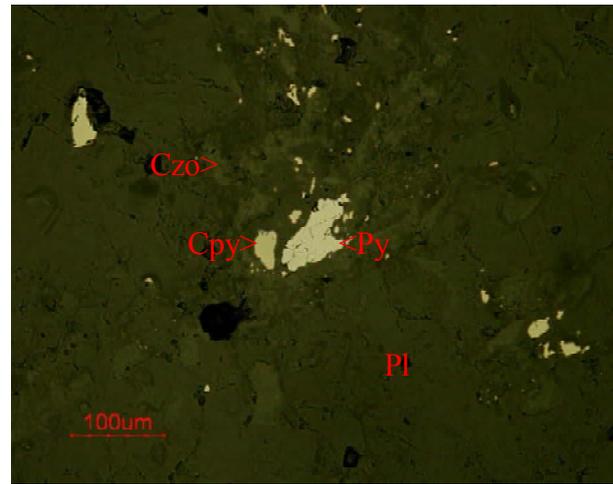


Figura 6.5.65. La muestra anterior con luz reflejada, PL. Nótese la abundancia de sulfuros de grano muy fino asociados con clinozoisita (Czo) reemplazando plagioclasa (Pl).

Figure 6.5.65. The above sample in reflected light, PPL. Note the abundance of fine-grained pyrite (Py) and chalcopyrite (Cpy) in clinozoisite (Czo) replacing plagioclase (Pl).

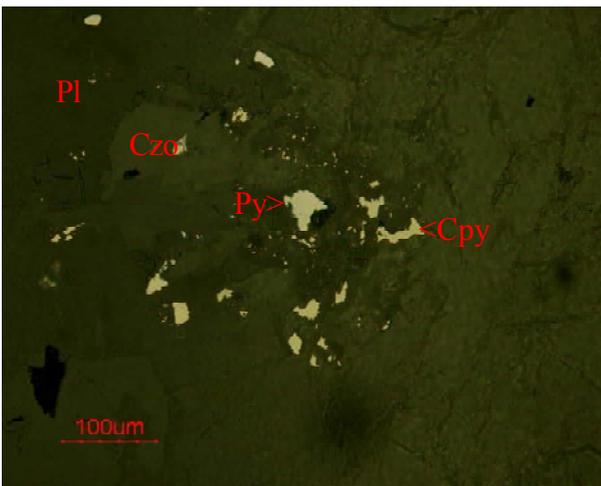


Figura 6.5.66. Similar asociación con luz reflejada, PL. Nótese la abundancia de sulfuros de grano muy fino asociados con clinozoisita (Czo) reemplazando plagioclasa (Pl).

Figure 6.5.66. Similar association in reflected light, PPL. Note the abundance of fine-grained pyrite (Py) and chalcopyrite (Cpy) in clinozoisite (Czo) replacing plagioclase (Pl).

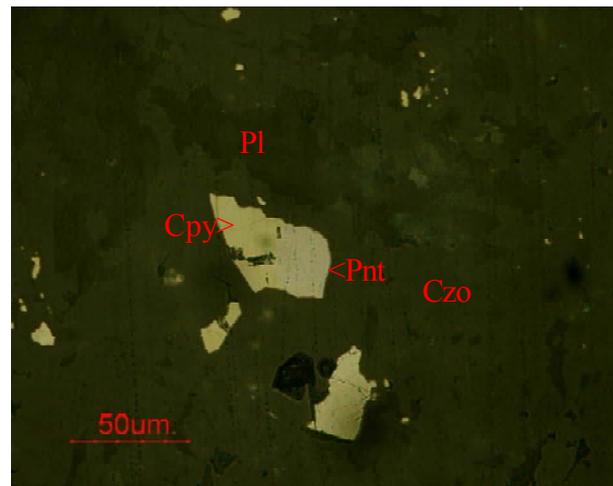


Figura 6.5.67. Similar asociación con luz reflejada, PL. Nótese la abundancia de sulfuros de grano muy fino asociados con clinozoisita (Czo) reemplazando plagioclasa (Pl).

Figure 6.5.67. Similar association in reflected light, PPL. Note the abundance of fine-grained pyrite (Py) and chalcopyrite (Cpy) in clinozoisite (Czo) replacing plagioclase (Pl).

cuerpos excepto por la presencia de una pequeña proporción de sulfuros. En este caso, sólo el análisis geoquímico o un estudio mineralógico muy detallado llega a poner de relieve la presencia de platinoides. Un ejemplo de este tipo de asociación se da en el J-M reef en Stillwater, Montana en USA, donde llegan

a reconocerse concentraciones de 22.3 ppm de PGE sobre un espesor de 2.1 m, en un horizonte que puede reseguirse a lo largo de más de 5 km (Todd et al., 1982). En estos horizontes la proporción de Pt/Pd es del orden de 1/3,5. Cabe destacar, además, que en estos horizontes predominan Pd, Pt y Rh sobre Ir, Ru, Os.



Figura 6.5.68. Aspecto en muestra de mano de una pegmatita gabroica recristalizada, con anfíbol (anf), plagioclasa (Pl) y pirita (Py). Muestra Bj81b, Bir Malhat.

Figure 6.5.68. Aspect in hand sample of a recrystallized gabbroic pegmatite, with amphibole (anf), plagioclase (Pl) and pyrite (Py). Sample Bj81b, Bir Malhat.

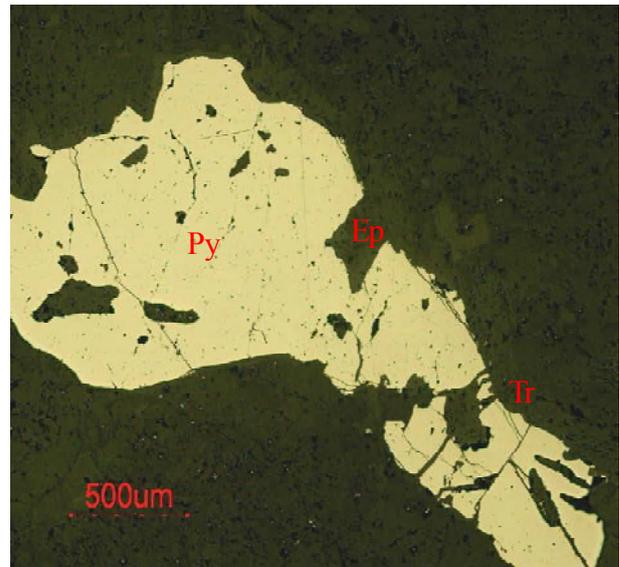


Figura 6.5.69. Cristales de pirita (Py) reemplazando metagabro pegmatítico, junto con epidota (Ep) y tremolita-actinolita (Tr). PPL, luz reflejada. Muestra Bj81b, Bir Malhat.

Figure 6.5.69. Pyrite crystals (Py) replacing pegmatitic metagabbro, along with epidote (Ep) and tremolite-actinolite (Tr). PPL, reflected light. Sample Bj81b, Bir Malhat.

No obstante, donde se dan las concentraciones más importantes de sulfuros en el complejo de Bir Malhat es en algunas pegmatitas gabroicas. Como se recordará, estas rocas forman cuerpos de potencia incluso decamétrica, y están constituidas por cristales de minerales similares a lo del resto de la intrusión, pero con el tamaño de grano mucho mayor, alcanzando los cristales hasta 10 cm de longitud. En estas rocas los sulfuros no sólo son más abundantes sino que presentan tamaño de grano mucho mayor, llegando a ser de varios milímetros e incluso alcanzar tamaños centimétricos.

Los sulfuros de metales base de las pegmatitas gabroicas de Bir Malhat se encuentran como cristales alotriomórficos aislados o agregados irregulares de los mismos, en posición intersticial entre los silicatos (fig. 6.5.68); a menudo están asociados con silicatos secundarios, como cloritas, epidota o anfíboles (fig. 6.5.69, 6.5.70) o cortan plagioclasa (fig. 6.5.71).

La mineralogía localizada por el momento es sencilla: pirita en grandes cristales (fig. 6.5.69, 6.5.70), pirrotina de grano fino, a menudo en exfoliaciones (fig. 6.5.71) y, en menor medida,

pequeños granos de pentlandita en cristales individuales (fig. 6.5.72) y calcopirita (fig. 6.5.73). Por desgracia, por el momento no se ha encontrado en las muestras estudiadas indicios de minerales del grupo del platino o de otros metales preciosos.

No obstante, la presencia de sulfuros en cuerpos pegmatíticos de composición gabroica puede ser un indicio de la presencia de mineralizaciones más importantes de sulfuros o de platinoides. De hecho, llaman la atención algunas similitudes texturales de estos niveles con los pegmatoides clásicos del complejo de Bushveld en Sudáfrica (en particular, el archifamoso Merensky Reef, aunque en este caso los pegmatoides sean piroxeníticos). Cabe tener en cuenta que los niveles mineralizados en PGE del complejo de Bushveld (Merensky Reef, Plat reef y UG2) contienen el 75% y el 50% de las reservas del mundo de Pt y de Pd, respectivamente (Cawthorn, 1999).

Las pegmatitas gabroicas de Merensky han sido interpretadas como cumulos, y los sulfuros como maagmas sulfurados inmiscibles (Cawthorn y Boerst, 2006); por su parte, los sulfuros diseminados en los gabros también han sido interpretados clásicamente como gotas de magma

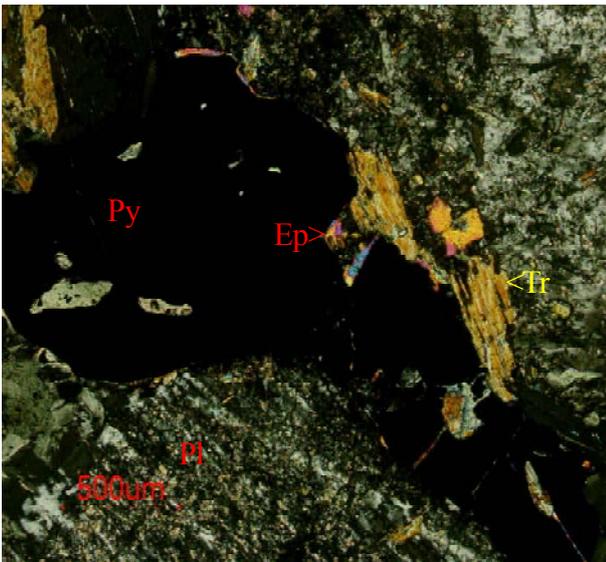


Figura 6.5.70. La imagen anterior en nicoles cruzados, luz transmitida. Nótese la asociación de la pirita con los minerales secundarios. Pl, plagioclasa sericitizada.

Figure 6.5.70. The above image in transmitted light, crossed polars. Note the association of pyrite with the secondary minerals. Pl, sericitized plagioclase.

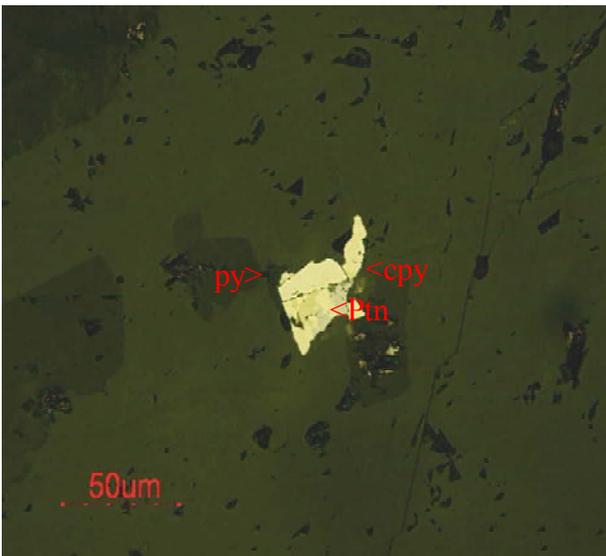


Figura 6.5.72. Pirita (Py) reemplazada por pentlandita (Ptn) y calcopirita (Cpy). Luz reflejada.

Figure 6.5.72. Pyrite (Py) replaced by pentlandite (Ptn) and chalcopyrite (Cpy). Reflected light.

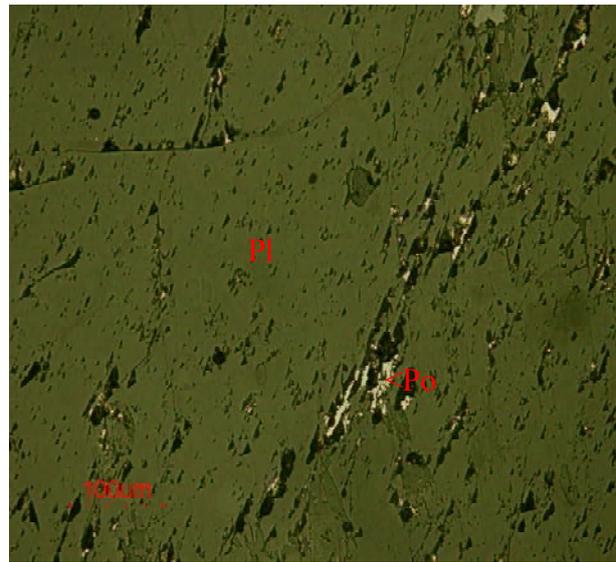


Figura 6.5.71. Pirrotina (Po) reemplazando plagioclasa (Pl) según la exfoliación. Muestra Bj81b, Bir Malhat. PPL, luz reflejada.

Figure 6.5.71. Pyrrhotite (Po) replacing plagioclase crystals (Pl) along its cleavage. PPL, reflected light. Sample Bj81b, Bir Malhat.

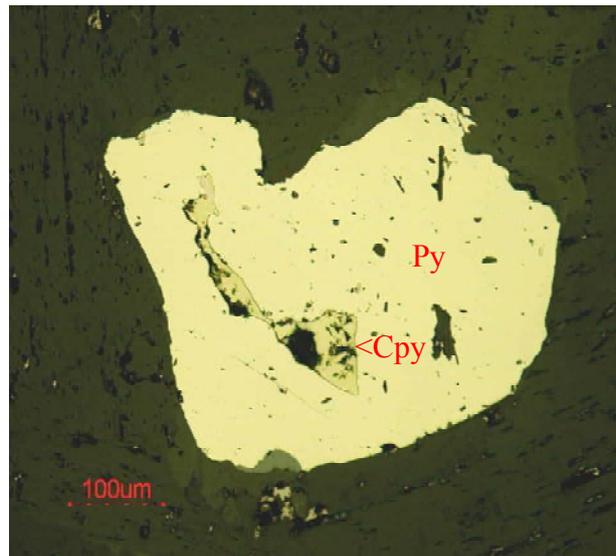


Figura 6.5.73. Pirita (Py) reemplazada por calcopirita (Cpy). Luz reflejada.

Figure 6.5.73. Pyrite (Py) replaced by chalcopyrite (Cpy). Reflected light.

sulfurado inmiscible con los silicatos (Page, 1979). Otros autores proponen mecanismos más complejos, envolviendo asimilación de parte del azufre de las rocas encajantes del complejo (Maier, 2000), así como la actividad de fluidos hidrotermales tardíos (McCutcheon, 2012).

En el caso de Bir Malhat la paragénesis de sulfuros está claramente vinculada con procesos hidrotermales tardíos (metamórficos o asociados a las cizallas), pero no puede descartarse la presencia de concentraciones iniciales de origen magmático.

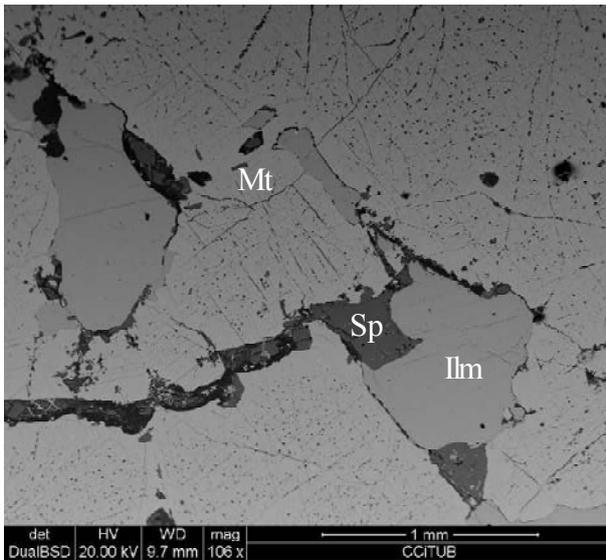


Figura 6.5.74. Magnetita (Mt), ilmenita (ilm) y espinela (Sp). Muestra D25. SEM, modo BSE.
Figure 6.5.74. Magnetite (Mt), ilmenite (ilm) and spinel (Sp). Sample D25. SEM, BSE mode.

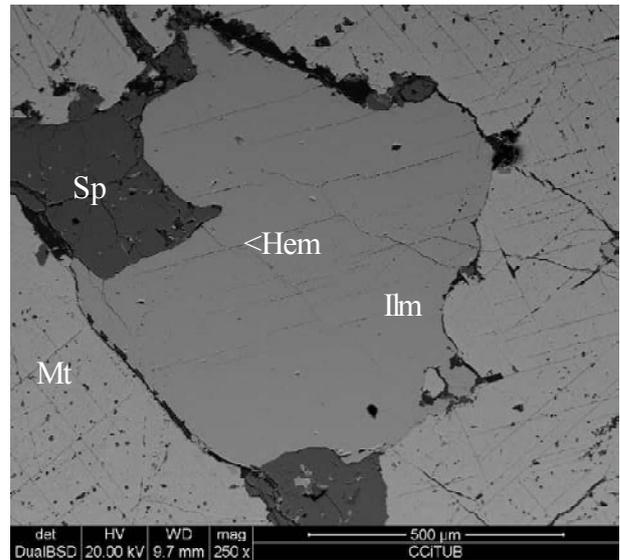


Figura 6.5.75. Detalle de la anterior; nótese exsoluciones de hematites (Hem) en ilmenita (Ilm).
Figure 6.5.75. Detail of the above image; note hematite exsolutions (Hem) in ilmenite (Ilm).

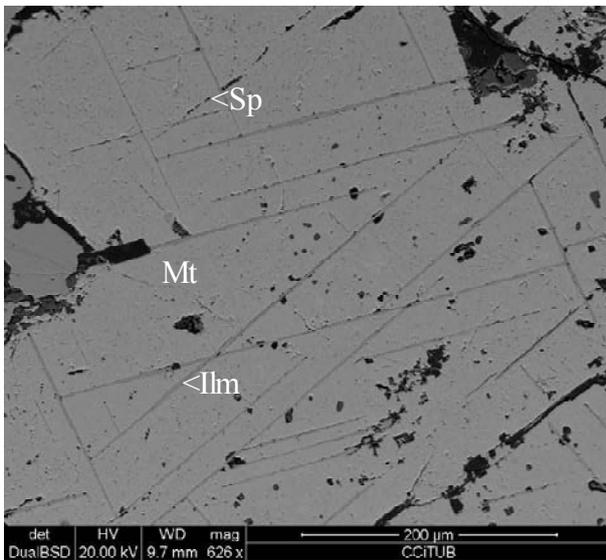


Figura 6.5.76. Magnetita (Mt) con exsoluciones de ilmenita (Ilm) y espinela (Sp). SEM, modo BSE.
Figure 6.5.76. Magnetite (Mt) with exsolutions of ilmenite (Ilm) and spinel (Sp). SEM image, BSE mode.

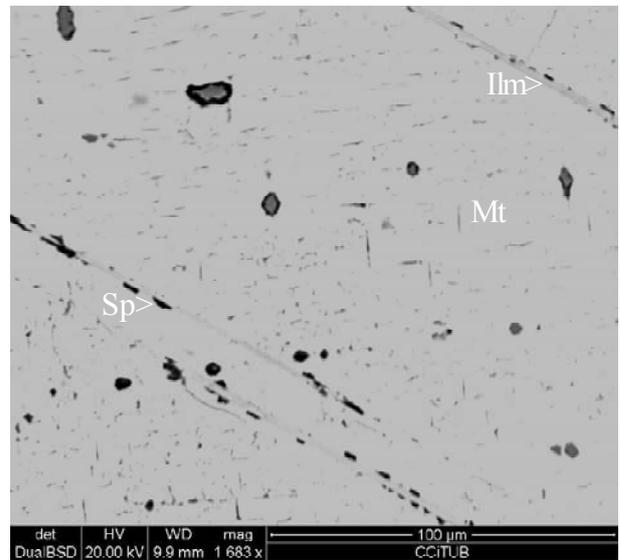


Figura 6.5.77. Magnetita (Mt) con exsoluciones de ilmenita (Ilm) y espinela (Sp). SEM, modo BSE.
Figure 6.5.77. Magnetite (Mt) with exsolutions of ilmenite (Ilm) and spinel (Sp). SEM image, BSE mode.

6.5.7. MINERALIZACIONES DE Fe-Ti-V EN ANORTOSITAS

Como se recordará, en la zona sur del complejo de Bir Malhat hemos descubierto cuerpos estratiformes de magnetita en paquetes de anortositas y gabros. Estas capas tienen un espesor muy variable entre 0,5 m y unos 3 m, aunque su potencia queda casi siempre muy enmascarada por recubrimiento

de costras y depósitos de evaporitas de las sabkhas. en cuanto a su continuidad lateral, se desconoce con exactitud por el mismo motivo; de todos modos, es fácil diseñar una campaña de geofísica para trazar estas capas en profundidad, puesto que estas capas son ricas en magnetita.

La composición mineral es de magnetita dominante, con menores proporciones de ilmenita y espinela (fig. 6.5.74 a 6.5.77).

Todos estos minerales forman agregados granulares, con tamaño de grano en el orden milimétrico. A menudo se pueden apreciar contactos con bordes curvos y puntos triples (texturas que indican la existencia de equilibrio magmático o metamórfico entre los diferentes minerales).

Por otra parte, cada uno de estos minerales presenta exsoluciones de otros minerales. En particular, la ilmenita presenta exsoluciones laminares de hematitas con disposición paralela, según el plano $\{001\}$ (fig. 6.5.65), mientras que la magnetita presenta exsoluciones laminares según $\{111\}$ de ilmenita y de espinela, resultando una textura en enrejado (textura de exsoluciones tipo “trellis” de Haggerty, 1991; figuras 6.5.76 y 6.5.77). Similares texturas de exsolución han sido citadas frecuentemente en las mineralizaciones de Fe-Ti-V de la parte superior del complejo de Bushveld (von Gruenewaldt et al., 1985; Reynolds, 1985), aunque también son comunes en otros tipos de yacimientos ortomagmáticos de Fe-Ti, como los asociados a anortositas masivas, como los de Cunene, Angola (Villanova de Benavent, 2010).

La composición química de estos minerales todavía no se ha precisado con microsonda. No obstante, como se aprecia en la figura 6.5.78 la composición de la espinela presenta composiciones ricas en Al, por una parte, y Mg y Fe por la otra, lo que sugiere una composición intermedia entre espinela y hercinita, del tipo $(Mg, Fe^{2+})Al_2O_4$.

Por su parte, la composición de la ilmenita (fig 6.5.79) es cercana al polo ilmenita s.s. ($Fe^{2+}TiO_3$), aunque presenta pequeñas proporciones de componente geikielita ($MgTiO_3$) y pirofanita ($MnTiO_3$).

No obstante, el aspecto más relevante lo presenta la magnetita, la cual contiene una pequeña proporción de V en su estructura, además de Ti y Cr (figura 6.5.80). Aunque se trata sólo de una pequeña proporción (posiblemente, cercana al 1% en peso de V_2O_3) puede ser suficiente para determinar que esta mineralización, independientemente de que sea una mena de hierro y de titanio, sea una mena de vanadio que pueda aprovecharse económicamente.

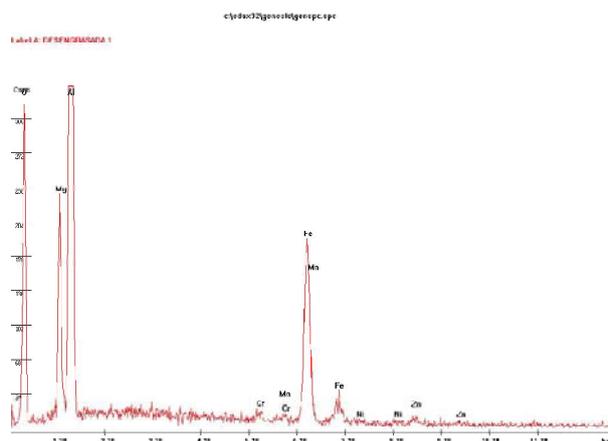


Figura 6.5.78. Espectro de EDS de la espinela.
Figure 6.5.78. EDS spectrum of the spinel.

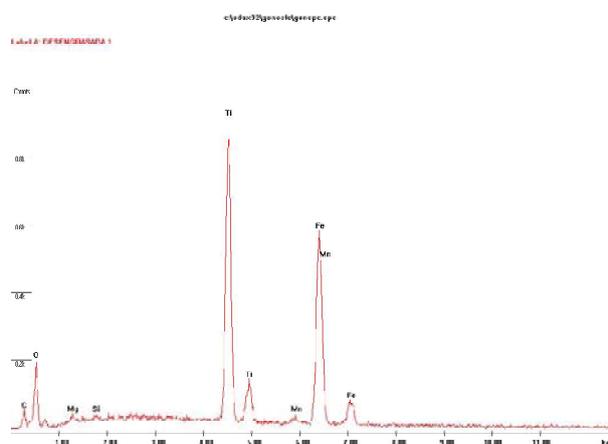


Figura 6.5.79. Espectro de EDS de la ilmenita.
Figure 6.5.79. EDS spectrum of the ilmenite.

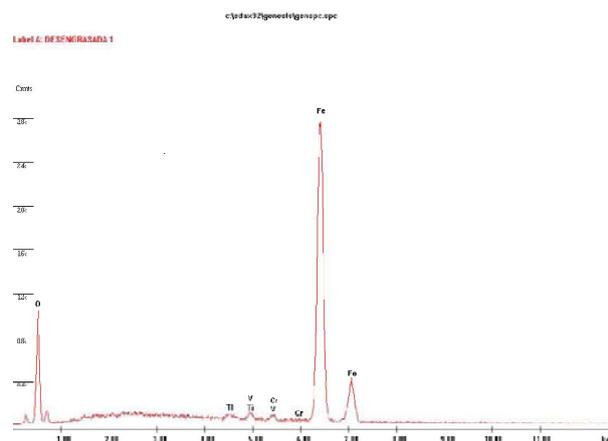


Figura 6.5.80. Espectro de EDS de la magnetita. Nótese un pequeño pico de V, además de los de Ti y Cr.
Figure 6.5.80. EDS spectrum of the magnetite. Note the appearance of a small V peak, in addition to those of Cr and Ti.

Estos depósitos son importantes porque constituyen un recurso importante para Fe-Ti-V, pudiendo incluirse este depósito dentro de la categoría de los depósitos ortomagmáticos de Fe-Ti. Como se sabe, esta categoría incluye dos principales subtipos, el de los depósitos de Fe-Ti-V asociados a anortositas masivas (Rogaland en Noruega, Duchesne, 1999; Havre-Saint Pierre en Quebec, Canadá, Charlier et al., 2008; Suwalki en Polonia, Charlier et al., 2009; véanse más referencias en Charlier et al., 2015) y los depósitos de FeTi-V asociados a complejos estratificados (por ejemplo, los de Oursi en Alto Volta, Neybergh et al., 1980; Duluth en USA, Pasteris, 1985).

En los depósitos estratiformes de Fe-Ti-V se explota principalmente magnetita (“titanomagnetita”) rica en vanadio (con contenidos que deben ser superiores a 0,5 % V_2O_5), aunque a veces se beneficia la ilmenita como subproducto. De hecho, estas magnetitas son la principal fuente de vanadio en la actualidad. El vanadio se encuentra como V^{3+} o V^{4+} en las posiciones octaédricas de las posiciones de la estructura de la magnetita (Balan et al., 2006).

Aunque por el momento este elemento no se cuenta entre los elementos críticos para la UE, la demanda de este metal se espera que siga funcionando pues es la base para la producción de muchos tipos de aceros. Por el momento, se conocen depósitos de vanadio en la mayor parte de continentes, por ejemplo, Somerset dam en SE Queensland, Australia (Mathison, 1975), Kaffirkraal en Sudáfrica (Reynolds, 1980), Panzhiua en China (Zhao et al., 2005). Con todo, los depósitos más importantes se encuentran en Sudáfrica, en el complejo estratificado de Bushveld, donde la magnetita vanádica se encuentra hacia la parte superior del complejo (Willimse, 1969; Reynolds, 1985a,b). En algunos casos, las menas sudafricanas alcanzan a tener contenidos entre 2-3% de V_2O_5 . También se explota en Noruega, en el depósito de Rausand (Sanetra, 1985, Nilsson et al., 1999), donde hay 11 Mt de reservas probadas, y 120 Mt de recursos, en Bjerkrem-Songdal (Duchesne, 1972), y en el de Selvåg en

Lofoten, con 44 Mt de reservas probadas y más de 50 Mt de recursos (Priesemann y Krause, 1985). Existen también depósitos prospectivos en Finlandia (Kärkkäinen, 1997), entre otros.

Por otra parte, en la actualidad la mayor parte de recursos de ilmenita mundial queda cubierta mediante la explotación de placeres (70%) o de depósitos de anortositas masivas (30%). En la actualidad, los recursos de Ti explotados en anortositas provienen principalmente de tres yacimientos: Tellnes en Egersund, Noruega y otros similares en la misma zona (Nilsson et al., 1999; Charlier et al., 2007, Charlier et al., 2008), Allan Lake en Canadá (Charlier et al., 2010) y Damiao en China (Chen et al., 2013). No obstante, los recursos de ilmenita de buena calidad siguen siendo muy buscados (Gambogi, 2010), por lo que la ilmenita de Bir Malhat posiblemente tendría mercado en caso de que se pudiera explotar como subproducto.

En cuanto a la génesis de estos depósitos, éste es un problema todavía no resuelto. De este modo, se ha propuesto que se han formado mediante fluctuaciones de presión en la cámara magmática (Cawthorn y McCarthy 1980), o bien mediante aumentos episódicos de la fO_2 (Reynolds, 1985b), o bien mezclas intermitentes de líquidos de composiciones diferentes (Harney y Von Gruenewaldt 1995). Por otra parte, la modelización geoquímica basada en datos experimentales sugiere que durante la cristalización fraccionada de magmas basálticos, las magnetitas ricas en V solamente aparecerán en un rango estrecho de condiciones de fO_2 , cercanas al tampón Ni-NiO (Toplis y Corgne, 2002).

Las reservas de mineral de Bir Malhat son desconocidas, pero deben ser muy grandes, puesto que este tipo de niveles son generalmente muy continuos. En esta mineralización son recuperables, por lo menos, la ilmenita y la magnetita vanádica. Las menas tienen una textura granuda y se pueden separar fácilmente de sus gangas; de todos modos, la mineralización es muy masiva. Se podría separar las menas oxidadas de las gangas silicatadas aprovechando el magnetismo de las primeras.

6.5.8. MINERALIZACIONES DE ORO EN ZONAS DE CIZALLA

Uno de los elementos de la geología del Sáhara más llamativo es la presencia de zonas de cizalla de dimensiones regionales, fácilmente visibles en foto satélite. En el caso de la zona de Sfariat-Bu Daira estas fallas delimitan la zona o bien constituyen discontinuidades de primer orden dentro de la misma, y presentan saltos de falla en el orden de decenas de kilómetros, así como zonas de alteración hidrotermal asociadas cuya anchura abarca el orden hectométrico o incluso el kilométrico (fallas de Bu Daira, Agzumal, Mug El Kelb, Saasaiat; fig. 6.5.81).

Además de estas fallas principales, asociadas a las mismas hay una infinidad de cizallas secundarias, de salto de falla menor, en el orden hectométrico, aunque todavía son analizables a escala de foto satélite, puesto que acostumbra a tener zonas de alteración hidrotermal de anchuras en el orden

deca métrico. Estas cizallas de segundo orden forman una densísima red que atraviesa toda la zona considerada.

Es posible que haya más de una generación de cizallas, puesto que a veces claramente algunas de ellas están plegadas y cortadas por nuevas generaciones de cizallas.

Evidentemente, estas fallas de alcance regional, y todavía las satélites de tercer orden asociadas a las mismas a escala más de detalle, han actuado como zonas de circulación de fluidos hidrotermales y constituían ya a priori un objetivo metalogénico de primer orden, puesto que cortan un cratón del Precámbrico en el que, además, se conocen otras preconcentraciones de metales preciosos, como por ejemplo, las mineralizaciones de Au y PGE asociadas a rocas ultrabásicas. Por consiguiente, tanto el Sáhara Occidental en general como la zona de Sfariat-Bu Daira en particular, eran dominios que se preveía que podían contener depósitos económicos del tipo de Oro Orogénico.

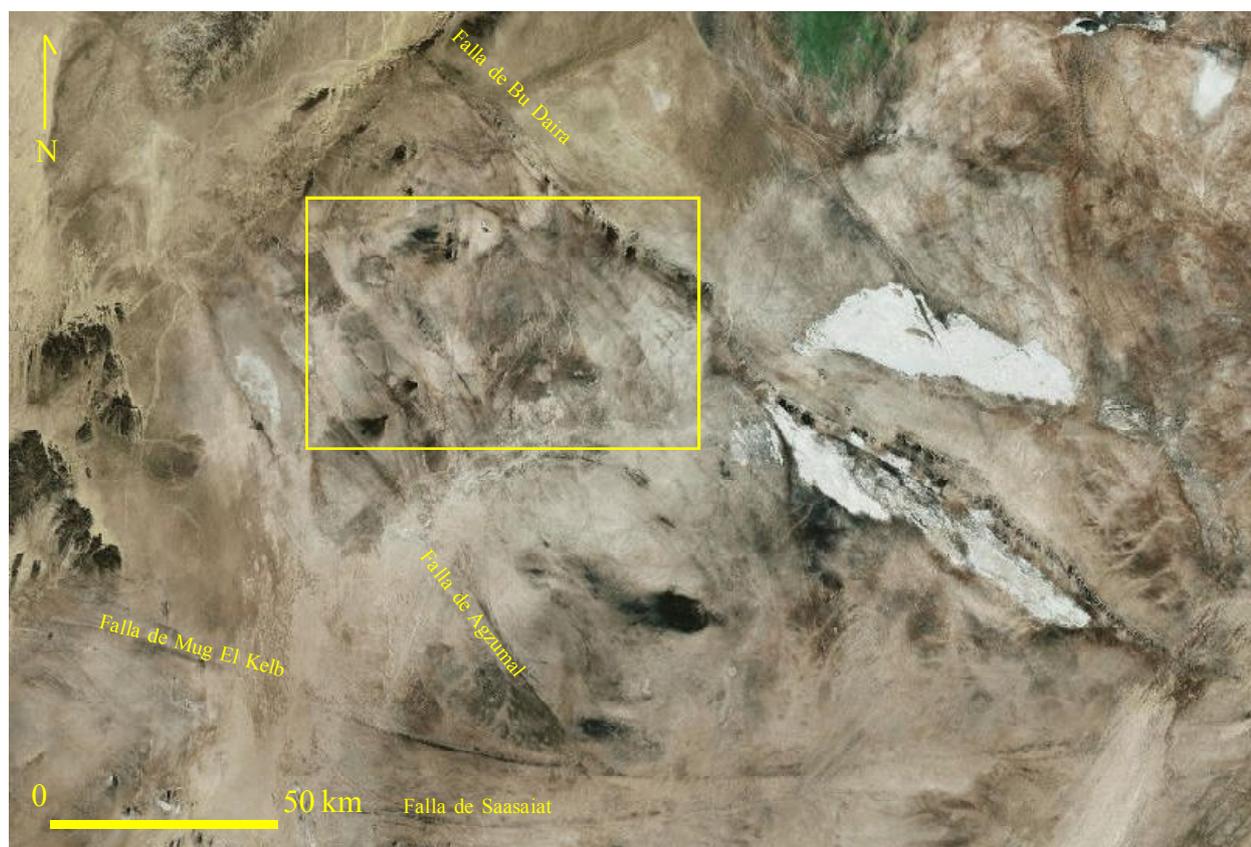


Figura 6.5.81. Foto satélite de la zona de Sfariat-Bu Daira; pueden verse fallas regionales de primer orden. Imagen de SAS (Bing maps-satellite). La zona recuadrada se ve en detalle en la figura 6.5.82.

Figure 6.5.81. Satellite image of the Sfariat-Bu Daira zone; note the presence of first-order regional faults. SAS image (Bing maps-satellite). The squarred domain is enlarged in fig. 6.5.82.

Ya hemos visto que existen mineralizaciones de oro y otros metales preciosos, así como concentraciones de REE, y metales base (particularmente, Cu, Zn, etc) en depósitos asociados a zonas de cizalla en las zonas de Tasiast-Tijirit-Auserd, Layuad y Miyec-Ijil. Entre ellos, depósitos en listwánitas y IOCG (véase los capítulos correspondientes de esta memoria). Por otra parte, se han descubierto desde hace pocos años mineralizaciones importantes del tipo de oro orogénico en las zonas adyacentes en Mauritania, actualmente ya en explotación o en fases avanzadas de exploración (Taylor et al., 2012).

Por consiguiente, desde el primer momento efectuamos reconocimientos de estas zonas de cizalla. A la vez, la empresa Hanno Resources estaba efectuando un reconocimiento sistemático de los filones de cuarzo en el conjunto de la zona oeste de la dorsal de Reguibat, y todos estos reconocimientos cristalizaron en la localización

de mineralizaciones de oro, incluyendo oro visible. Una de las zonas más perspectivas es la de Agarazraz Labiad, encajada en rocas graníticas (Fig. 6.5.82). Esta zona, como puede verse en la imagen de foto satélite, forma parte de un intrusivo granítico tardiorogénico calcoalcalino, aunque afectado por las cizallas. En conjunto, la zona mineralizada está muy recubierta por depósitos de arenas eólicas y costras salinas, excepto en los montes de Agarazras Labiad, donde se han efectuado una serie de prospecciones. No obstante, como puede verse en la imagen de foto satélite (fig. 6.5.82) en la zona norte de la zona de Sfariat-Bu Daira en la que aparece este intrusivo existe una gran densidad de fallas de segundo orden, principalmente de dirección N-S, NW-SE y NNW-SSE, si bien se reconocen otras, cortadas y deformadas por las citadas anteriormente, de dirección aproximada NE-SW. Todas estas fallas cortan al intrusivo de Agarazraz Labiad.

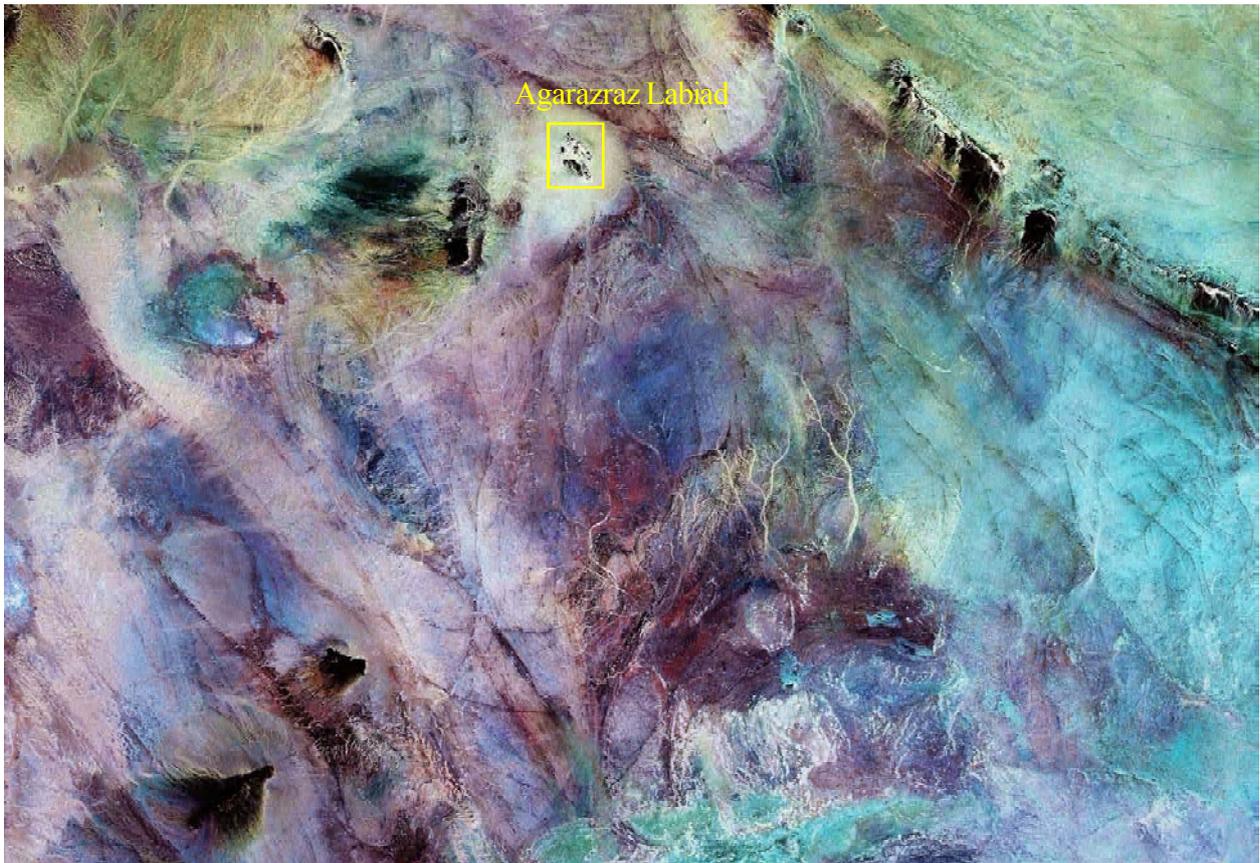


Figura 6.5.82. Foto satélite de la zona norte de Sfariat-Bu Daira; pueden verse fallas regionales segundo orden. Se encuadra la zona mineralizada de Agarazraz Labiad. Imagen de Aster.

Figure 6.5.82. Satellite image of the North of the Sfariat-Bu Daira zone; note the presence of second-order regional faults. The Agarazraz Labiad mineralized area is remarked. Aster image.

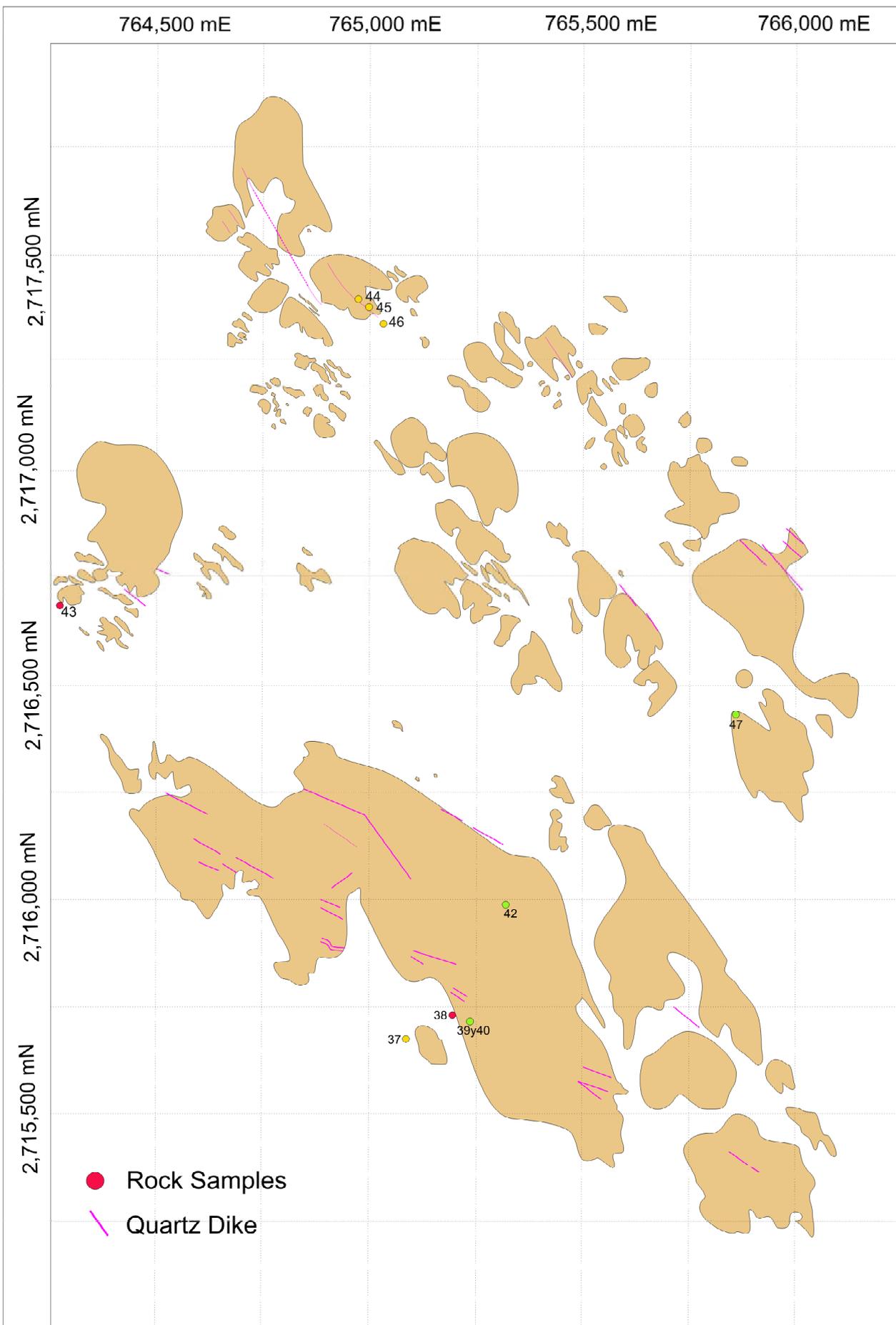


Figure 6.5.83. Distribución de los afloramientos y zonas mineralizadas en Agarazraz Labiad.
 Figure 6.5.83. Distribution of outcrops and mineralizations in the Agarazraz Labiad area.



Figura 6.5.84. Afloramiento de granitoides en Agarazraz Labiad. Nótese foliación por cizalla.
Figure 6.5.84. Granitoid outcrop in Agarazraz Labiad. Note foliation produced by shearing.



Figura 6.5.85. Foliación causada por las cizallas y vetas de cuarzo en Agarazraz Labiad.
Figure 6.5.85. Foliation produced by shearing and quartz veins in Agarazraz Labiad.



Figura 6.5.86. Foliación causada por las cizallas y vetas de cuarzo en Agarazraz Labiad.
Figure 6.5.86. Foliation produced by shearing and quartz veins in Agarazraz Labiad.



Figura 6.5.87. Detalle de la foliación por cizalla en granitoides de Agarazraz Labiad.
Figure 6.5.87. Detail of the foliation developed by shearing on granitoids of Agarazraz Labiad.

Los afloramientos de granitoides de Agarazraz Labiad forman un conjunto de inselbergs aislados entre ellos por depósitos de arena; la forma de cada uno de ellos es vagamente alargada e dirección NW-SE debido a que los granitoides están deformados por cizallas de tercer orden (fig. 6.5.83). A

escala de paisaje estas cizallas condicionan los relieves (fig. 6.5.84 a 6.5.86), favoreciendo el desarrollo de alternancias de pequeñas crestas y collados; en estos últimos se encuentran las cizallas y los filones de cuarzo.

Las cizallas producen una fuerte foliación milonítica en los granitoides (fig. 6.5.87,



Figura 6.5.88. Detalle de la foliación por cizalla en granitoides de Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.88. Detail of the foliation developed by shearing on granitoids of Agarazraz Labiad.



Figura 6.5.89. Foliación causada por las cizallas y vetas de cuarzo en Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.89. Foliation produced by shearing and quartz veins in Agarazraz Labiad.



Figura 6.5.90. Foliación causada por las cizallas y vetas de cuarzo en Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.90. Foliation produced by shearing and quartz veins in Agarazraz Labiad.



Figura 6.5.91. Foliación gneissica causada por cizallas; vetas de cuarzo en Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.91. Gneissic foliation produced by shearing and quartz veins in Agarazraz Labiad.

6.5.88). Las zonas de cizalla han servido de canal de circulación de fluidos hidrotermales, que han depositado filones de cuarzo de anchura muy variable, desde pocos centímetros a varios metros, y con una continuidad lateral de centenares de metros (fig. 6.5.89 a 6.5.91).

Muchas veces los filones de cuarzo se disponen siguiendo la foliación milonítica, pero en otros casos cortan a la misma con ángulos inferiores a 30° (por ejemplo, fig. 6.5.90, 6.5.91).

El relleno hidrotermal consta casi siempre de cuarzo lechoso masivo (fig. 6.5.92), con



Figura 6.5.92. Vetas de cuarzo lechoso en los granitoides de Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.92. Milky quartz veins in the granitoids of Agarazraz Labiad.



Figura 6.5.93. Alteración clorítica en salbandas de vetas de cuarzo en Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.93. Chloritic alteration in exocontacts of quartz veins in Agarazraz Labiad.



Figura 6.5.94. Chorlo en salbandas y vetas de cuarzo en Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.94. Schorl in exocontacts and veins of quartz in Agarazraz Labiad.



Figura 6.5.95. Chorlo en salbandas y vetas de cuarzo en Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.95. Schorl in exocontacts and veins of quartz in Agarazraz Labiad.

textura granular alotriomórfica sin bandeados y casi sin la presencia notable de ningún otro mineral; a veces hay también pequeñas cantidades de calcita blancuzca, alotriomórfica, escasos cristales idiomórficos de pirita (menos de 2 mm de diámetro) o alotriomórficos de calcopirita.

La alteración hidrotermal de los granitos encajantes es clorítica (fig. 6.5.93), sericítica, raramente potásica y, a veces, hay turmalinizaciones (fig. 6.5.94, 6.5.95), con desarrollo de chorlo en grandes cristales (centimétricos, a veces idiomórficos, de color negro, que pueden estar dentro de la veta.

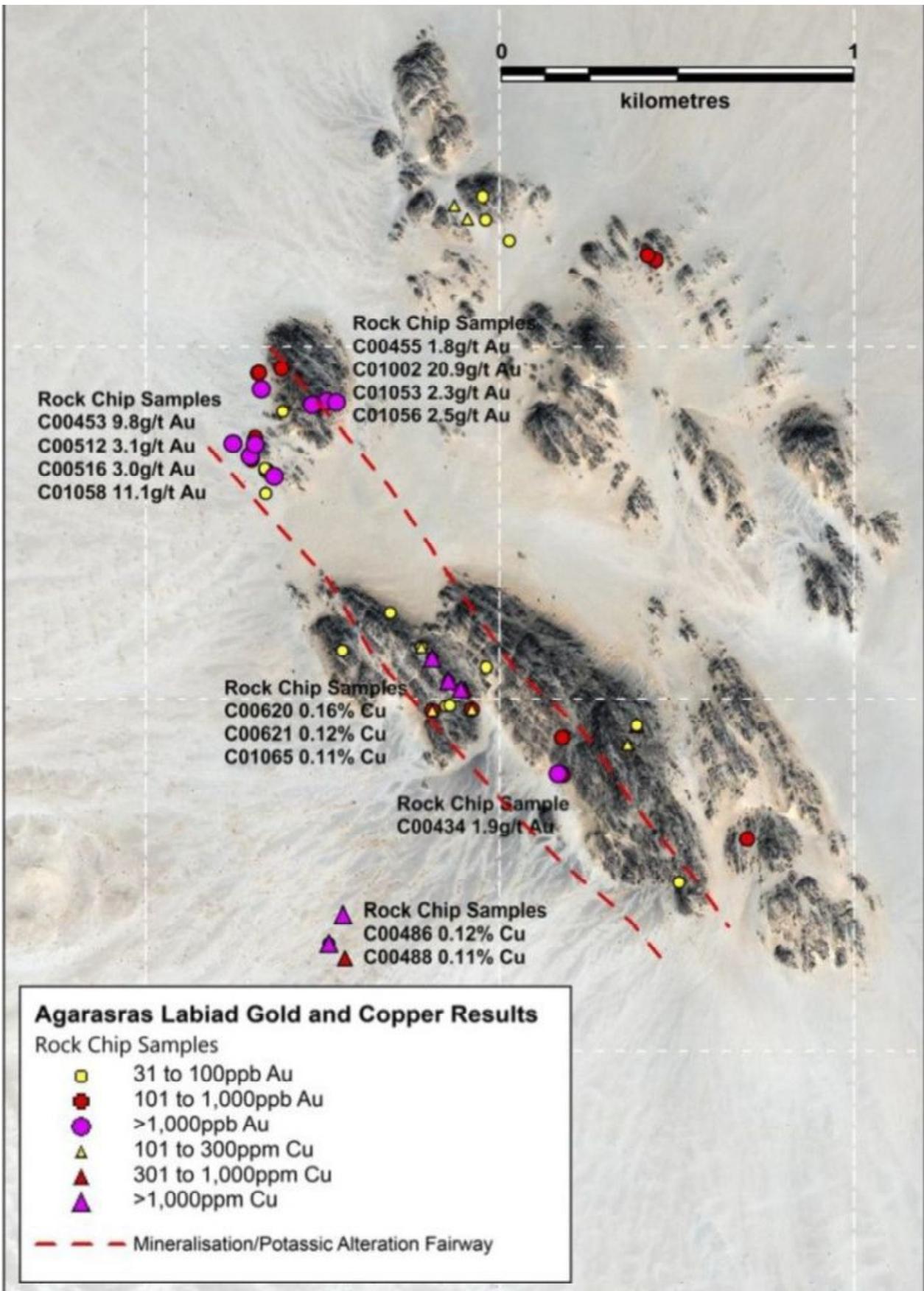


Figura 6.5.96. Situación sobre imagen de QuickBird de anomalías geoquímicas de Au y Cu en muestras de filones de cuarzo de Agarazraz Labiad. Gentileza del Dr. Marriott, Hanno Resources. Figure 6.5.96. Situation on QuickBird image of the Au and Cu geochemical anomalies in quartz vein samples from Agarazraz Labiad. Provided by Dr. Marriott, Hanno Resources.

La presencia de una fuerte alteración hidrotermal, incluso con desarrollo de una turmalinización intensiva, era un buen indicio para realizar un muestreo detallado. Los primeros análisis geoquímicos para oro realizados sobre muestras de roca de los filones de cuarzo por Hanno Resources fueron altamente perspectivas (fig. 6.5.96). Por ello, se efectuaron en años sucesivos varias campañas de exploración sobre el terreno, incluyendo la realización de calicatas y trincheras para evaluación detallada de las zonas que habían dado resultados preliminares para oro más interesantes en la exploración geoquímica (fig. 6.5.97). Estas nuevas labores permitieron delimitar diversas áreas con valores elevados de oro.

Por otra parte, en una campaña ulterior para explorar las zonas anexas, se encontró un afloramiento de un filón de cuarzo muy parecido a los anteriores en cuanto a potencia, dirección y mineralogía. Este filón de cuarzo encaja asimismo en granitos muy similares a los de Agarazraz Labiad y que podían formar parte originalmente del mismo intrusivo, pero el afloramiento está muy cubierto por arenas eólicas y costras y forma parte de una zona muy tectonizada donde aparecen asimismo lentejones con materiales volcánicos, cherts, metapelitas y gneises. Por consiguiente, es difícil establecer un vínculo entre ambos tipos de mineralización. Este filón, situado al sur de Agarazraz Labiad, es excepcionalmente rico en sulfuros, incluyendo pirita, calcopirita y los minerales secundarios de origen supergénico derivados de los mismos (malaquita, azurita, goethita, etc), por lo que es muy fácil localizar este tipo de mineralización en el campo. No obstante, lo más relevante es que además de estos sulfuros en el mismo se encontraron muestras con oro visible, en proporciones excepcionalmente muy elevadas en la muestra de mano (fig. 6.5.98). Este oro es de color muy amarillo; por ello, aparentemente, puede ser rico en este metal y muy pobre en plata. Es de aspecto esponjoso y alotriomórfico, ocupando intersticios entre los bordes de grano de los cristales de cuarzo. Por todas estas características, podría tener un origen secundario o supergénico.



Figura 6.5.97. Labores de reconocimiento minero mediante trincheras realizadas por Hanno Resources sobre un filón de cuarzo de espesor métrico y su zona de alteración hidrotermal en Agarazraz Labiad. Abril de 2012.
Figure 6.5.97. Mining exploration labours by means of trenches carried up by Hanno Resources on a quartz vein of metric-size width and its hydrothermal alteration zones in Agarazraz Labiad. April 2012.



Figura 6.5.98. Muestra de mano con oro visible en cuarzo lechoso de un filón aflorando al sur de los montes de Agarazraz Labiad. Ancho de la imagen, 5 cm.
Figure 6.5.98. Visible gold in milky quartz hand sample from a vein cropping out South of the Agarazraz Labiad hills. Width of image, 5 cm.

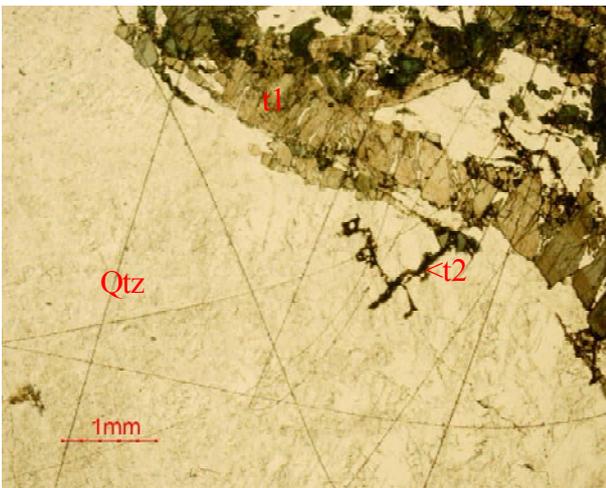


Figura 6.5.99. Lámina delgada de filón de cuarzo (Qtz) con dos generaciones de turmalina (t1 y t2). Muestra b153, Agarazraz Labiad. PPL.

Figure 6.5.99. Thin section of a quartz vein with two generations of tourmaline (t1 and t2). Sample b153, Agarazraz Labiad. PPL.

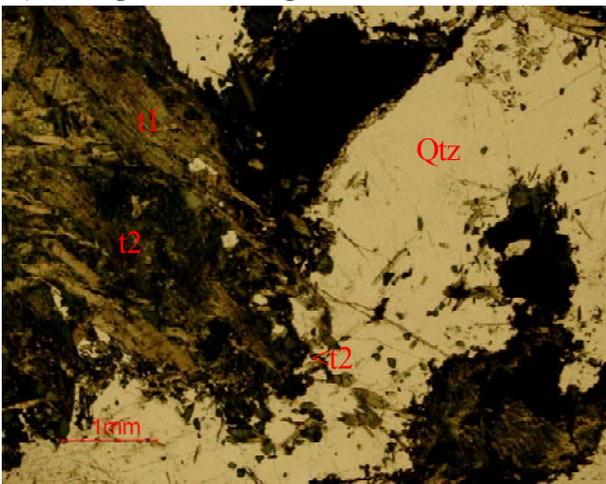


Figura 6.5.101. Lámina delgada de filón de cuarzo (Qtz) con dos generaciones de turmalina (t1 y t2). Muestra b153, Agarazraz Labiad. PPL.

Figure 6.5.101. Thin section of a quartz vein with two generations of tourmaline (t1 and t2). Sample b153, Agarazraz Labiad. PPL.

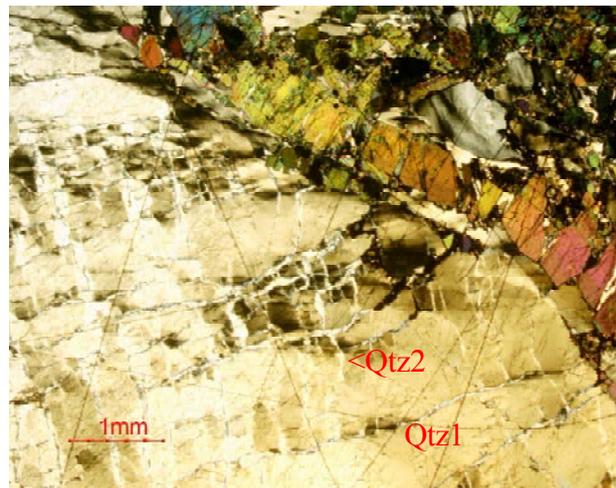


Figura 6.5.100. La imagen anterior, en nicoles cruzados. Nótese extinción ondulante en el cuarzo (Qtz1), y una generación tardía de vetas de cuarzo (Qtz2).

Figure 6.5.100. The above image, in crossed polars. Note undulatory extinction in quartz (Qtz1) and a late quartz veining (Qtz2).

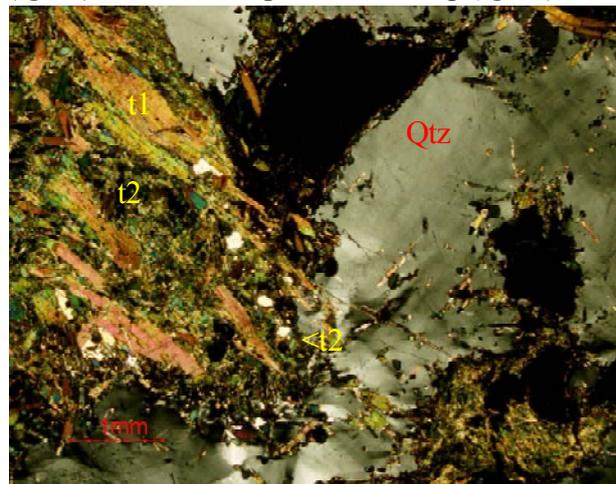


Figura 6.5.102. La imagen anterior, en nicoles cruzados. Nótese extinción ondulante en el cuarzo.

Figure 6.5.102. The above image, in crossed polars. Note undulatory extinction in quartz.

El estudio detallado en lámina delgada-pulida de las muestras revela un textura mucho más compleja. Aparentemente hay diversas generaciones de alteraciones. De este modo, se reconocen dos tipos de sericita; la más tardía es ligeramente más ricas en cromo que la primera (Lyche, com. pers.).

Por su parte, hay asimismo dos generaciones de chorlo, la primera está muy

fracturada y forma cristales mayores y menos pleocroicos que los de la segunda (figs. 6.5.99 a 6.5.102), en estos últimos se reconocen también mediante EDS pequeñas cantidades de Cr (Lyche, com. pers.).

También en el propio cuarzo se reconocen varias generaciones, de manera que a veces se distinguen vetillas de pocas decenas de micras de espesor que cortan a cuarzo que se

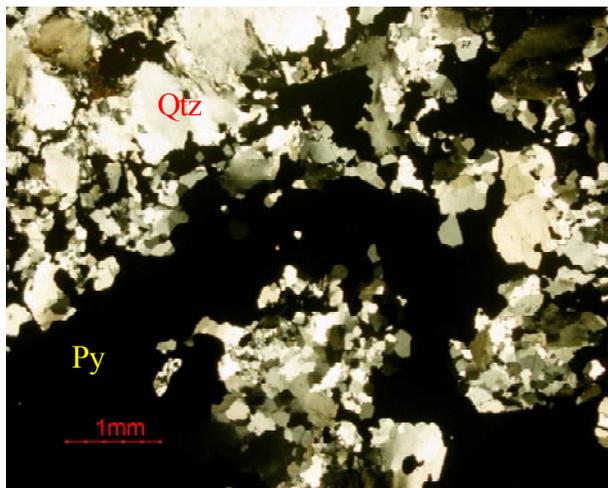


Figura 6.5.103. Detalle de una veta de cuarzo (Qtz) con pirita (Py) en nicoles cruzados. Muestra B155. Agarazraz Labiad.
Figure 6.5.103. Detail of a quartz vein (Qtz) with pyrite (Py) in crossed polars. Sample B155. Agarazraz Labiad.

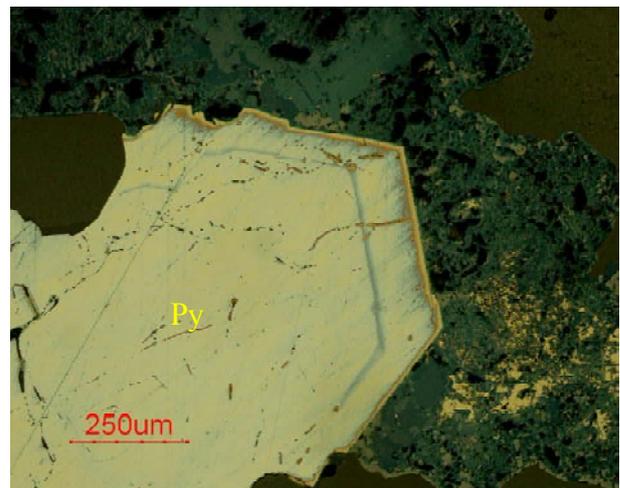


Figura 6.5.104. Cristal de pirita con pátinas de alteración que revelan la zonación interna. Luz reflejada, PPL. Muestra B155. Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.104. Pyrite crystal (Py) with patinas revealing zoning. Reflected light, PPL. Sample B155. Agarazraz Labiad.

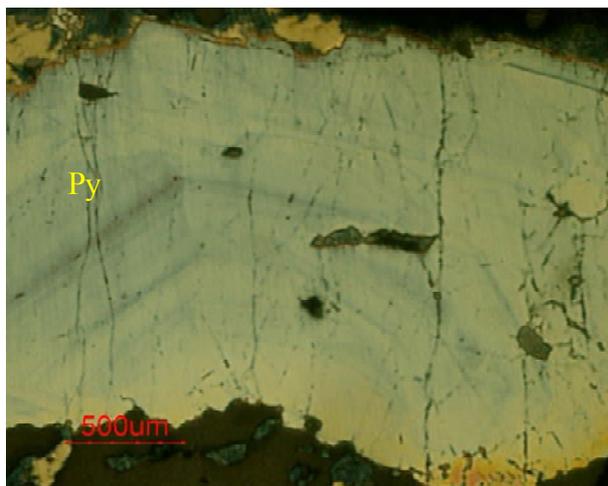


Figura 6.5.105. Otro cristal de pirita con pátinas de alteración que revelan la zonación. Luz reflejada, PPL. Muestra B155. Agarazraz Labiad.

Figure 6.5.105. Another pyrite crystal (Py) with patinas revealing zoning. Reflected light, PPL. Sample B155. Agarazraz Labiad.

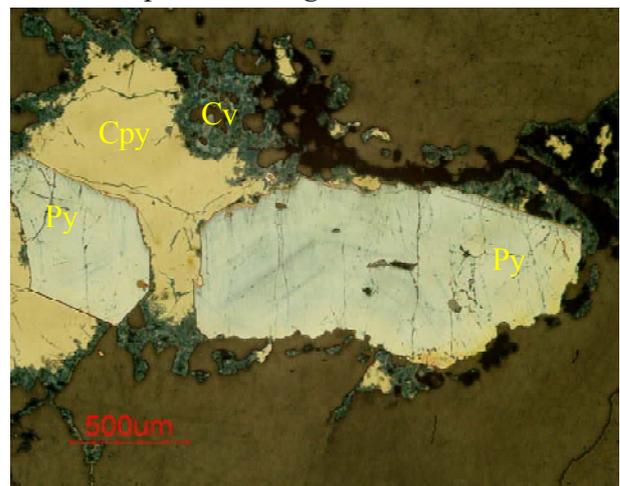


Figura 6.5.106. Los cristales de pirita (Py) anteriores, con calcopirita más tardía (Cpy) reemplazados por covellina (Cv).

Figure 6.5.106. The above pyrite crystals (Py), with younger chalcopyrite (Cpy) replaced by covellite (Cv).

encuentra afectado por deformaciones más antiguas (fig. 6.5.100). En todo caso, las diferentes generaciones de cuarzo se ven siempre afectadas por deformación (fig. 6.5.103).

Por otra parte, la estructura interna de los sulfuros, revelada por la alteración diferente en las pátinas, sugiere que puede haber también diversos estadios mineralizantes para

los sulfuros. De este modo, la pirita presenta zonación concéntrica en sus cristales (fig. 6.5.104, 6.5.105) y pueden incluso darse generaciones de la misma que reemplazan a otras de más antiguas. La calcopirita es algo más tardía (fig. 6.5.106).

Por consiguiente, puede concluirse que las mineralizaciones de cuarzo con sulfuros y oro en las zonas de cizalla pueden haberse formado

en varios pulsos hidrotermales sucesivos, quizás vinculados con episodios del movimiento de las fallas, siendo a grandes rasgos sintectónicos y encajando plenamente en el modelo de oro orogénico, quedando desvinculados de las intrusiones ígneas. No obstante, como se indicó anteriormente, ya se ha visto que existen varias generaciones de cabalgamientos, con el resultado de que unos pueden quedar plegados por los subsecuentes, por lo que no es raro que aparezcan asimismo varios pulsos hidrotermales. Por tanto, es posible que cada episodio deformativo haya tenido asociada también una generación de fluidos hidrotermales y, con ella, de mineralizaciones.

En todo caso, la presencia de cromo sugiere que, análogamente a lo que acontecía en las mineralizaciones de oro orogénico en el dominio de Miyec-Ijil, el cromo puede haber sido lixiviado de los cuerpos ultrabásicos y básicos que se encuentran en el basamento del área, como es el de Bir Malhat. Recordemos que los cuerpos de cromita de Bir Malhat, cortados por zonas de cizalla análogas a las de Agarazraz Labiad, han perdido parcialmente parte de su cromo original, lavado por los fluidos hidrotermales asociados a las cizallas. Por tanto, este cromo puede haber sido transportado hacia otras zonas por los fluidos hidrotermales y haber precipitado en filones de cuarzo como los de Agarazraz Labiad.

La fuente del oro es difícil de establecerla, pero recordaremos haber identificado oro anteriormente en zonas de cizalla en listwänitas, como en la zona de Zug en el dominio de Tasiast-Tijirit-Auserd. Es posible que por tanto que el oro estuviera inicialmente contenido en los cuerpos ultrabásicos, pero podría proceder también del lavado de series volcánicas o de series con pizarras negras, que existen asimismo en el área, asimismo afectadas por las zonas de cizalla y a veces actuando precisamente como niveles de despegue de cabalgamientos.

En todo caso, la presencia de una red tan tupida de cizallas de segundo y de tercer orden análogas a las observadas en Agarazraz Labiad y la extensión de la mineralización de Agarazraz

Labiad hacia el sur, con la presencia de oro visible, obliga a sospechar que pueda haber regionalmente muchísimas otras mineralizaciones de oro orogénico. De hecho, el análisis geoquímico de muestras de roca y de suelos en una zona situada al sur de Agarazraz Labiad y que comprendería la zona con los filones con oro visible, revela anomalías de oro con contenidos superiores a 1 ppm (fig. 6.5.107).

Por consiguiente, no puede en modo alguno descartarse que mineralizaciones similares de oro orogénico en filones de cuarzo en zonas de cizalla, muy parecidos a los descritos en Agarazraz Labiad, puedan ser habituales en el dominio de Sfariat-Bu Daira, aunque muchos de ellos no afloren debido a su recubrimiento por arenas o por costras salinas, por lo que los recursos del área pueden ser muchísimo mayores de los localizados en estas campañas y descritos hasta este momento.

Pero recordemos que, por otra parte, los PGE son comunes en los complejos estratificados del basamento, como el de Bir Malhat. No obstante, en estos complejos se ha encontrado predominantemente PGE como Ru, Os y Ir, mientras que Pt, Pd y Rh son mucho más raros. Ello puede deberse a que se haya muestreado por el momento zonas profundas de los complejos estratificados, originalmente más ricos en IPGE, pero podría deberse también a que los PPGE (platino, paladio y rodio) originalmente contenidos en los complejos estratificados puedan haber sido asimismo extraídos por los fluidos hidrotermales asociados con las cizallas, puesto que estos elementos son mucho más solubles en fluidos hidrotermales que los IPG.

Por consiguiente, no es descabellado pensar que estas zonas de cizalla puedan contener PGE en alguna zona, por lo que sería altamente recomendable incorporar estos elementos a la exploración geoquímica rutinaria de este tipo de mineralizaciones, aunque ello encarezca el proceso. Por ello, osiblemente sea más razonable analizar estos elementos en aquellas áreas en que se localicen enriquecimientos en cromo o vanadio.

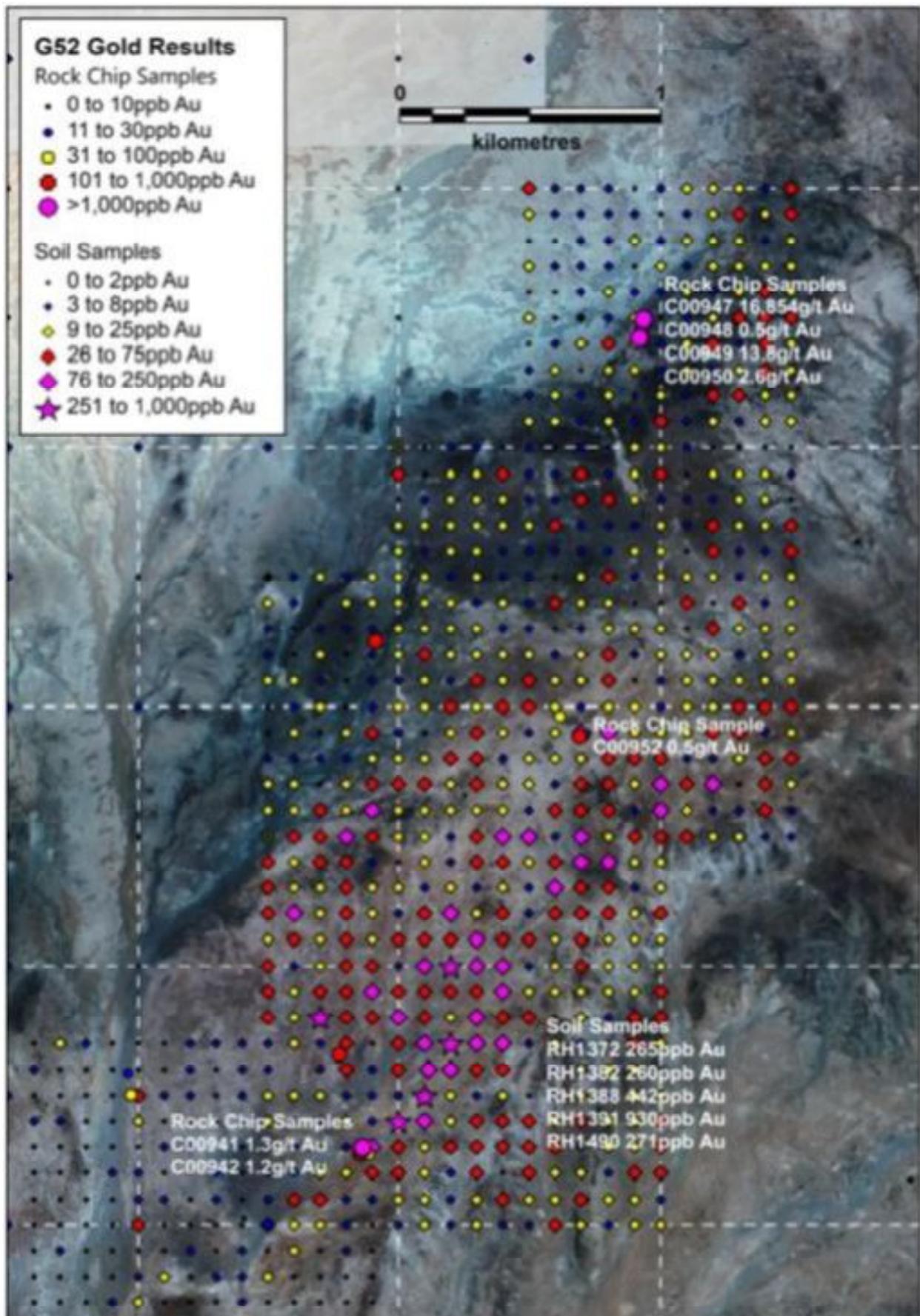


Figura 6.5.107. Imagen de QuickBird con anomalías geoquímicas de Au en muestras de filones de cuarzo y suelos al Sur de Agarazraz Labiad. Gentileza del Dr. Marriott, Hanno Resources.
 Figure 6.5.107. QuickBird image of the Au geochemical anomalies in quartz vein samples and soils from South of Agarazraz Labiad. Provided by Dr. Marriott, Hanno Resources.

Depósitos de oro orogénico: modelos existentes y comparación con los datos del Sáhara Occidental

Los depósitos de oro orogénico son sistemas filonianos de metales preciosos (originalmente, Au-Ag) con un fuerte control estructural en terrenos metamórficos, formados en ambientes tectónicos colisionales formados en un amplio abanico de profundidades en la corteza (>25km a epizonales), y que se encuentran adyacentes a zonas de fallas regionales de primer orden, caracterizadas por tener cientos de kilómetros de longitud y zonas de alteración de anchuras hectométricas (Groves, 1993; Gebre-Mariam et al., 1995; Groves et al., 1998). Son un tipo de depósito muy extendido en el mundo, y que ha sido muy detalladamente estudiado pues contiene depósitos de primer orden mundial; como ejemplos de estudios regionales merecen ser citados Kerrich y Wyman (1990), Barley y Groves (1992), Groves (1993), Kerrich (1993), Groves et al. (1998), Goldfarb et al. (2001), Groves et al. (2003), Goldfarb et al. (2005), Bierlein et al. (2006) y Dubé y Gosselin (2007), entre otros. Como puede verse, los depósitos de oro que hemos descrito en el Sáhara Occidental encajan bien en esta tipología de acuerdo con esta definición.

Estos depósitos también han sido conocidos anteriormente como depósitos de tipo lode gold o reef, o como “greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits”; Dubé y Goselin, 2007). Al principio, algunos autores incluían el término “Archean” en la definición puesto que muchos de los depósitos encajan en series cratónicas arcaicas, pero más recientemente se ha comprobado que aparecen también en secuencias de cuarcitas, carbonatos, BIF y metapelitas que representan facies de plataforma en cinturones plegados del Paleoproterozoico que envuelven escudos arcaicos en África y Norteamérica, o incluso en orógenos del Neoproterozoico y del Fanerozoico en facies de esquistos verdes (Goldfarb et al., 2005; Dubé y Goselin, 2007).

Pese a su asociación con fallas regionales de primer orden, los depósitos de oro orogénico se emplazan más bien en fallas de

segundo o de tercer orden (Goldfarb et al., 2005), aspecto que como hemos visto parece ser la norma también en los depósitos de oro del Sáhara Occidental.

Goldfarb et al. (2005) señalan que las mejores rocas para encajar este tipo de depósitos son de tipo BIF o series carbonosas, o bien rocas con alta relación Fe/(Fe+Mg), como rocas volcánicas tholeiíticas o algunas rocas ígneas ácidas, que pueden actuar como trampa química. De hecho, en el caso del Sáhara se han encontrado mineralizaciones encajadas en granitoides o en BIF; de todos modos, cabe recordar que las listwánitas son rocas muy ricas en Mg y parecen contradecir este tipo de esquema.

Este tipo de depósitos puede formarse en dominios crustales muy variados (Groves, 1993), con un cierto predominio de los niveles crustales someros; como se ha visto, en el caso del Sáhara Occidental, estos depósitos se asocian con greenstone belts en facies anfibolitas pero también cortan a granitoides aparentemente no metamorfizados, por lo que su emplazamiento podría ser somero; la presencia de clorita y epidota (y, posiblemente, prehnita y pumpellyita en algunos casos) asociada a estas fracturas podría indicar que el emplazamiento podría ser en condiciones epizonales.

En cuanto a su edad, como se ha indicado es muy variada pues cortan a materiales de edades muy diversas, aunque hay unos picos de edades Arcaicas y Proterozoicas acusados; en el caso del Sáhara Occidental las cizallas cortan a granitos del Paleoproterozoico pero son cortados por diques de diabasa de edad desconocida; en todo caso, ninguno de estos materiales puede ser del paleozoico o posterior al mismo, porque los materiales sedimentarios no deformados ni metamorfizados del Paleozoico inferior del sinclinal de Tinduf se disponen de modo discordante tanto sobre las cizallas como sobre los diques de diabasa.

En cuanto a las relaciones con intrusivos, Goldfarb et al. (2005) remarcan que algunos depósitos pueden estar no sólo espacialmente vinculados con los granitoides asociados espacialmente, sino que los fluidos podrían

estar vinculados con los mismos. No obstante, hemos visto que al menos en el caso de los depósitos de Sahara las cizallas cortan, deforman y alteran a los granitoides. Algunos autores proponen que, alternativamente, las cizallas pueden ser un intermedio entre el magmatismo Goldfarb et al., 2005). En el caso del Sáhara, sabemos que efectivamente hay eventos magmáticos posteriores, pues existen densas redes de diques de diabasa muy tardíos cortando a las cizallas. No obstante, estos diques pueden corresponder a un fenómeno magmático mucho más reciente desvinculado de los procesos magmáticos del Paleoproterozoico, aunque por el momento desconocemos su edad. Por tanto, no parece lógico pensar, al menos en el caso del Sáhara Occidental, en que hubo una influencia de fluidos de origen magmático en la génesis de las soluciones hidrotermales mineralizantes, si bien hacen falta estudios más precisos.

Por lo común, los depósitos de oro orogénico a escala mundial son filones de cuarzo (eventualmente, con calcita), con mineralización de sulfuros muy escasa, desde trazas hasta el 5% modal, con menas de tamaño de grano muy fino y dispersas, aunque a veces pueden llegar a estar agrupadas en nidos. Entre las menas, la arsenopirita es el mineral predominante en las mineralizaciones que están encajadas en series metapelíticas, mientras que la pirita es dominante en aquellos depósitos encajados en rocas ígneas; como facies tardías pueden aparecer estibina, y a veces se encuentran minerales de W, de Bi y telururos, si bien estos minerales parecen ser mucho más característicos de los depósitos de oro asociados con intrusiones graníticas (Thompson et al., 1999; Goldfarb et al., 2005; Hart, 2007). De hecho, como se ha visto, en el caso del Sáhara la pirita es el sulfuro más común (aunque también es modalmente poco abundante) en estos depósitos asociados a cizallas encajados en granitoides y no se han encontrado por el momento cantidades significativas de minerales de elementos base y nada de arsenopirita, pero no se puede descartar que no existan en la misma zona depósitos encajados en las series metapelíticas que pudieran contener estos minerales,

siguiendo el modelo citado. Con todo, las series metapelíticas no parecen ser muy potentes en la zona de Sfariat-Bu Daira, por lo que no parece que puedan tener gran influencia sobre la mineralogía de los depósitos.

Goldfarb et al. (2005) también comentan que hay valores de PGE anómalos en muchos depósitos. Como hemos comentado anteriormente, es posible que en los depósitos de oro orogénico del Sáhara puedan darse concentraciones de PGE en algún dominio de las fallas, puesto que estas fallas han circulado por medios ricos en PGE y hay evidencias de una fuerte interacción de los fluidos asociados a las fallas con las rocas ultrabásicas, especialmente en Bir Malhat, aspecto reforzado con la presencia de anomalías de cromo en muchos minerales, tanto en la zona de Sfariat-Bu Daira como en la zona de Miyec-Ijil (en ésta, con abundante desarrollo de fuchsita, en aquélla, con aparición de contenidos de Cr en la sericita y la turmalina tardías).

Por otra parte, las gangas comunes en los depósitos de oro orogénico a escala mundial son cuarzo, albita, mica blanca o fuchsita o roscoelita (que indican presencia de Cr o V), cloritas, turmalinas, biotita y carbonatos. La presencia de fuchsita u otras micas ricas en Cr es muy frecuente. Como se recordará, los depósitos del Sáhara se caracterizan por presentar anomalías en Cr, aspecto que también se ha visto en las listwänitas, donde llegaba a haber cromita hidrotermal. Asimismo, la presencia de turmalina negra en los filones auríferos del Sáhara es un elemento de discusión, y debería en el futuro analizarse la turmalina para extraer información petrogenética de la misma.

En cuanto al oro, la relación Au/Ag es alta en los depósitos de tipo oro orogénico a escala mundial (Morrison et al., 1991). Aunque desconocemos cuáles son de forma sistemática los ratios Au/Ag en los depósitos del Sáhara Occidental de estas características, cabe recordar que al menos el oro visible descubierto es rico en Au y pobre en Ag, si bien es posible que sea de origen muy tardío e incluso supergénico.



Figura 6.5.108. Niveles de mármol reemplazados por magnetita (cuerpos oscuros) en láminas cabalgantes al NW de Miyec. Imagen de SAS.
Figure 6.5.108. Marble beds in thrust units, replaced by magnetite (dark bodies). NW of Miyec. SAS image.

6.5.9. DEPÓSITOS DE ORO TIPO IOCG (Cu-Au-Fe) DE LA ZONA DE SFARIAT-BU DAIRA

Es difícil, en muchos casos, asegurar que algunos de los depósitos correspondan a esta tipología con los datos disponibles hasta el momento.

Algunos de los depósitos, por otra parte, se encuentran en series no datadas, por lo que su posición geotectónica en el Sáhara es complicada de resolver.

Algunos de los indicios más interesantes se encuentran en los tramos carbonatados de la zona al NW de Miyec, los cuales pueden corresponder por su potencia y continuidad a depósitos de plataforma, aunque su edad es desconocida. De manera análoga a los depósitos de tipo IOCG de la zona de Miyec-Ijil, estos carbonatos pueden estar masivamente reemplazados en la proximidad de zonas de cizalla regionales por cuerpos de magnetita de forma muy irregular, llegando a formar cuerpos mineralizados masivos de varios cientos de metros de diámetro, que se reconocen a escala de imagen de foto satélite (fig. 6.5.108) o fácilmente en el campo (fig. 6.5.109, 6.5.110). Este reemplazamiento a veces se produce siguiendo las superficies de capa o los contactos por cizalla, de manera que el cuerpo mineral a veces es laminar, pero a veces llega a obliterar completamente las

texturas originales de la roca; pueden quedar relictos de carbonato dentro de la magnetita, y puede verse cómo esta pasa lateralmente al mármol, con un contacto muy irregular con el mismo cuando se examina en detalle.

Es importante precisar que en la mineralización como tal no se han descubierto calcosilicatos típicos de los skarns, aunque parece que haya cantidades importantes de silicatos magnésicos en los mármoles, de modo que es difícil interpretar el depósito siguiendo el modelo de un skarn, especialmente si se tiene en cuenta que no hay afloramientos importantes de granitoides en esta zona, si bien no podría excluirse que no se trate de un skarn distal. No obstante, el fuerte control estructural de los depósitos (todos ellos están cercanos a las cizallas de primer o de segundo orden de la zona, con direcciones dominantes WNW-ESE o E-W) sugiere fuertes similitudes con los depósitos de oro orogénico o bien su pertenencia al tipo IOCG más desvinculado de magmatismo ácido.

La mineralización original está bastante oxidada, de manera que es difícil precisar la composición mineralógica. En detalle se observan crecimientos granudos de magnetita, entre los cuales eventualmente aparecen pequeños cristales de calcopirita más o menos alterada a malaquita u otros minerales supergénicos de Cu y goethita pulverulenta (“limonitas”).



Figura 6.5.109. Aspecto en el campo de los niveles de mármol reemplazados por magnetita masiva, al NW de Miyec.

Figure 6.5.109. Field aspect of the marble units replaced by massive magnetite, NW of Miyec.



Figura 6.5.110. Aspecto en el campo de los niveles de mármol reemplazados por magnetita masiva, al NW de Miyec.

Figure 6.5.110. Field aspect of the marble units replaced by massive magnetite, NW of Miyec.

Por el momento no se dispone de datos analíticos de geoquímica de estos cuerpos, ni de láminas o probetas de los mismos, por lo que desconocemos el potencial real de estas mineralizaciones. Este tipo de mineralización es perspectivo para oro, y su mineralogía favorece que se puede localizar muy fácilmente con magnetometría. Hay un conjunto de afloramientos muy abundantes y todo sugiere que debe incentivarse su exploración.

Indicios muy similares, aunque muy tectonizados y con afloramientos muy

enmascarados por arenas eólicas, aparecen en forma de láminas entre zonas de cizalla de segundo orden asociadas con la falla de Agzumal (fig. 6.5.111 a 6.5.6.5.114). El lente aflorante tiene al menos un centenar de metros de longitud, y consta de masas de magnetita con sulfuros (principalmente, pirita y calcopirita), que reemplazan lentejones de mármol, de los cuales se pueden observar relictos; la mineralización puede ser masiva de magnetita o estar diseminada en vetas ricas en cuarzo (fig. 6.5.114).



Figura 6.5.111. Afloramiento de masas de magnetita reemplazando un lente de carbonatos en el sistema de fallas de Saasaiat.

Figure 6.5.111. Outcrop of magnetite bodies replacing a marble lens in the Saasaiat fault system.



Figura 6.5.112. Afloramiento de masas de magnetita reemplazando un lente de carbonatos en el sistema de fallas de Saasaiat.

Figure 6.5.112. Outcrop of magnetite bodies replacing a marble lens in the Saasaiat fault system.



Figura 6.5.113. Afloramiento de masas de magnetita reemplazando un lente de carbonatos en el sistema de fallas de Saasaiat.

Figure 6.5.113. Outcrop of magnetite bodies replacing a marble lens in the Saasaiat fault system.



Figura 6.5.114. Detalle del afloramiento anterior; nótese relictos de mármol atravesados por vetas parduzcas con cuarzo, tremolita y óxidos.

Figure 6.5.114. Detail of the above outcrop; note marble relicts crosscut by brownish veins with quartz, tremolite and magnetite.

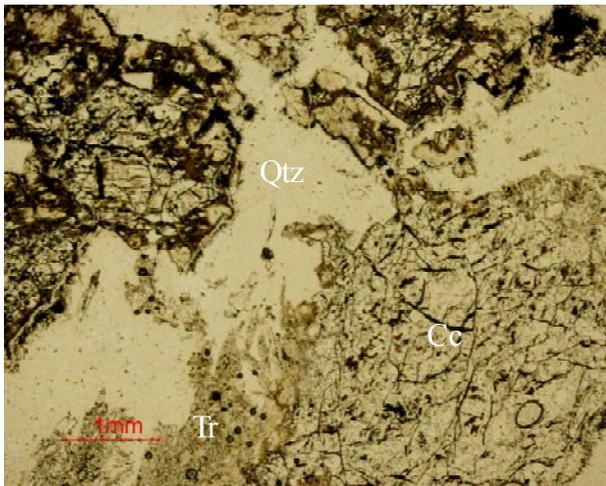


Figura 6.5.115. La mineralización anterior en lámina delgada: vetas de cuarzo (Qtz) y tremolita (Tr) reemplazando calcita en mármol (Cc). PPL. Muestra b117.

Figure 6.5.115. The above mineralization in thin section: quartz veins (Qtz) and tremolite (Tr) replacing calcite marble (Cc). PPL. Sample B117.

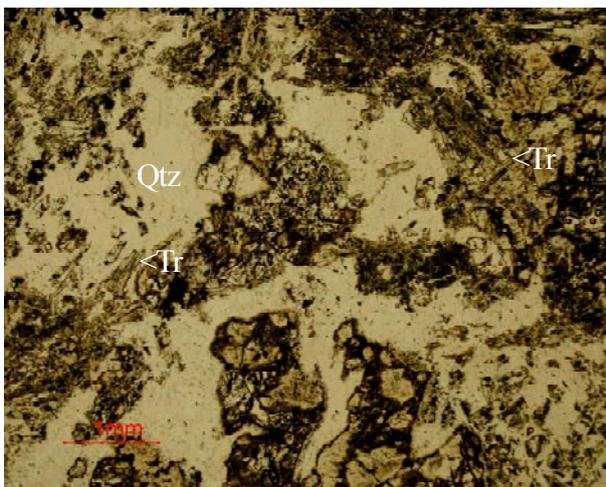


Figura 6.5.117. La mineralización anterior en lámina delgada: vetas de cuarzo (Qtz) y tremolita (Tr) reemplazando calcita en mármol (Cc). PPL. Muestra b117.

Figure 6.5.117. The above mineralization in thin section: quartz veins (Qtz) and tremolite (Tr) replacing calcite marble (Cc). PPL. Sample B117.

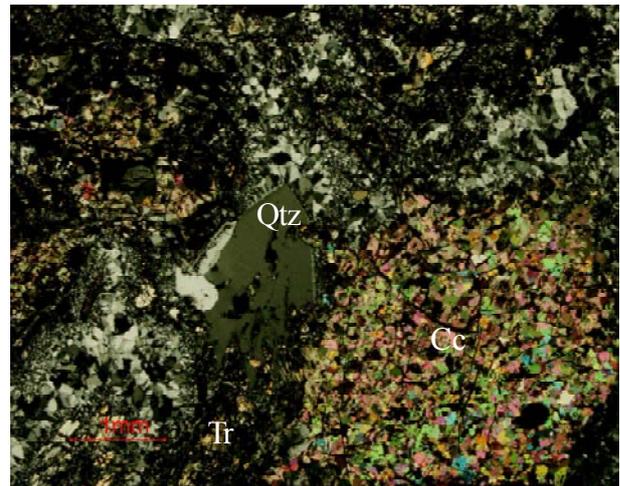


Figura 6.5.116. La muestra anterior, en nicoles cruzados. Nótese la presencia de varias generaciones de cuarzo.

Figure 6.5.116. The above samples in crossed polars; note the presence of several quartz generations.

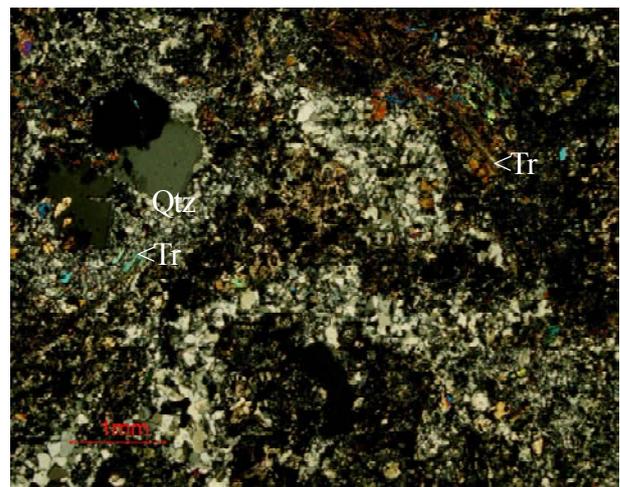


Figura 6.5.118. La muestra anterior, en nicoles cruzados. Nótese la presencia de varias generaciones de cuarzo.

Figure 6.5.118. The above samples in crossed polars; note the presence of several quartz generations.

En detalle, se aprecia que las vetas silícicas que reemplazan a los carbonatos originales constan de varias generaciones de cuarzo, con aspecto crustiforme; las primeras generaciones son de grano muy fino y las últimas, de grano grueso (fig. 6.5.115, 6.5.116). El cuarzo está acompañado no sólo de magnetita y de sulfuros sino de miembros

de la serie tremolita-actinolita. Estos anfíboles forman cristales hipidiomórficos de hábito prismático corto (fig. 6.5.117, 6.5.118) o, a veces acicular, formando incluso crecimientos asbestiformes. Es incolora, por lo que debe corresponder a tremolita. Su presencia puede indicar que se ha dado una alteración hidrotermal del tipo sódico-cálcica.

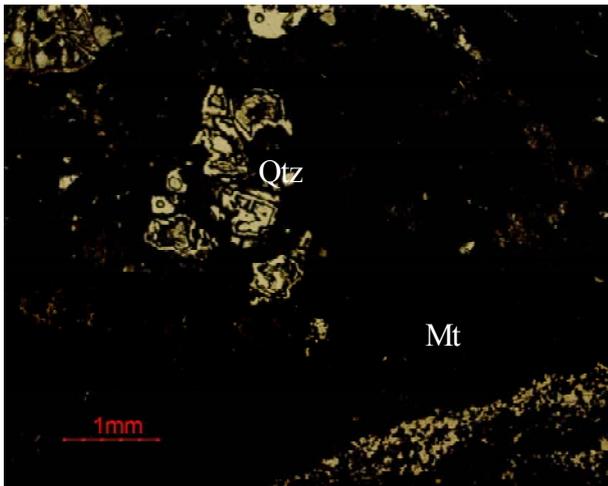


Figura 6.5.119. La zona de óxidos en lámina delgada: cuarzo (Qtz) y magnetita (Mt) PPL. Muestra b117.

Figure 6.5.119. The oxide-rich zone in thin section: quartz (Qtz) with magnetite (Mt), PPL. Sample B117.

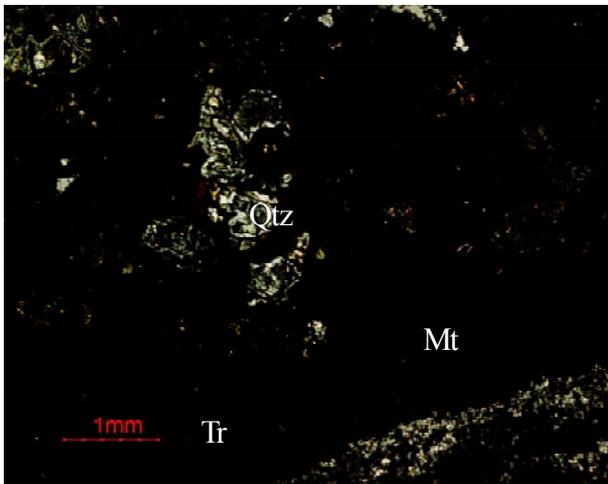


Figura 6.5.120. La muestra anterior; nicoles cruzados.

Figure 6.5.120. The above sample, crossed polars.

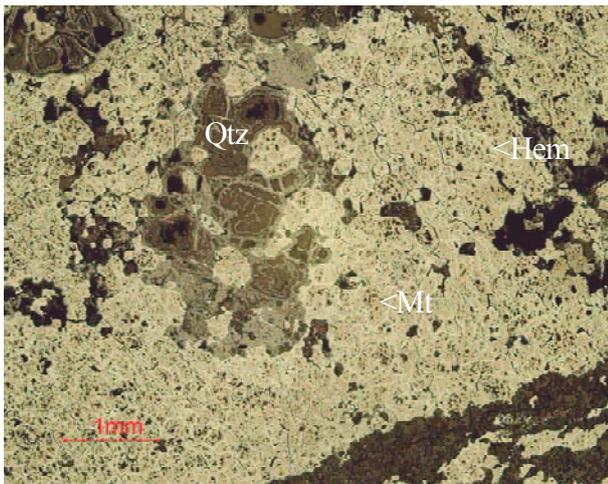


Figura 6.5.121. La mineralización anterior en luz reflejada: cuarzo (Qtz) con magnetita (Mt) reemplazada por hematites (Hem). PPL.

Figure 6.5.121. The above mineralization in reflected light: quartz (Qtz) with magnetite (Mt) replaced by hematite (Hem). PPL. Sample B117.

El anfíbol se encuentra muy alterado, por lo que no es descartable que la mineralización original tuviera otros minerales de origen hidrotermal que pueden haber sido destruidos por la meteorización.

En cuanto a la mineralización metálica propiamente dicha, está constituida principalmente por magnetita, que puede llegar a ser el 100 % modal de la roca, pero casi siempre con pequeñas cantidades de pirita y calcopirita (inferiores al 3% modal), aunque estos dos últimos minerales se encuentran además muy reemplazados por goethita y otros minerales supergénicos. Así, en el caso de la calcopirita, este mineral se ve reemplazado además de goethita por covellina, calcosina y carbonatos de cobre, principalmente malaquita. Las costras de malaquita son muy abundantes en la superficie del afloramiento, y sugieren que la mineralización original podía ser relativamente rica en cobre.

Las menas forman cristales alotriomórficos de tamaño de grano fino a medio (generalmente, menos de 1 mm), con textura granuda, y están intercrecidos con cuarzo.

La magnetita se ve reemplazada en mayor o menor grado por delgadas vetillas de hematites (martitización, siguiendo bordes de grano, exfoliaciones octaédricas o fracturas irregulares (fig. 6.5.121). Esta alteración no alcanza a ser extensiva, y probablemente sea de origen supergénico, por lo que esté limitada a los primeros metros por debajo de la superficie de afloramiento.

A diferencia de la magnetita de Bir Malhat, esta magnetita no presenta exsoluciones de minerales de titanio o espinelas, ni tiene contenidos apreciables con EDS de vanadio, titanio o cromo.

Pese a que esta mineralización está en una zona muy tectonizada entre una zona de cizalla, estimamos que puede pertenecer, como las anteriores, al tipo de depósitos IOCG (Iron Oxide Copper Gold deposits). Aunque por el momento no tenemos datos geoquímicos de la misma, entendemos que este tipo de mineralizaciones son de las más perspectivas del área considerada, si bien las reservas aflorantes no son muy grandes.

6.5.10. MINERALIZACIONES DE SULFUROS EN LAS ZONAS DE FALLA DE PRIMER ORDEN

Las zonas de cizalla de primer orden de la zona de Sfariat-Bu Daira, o las que la limitan, han generado zonas cataclásticas de anchura hectométrica o incluso a veces kilométrica, fácilmente reconocibles en foto satélite a lo largo de cientos de kilómetros de afloramientos, sólo parcialmente recubiertos por sedimentos cuaternarios (principalmente, arenas, costras y sabkhas). Estas zonas normalmente no forman promontorios sino que se encuentran en zonas relativamente deprimidas, posiblemente debido a que son más débiles respecto a la erosión que las rocas frescas regionales al estar muy mecanizadas y enriquecidas en minerales secundarios fácilmente meteorizables.

Sobre las zonas de fracturación cataclástica se ha desarrollado una intensa alteración hidrotermal, determinando que en el campo pueden tener un intenso color verdoso oliváceo debido a la cristalización generalizada

de epidota de tamaño de grano muy fino, especialmente cuando la roca reemplazada son gabros o rocas ricas en Ca y Fe. La roca puede llegar a estar constituida en estos casos por más del 90% modal de epidota.

En el caso de que la roca afectada sean granitoides, se desarrolla también una textura cataclástica, en la que se ven fragmentos angulosos de la roca granítica original, generalmente muy alterados, o fragmentos de filones de cuarzo lechoso de origen hidrotermal, en una matriz de tamaño de grano muy fino, con un color rojizo muy oscuro (fig. 6.5.122, 6.5.123).

El examen microscópico de estas zonas cataclásticas revela, por una parte, que el cuarzo es el mineral más abundante tanto en los fragmentos como en la matriz de la roca; por otra, la matriz se ve muy oscura o incluso opaca (fig. 6.5.124, 6.5.125), y el análisis con microscopía de luz reflejada y microscopio electrónico revela que ello es debido a que contiene proporciones muy elevadas (más del 50% modal en algunos casos) de sulfuros de tamaño de grano muy fino (menos de 10 micras



Figura 6.5.122. Aspecto en afloramiento de las rocas cataclásticas (posiblemente, granitoides) de la falla de Mug el Kelb. El color rojizo es debido a la presencia de óxidos secundarios de hierro; la zona más clara es rica en cuarzo. Muestra b115.

Figure 6.5.122. Aspect in outcrop of the cataclastic zone of the Mug el Kelb fault (affecting possibly granitoids). Reddish color is due to secondary iron oxydes; the clearest areas correspond to quartz. Sample b115.



Figura 6.5.123. Aspecto en afloramiento de las rocas cataclásticas (posiblemente, granitoides) de la falla de Mug el Kelb. El color rojizo es debido a la presencia de óxidos secundarios de hierro; la zona más clara es rica en cuarzo. Muestra b115

Figure 6.5.123. Aspect in outcrop of the cataclastic zone of the Mug el Kelb fault (affecting possibly granitoids). Reddish color is due to secondary iron oxydes; the clearest areas correspond to quartz. Sample b115.

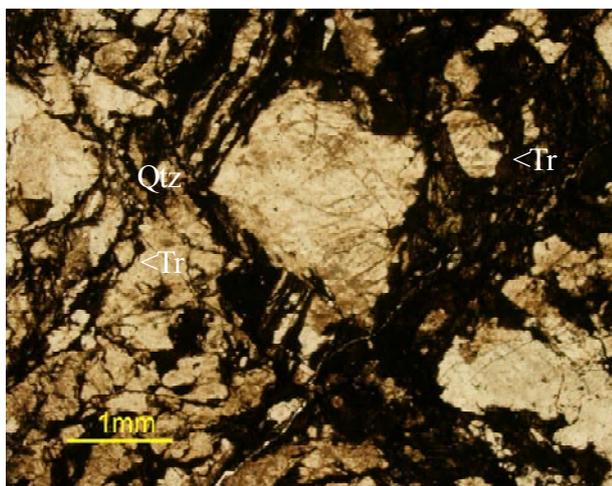


Figura 6.5.124. Fragmentos de cuarzo cataclástico (Qtz) con una matriz muy fina de sulfuros parcialmente alterados a óxidos supergénicos de hierro. PPL. Muestra b115.
Figure 6.5.124. Fragments of cataclastic quartz (Qtz) in a fine-grained matrix with sulphides altered to supergenic iron oxydes. PPL. Sample B117.

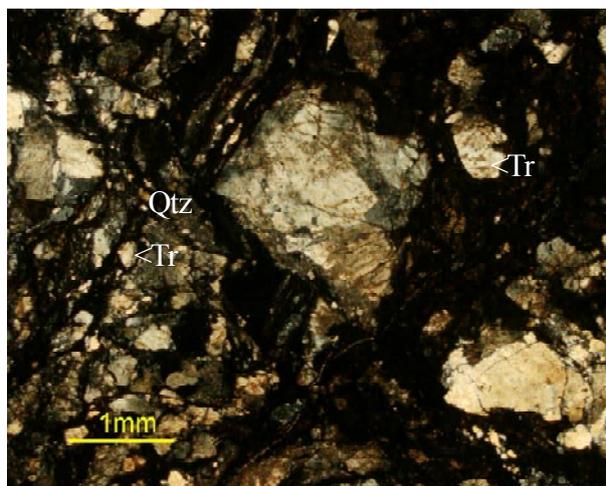


Figura 6.5.125. La muestra anterior, en nicoles cruzados.

Figure 6.5.125. The above samples in crossed polars.

de diámetro). Por el momento, entre los sulfuros se ha detectado mayoritariamente pirita, en forma de cristales idiomórficos muy finos o fragmentos angulosos; no obstante, se han localizado también algunos pequeños granos de calcopirita, aunque muy escasos y alterados.

Estos sulfuros acostumbran a estar reemplazados por proporciones muy variables de goethita o hematites secundarias, asimismo de tamaño de grano finísimo, que son los

minerales que confieren a la roca el tono rojizo o pardo que se aprecia muchas veces en el campo.

Por el momento no se ha encontrado oro u otros metales preciosos, pero no se descarta en absoluto que puedan estar presentes, recomendándose que se efectúe en el futuro un análisis sistemático de estas mineralizaciones, teniendo en cuenta el gran volumen de las zonas afectadas por este proceso.