



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.

8.6. LOS MAURITÁNIDES: METALOGENIA

8.6.1. INTRODUCCION

Como se verá en los siguientes apartados, los recursos de minerales metálicos efectivamente localizados en esta zona no son a primera vista tan importantes como los de otros sectores, pero merece la pena discutir el potencial metalogenético de cada litotipo. Los recursos que se han localizado hasta el momento se presentan sintetizados gráficamente en el mapa metalogenético de la zona en la figura 8.6.1.

8.6.2. METALOGENIA DEL BASAMENTO DE GNEISES Y MIGMATITAS DEL ARCAICO

Los recursos metálicos de estas zonas son poco conocidos, pero no parecen importantes. De hecho, no hay indicios reconocidos de ningún elemento asociados a los gneises del Arcaico, ni en el dominio Oriental ni en el Occidental. El contexto de formación de estos materiales no parece el más adecuado para la formación de grandes depósitos minerales: las pegmatitas formadas en este contexto, de tipo abisal, tienden a ser estériles, si bien podrían tener recursos de minerales industriales, pero no se han descrito volúmenes importantes de estas rocas. Aunque los propios procesos del Arcaico no parecen buenos concentradores de

metales, estos cuerpos se encuentran muy cizallados y podrían ser las rocas encajantes de depósitos formados por procesos muy posteriores, como oro orogénico asociado a zonas de cizalla, si bien tampoco parecen haber en estos materiales buenas trampas geoquímicas para favorecer la precipitación de metales.

8.6.3. METALOGENIA ASOCIADA A LOS CUERPOS OFIOLÍTICOS

Como se recordará, en el dominio Central, pero también en el Oriental, se reconocen series que pueden ser descritas como ofiolíticas, con importantes afloramientos de metabasitas, tanto anfibolitas que pueden corresponder al metamorfismo de lavas o materiales piroclásticos o vulcano-sedimentarios, como potentes paquetes de gabros y rocas ultrabásicas. Tampoco se conoce bien su edad o si, mucho más probablemente, existen varios estadios de formación de cuerpos ofiolíticos en asociación con las múltiples orogenias. Todos estos materiales se encuentran formando parte de láminas cabalgantes, y están muy deformados.

En este tipo de contexto podrían esperarse depósitos de cromitas podiformes, de Ni-Cu, listwänitas y depósitos de tipo Chipre. Valoraremos las posibilidades de todos ellos.

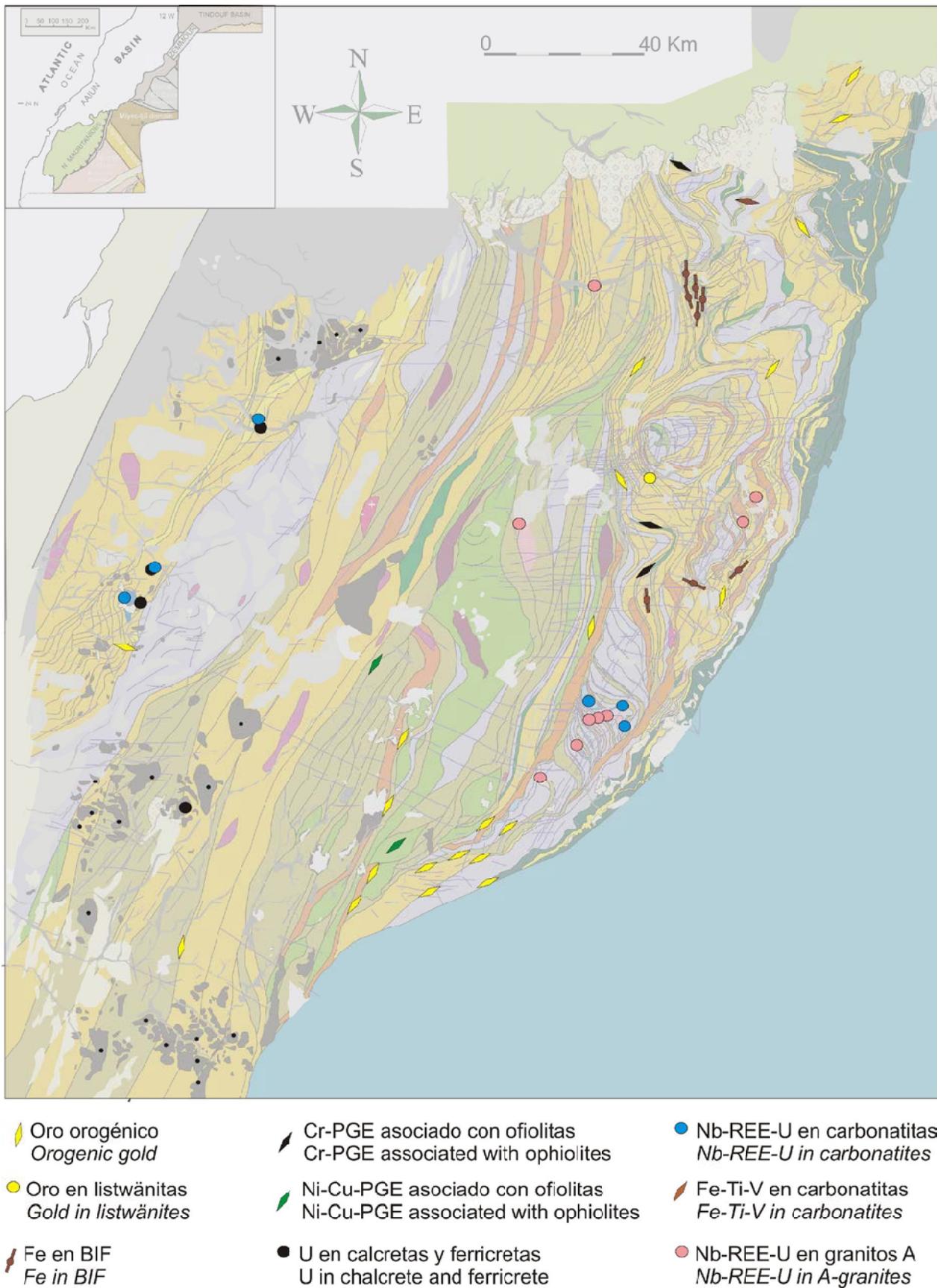


Figura 8.6.1. Mapa metalogenético del dominio de los Mauritánides. La leyenda geológica está en la página siguiente.

Figure 8.6.1. Metallogenetic map of the Mauritanids domain. The geological legend is in the next page.

	Arenas y gravas aluviales (Cuaternario) <i>Alluvial sands and gravels (Quaternary)</i>
	Yeso de sabkha (Cuaternario) <i>Sabkha gypsum (Quaternary)</i>
	Calcretas y calcretas ferruginosas (Cuaternario) <i>Calcrete and ferruginous calcretetes (Quaternary)</i>
	Reg (Cuaternario) <i>Reg (Quaternary)</i>
	Materiales coluviales: brechas, arenas, arcillas (Cuaternario) <i>Colluvial materials: breccias, sands, clay (Quaternary)</i>
	Arenas del Cuaternario <i>Sands Quaternary</i>
	Sedimentos marinos (Neógeno) <i>Marine sediments (Neogene)</i>
	Carbonatitas (Cretácico) <i>Carbonatites (Cretaceous)</i>
	Serie marinas del Cretácico <i>Cretaceous marine series</i>
	Diabasas olivínicas (Triásico?) <i>Olivine diabase (Triassic?)</i>
	Granitoides calcoalcalinos (Carbonífero superior) <i>Calc-alkaline granitoids (Upper Carboniferous)</i>
	Paleozoico indiferenciado <i>Undifferentiated Paleozoic</i>
	Granitoides calcoalcalinos (Neoproterozoico) <i>Calc-alkaline granitoids (Neoproterozoic)</i>
	Cuarzitas y esquistos (Paleoproterozoico y Neoproterozoico?) <i>Quartzites and schists (Paleoproterozoic and Neoproterozoic?)</i>
	Carbonatitas del Paleoproterozoico <i>Paleoproterozoic carbonatites</i>
	Granitos alcalinos (Neoproterozoico and Archaico) <i>Alkaline granites (Neoproterozoic and Archean)</i>
	Gabros alcalinos (Neoproterozoico?) <i>Alkaline gabbros (Neoproterozoic?)</i>
	BIF (Neoproterozoico?) <i>BIF (Neoproterozoic?)</i>
	Calizas (Neoproterozoico?) <i>Limestones (Neoproterozoic?)</i>
	Paragneises, anfíbolitas, grauwacas y esquistos (Neoproterozoico y Archaico?) <i>Paragneisses, amphibolites, greywackes and schists (Neoproterozoic and Archean?)</i>
	Riolitas, riolacitas y dacitas (Neoproterozoico?) <i>Rhyolites, rhyodacites and dacites (Neoproterozoic?)</i>
	Ortogneises (Archaico?) <i>Orthogneises (Archean?)</i>
	Gabros (Archaico?) <i>Gabbros (Archean?)</i>
	Serpentinitas y rocas plutónicas ultrabásicas (Archaico?) <i>Serpentinites and ultrabasic plutonic rocks (Archean?)</i>
	Anfíbolitas (Archaico?) <i>Amphibolites (Archean?)</i>
	Charnockitas y rocas en facies granulita (Archaico?) <i>Charnockites and granulite facies rocks (Archean?)</i>
	Migmatites, gneis (Mesoarchaico) <i>Migmatite, gneis (Mesoarchean)</i>

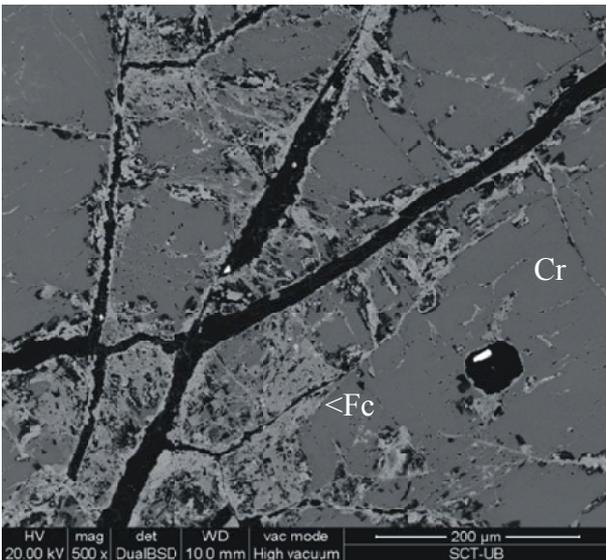


Figura 8.6.2. Cromita (Cr) cortada por ferricromita (Fc). Haraicha. SEM, modo BSE.
Figure 8.6.2. Chromite (Cr) cut by ferrichromite (Fc). Haraicha. SEM image, BSE mode.

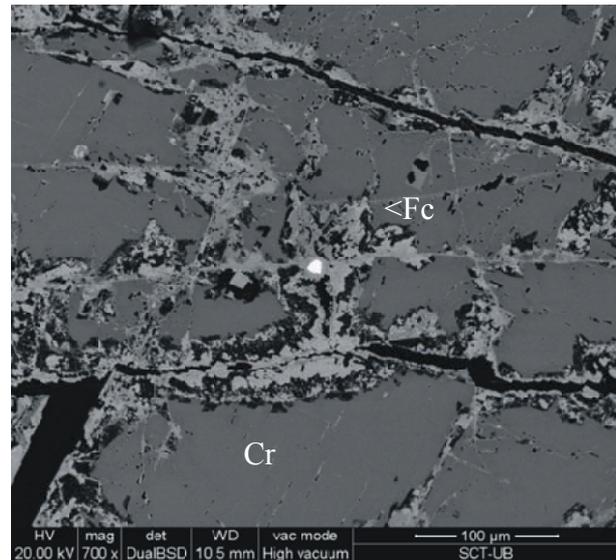


Figura 8.6.3. Cromita (Cr) cortada por ferricromita (Fc). Haraicha. SEM, modo BSE.
Figure 8.6.3. Chromite (Cr) cut by ferrichromite (Fc). Haraicha. SEM image, BSE mode.

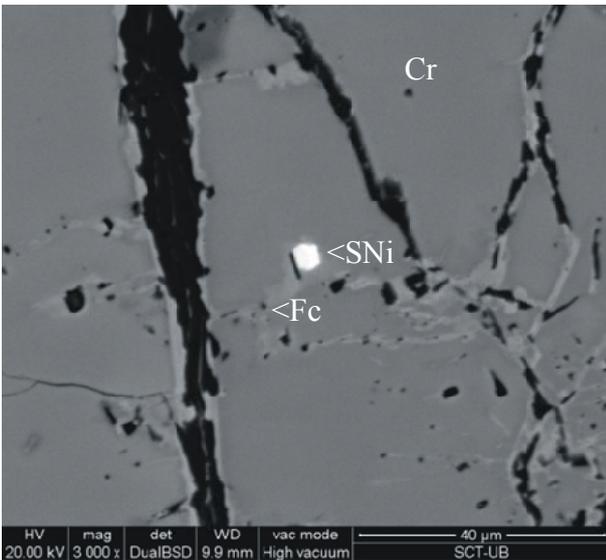


Figura 8.6.4. Sulfuros de Ni (SNi) y ferricromita (Fc) cortando cromita (Cr). Haraicha. SEM, modo BSE.
Figure 8.6.4. Ni sulfides (SNi) and ferrichromite (Fc) cut chromite (Cr). Haraicha. SEM image, BSE mode.

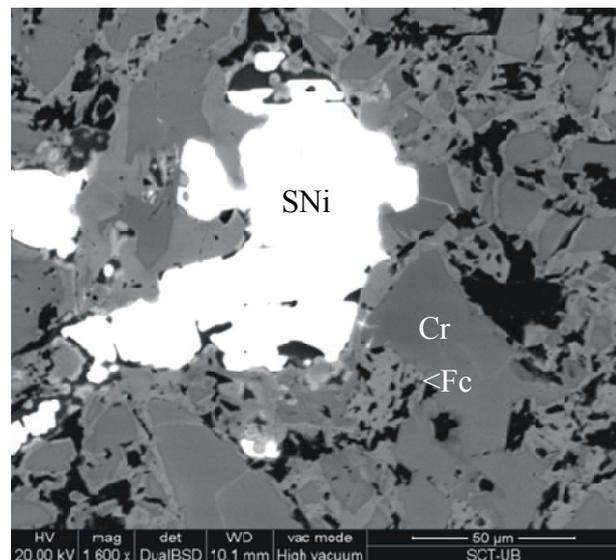


Figura 8.6.5. Sulfuros de Ni (SNi) y ferricromita (Fc) cortando cromita (Cr). Haraicha. SEM, modo BSE.
Figure 8.6.5. Ni sulfides (SNi) and ferrichromite (Fc) cut chromite (Cr). Haraicha. SEM image, BSE mode.

Cromitas podiformes

Existen efectivamente recursos de cromitas podiformes, al menos en dos puntos, en la zona de Haraicha y al N de Aleib Ergad (Lehib et al., 2008); en ambos casos se trata de lentes de cromititas de dimensiones por lo menos kilométricas aunque de potencia mal conocida, que afloran en asociación con cuerpos de rocas ultrabásicas, por lo general serpentinizadas. El

conjunto está fuertemente afectado por las bandas de cizalla que buzan hacia el NW, y que en algunos casos pueden estar enriquecidas en fuchsita, cuyo Cr puede proceder de la lixiviación de las cromitas próximas por fluidos hidrotermales que circularon por las zonas de cizalla.

Los pods de cromititas son masivos, y la cromita constituye más del 90% de la roca, aunque en algunas zonas grada a diseminada. La cromita forma granos alotriomórficos, de

tamaño de grano en el orden milimétrico (fig. 8.6.2, 8.6.3). Los cristales están zonados, con un núcleo redondeado aluminico, y bordes más férricos. Las texturas intergranulares son de tipo granoblástico, con bordes curvados y puntos triples entre los granos de cromita y los del resto de minerales, aunque sobre esta textura metamórfica hay texturas cataclásticas sobreimpuestas. Por otra parte, la mayor parte de las menas se encuentran muy fracturadas.

Aprovechando estas fracturas, la cromita se ve parcialmente reemplazada por la circulación de fluidos hidrotermales que producen en primera instancia una espinela crómica más rica en Fe («ferricromita») y, finalmente, magnetita (fig. 8.6.2, 8.6.3). Estos minerales secundarios son pseudomorfos de la cromita y normalmente son de tamaño muy fino, inframilimétrico.

Los minerales acompañantes de la cromita son predominantemente de los grupos de la serpentina y de la clorita; esta última aparece en posiciones intersticiales, como inclusiones en la cromita o en vetas, acompañando a la ferricromita, y se han formado como producto de alteración de los olivinos primarios, que han desaparecido por completo. Como se ha indicado, en algunos casos puede aparecer además titanita y fuchcita; ésta, en forma de cristales tabulares de tamaño milimétrico. Este mineral tiende a aparecer en las zonas de cizalla.

Por otra parte, en asociación con la ferricromita y los silicatos magnésicos secundarios, no es raro que aparezcan pequeñas cantidades de awarúita (Ni_3Fe) y de sulfuros de Ni, por el momento no analizados. Estos sulfuros aparecen en forma de cristales alotriomórficos, con tamaño de grano fino (figs. 8.6.4, 8.6.5). No parecen que lleguen a dar concentraciones significativas, al menos por lo visto hasta el momento.

Finalmente, en asociación con las cromititas hay mineralizaciones de PGE. Por el momento, se han localizado cristales idiomórficos cúbicos de laurita de menos de 10 micras de diámetro dentro de la cromita (fig. 8.6.4a,b) o en los bordes de la misma (fig. 8.6.4 c). Esta forma idiomórfica y su inclusión en cromita sugieren que se trata de un producto de cristalización magmática precoz.

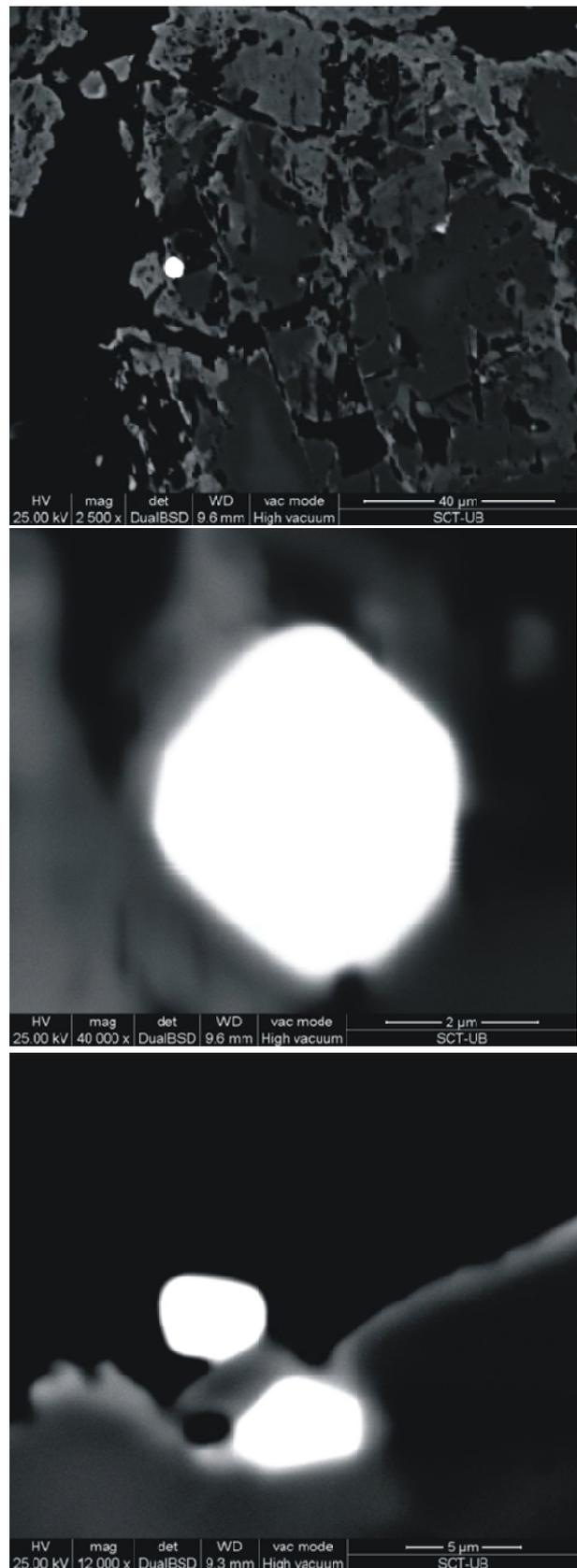


Figura 8.6.6. PGE en cromititas. a) Cristal cúbico de laurita como inclusión en cromita. b) detalle. c) Laurita en bordes de cromita. Haraicha. SEM, modo BSE.

Figure 8.6.6. PGE in chromitites. a) Laurite cubic crystal as inclusion in chromite. b) detail. c) Laurite in chromite border: Haraicha. SEM, BSE mode.

La cromita aluminica de los núcleos de los cristales presenta composiciones que sugieren una cristalización ígnea de esta cromita, lo cual concuerda con la baja proporción de SiO₂ (menos del 0.1% en peso) o de Fe₂O₃ (menos de 0.5% en peso) en el mineral, mientras que la de MgO es alta (hasta 17% en peso), todo lo cual es típico de cromita magmática. De este modo, el #Cr varía de 0.44 a 0.59, y el de Mg entre 0.59 y 0.8; la proporción de TiO₂ es muy baja (menos de 0.25% en peso). por ello, las cromitas del Sahara se representan en el campo de las cromitas podiformes o ofiolíticas (fig. 8.6.7), con composiciones localizadas principalmente en el dominio rico en aluminio (#Cr<0.6) de este campo.

La composición química de las cromitas desde los núcleos aluminicos a los bordes más férricos indica que han sufrido una evolución metamórfica caracterizada por un empobrecimiento en Al y un enriquecimiento en Fe²⁺, manteniéndose Fe³⁺ relativamente constante (fig. 8.6.8). Estas variaciones químicas son típicas de cromita alterada principalmente en metamorfismo en facies de esquistos verdes (Evans y frost, 1975; Suita y Streider, 1996).

Así pues, las cromitas primarias de las cromititas de Haraicha son del tipo rico en aluminio (con #Cr<0.6) y tienen una composición química que es la característica de ambientes ofiolíticos. Pese a que las cromititas ricas en Al son raras en complejos ofiolíticos del Proterozoico, se han descrito otros ejemplos en los Mauritánides (Ahmed et al., 2005; Ghorfi et al., 2008). Además, la existencia de estos afloramientos de ofiolitas es valioso a la hora de reconstruir la paleogeografía de estos segmentos de los Mauritánides.

La secuencia de alteración es usualmente caracterizada por una disminución de los contenidos de Al y Mg, conjuntamente con un enriquecimiento en Fe²⁺. Por lo tanto, estas cromititas han sido afectadas por metamorfismo de grado bajo en facies esquistos verdes. Teniendo en cuenta la complejidad del metamorfismo en la región, es posible que la composición de las cromitas de el tipo de metamorfismo en sus estadios retrógrados, posiblemente los asociados con

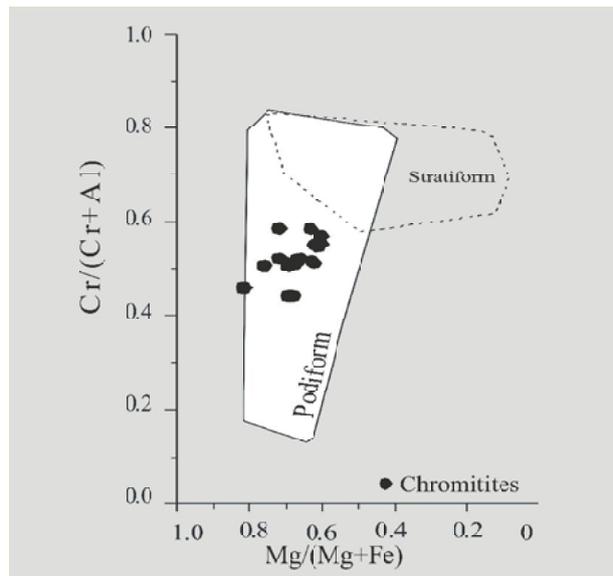


Fig.8.6.7. #Cr [Cr/(Cr+Al)] vs #Mg [Mg/(Mg+Al)] en cromitas podiformes del Sahara Occidental. Campos podiforme y estratiforme de Leblanc y Nicolas (1992).
Fig. 8.6.7. #Cr [Cr/(Cr+Al)] vs #Mg [Mg/(Mg+Al)] for podiform chromite from Western Sahara. Podiform and stratiform fields of Leblanc & Nicolas (1992).

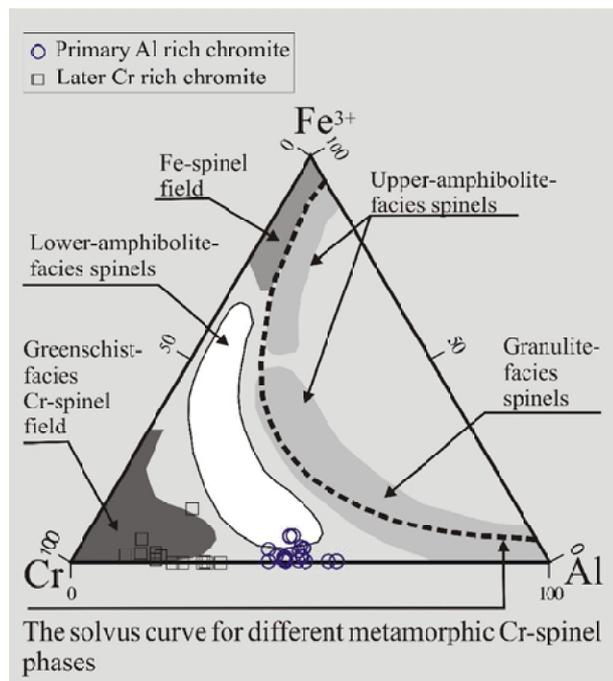


Figura 8.6.8. Cambios composicionales en espinelas de cromitas del Sahara chromitite (primarias y secundarias) expresados en un diagrama triangular Fe³⁺-Cr-Al. Los campos composicionales de la espinela de diferentes facies metamórficas son de Proenza et al. (2004).

Figure 8.6.8. Compositional changes in spinels from Sahara chromitite (primary and secondary chromite) expressed in a triangular Fe³⁺-Cr-Al plot. Spinel compositional fields from different metamorphic facies by Proenza et al. (2004).

el desarrollo de las cizallas en épocas Panafricanas o Hercínicas. Esta historia térmica es diferente de las de las otras reportadas en las áreas del Sur de los Mauritánides, donde la cromita es reemplazada por ferricromita (Kane, 1987).

A la luz de la cartografía que hemos realizado, cromititas ofiolíticas como las descritas hasta ahora pueden aparecer en muchos más puntos del Sáhara Occidental, así como concentraciones de elementos del grupo del platino de la asociación Ir-Ru-Os. Por otra parte, a la hora de plantear en el futuro una exploración geológica de recursos minerales en los Mauritánides deberá tenerse en cuenta el posible papel de estas mineralizaciones como preconcentraciones para desarrollar otros estilos de mineralización a partir de procesos de enriquecimiento por mecanismos residuales o hidrotermales.

Depósitos de sulfuros masivos tipo Chipre

El volumen de afloramientos de rocas ultrabásicas y de series anfibolíticas en la franja central de los Mauritánides es muy grande. Teniendo en cuenta la tectonización de los materiales, la extensión inicial de la corteza oceánica antes de los diferentes procesos de compresión tectónica era mucho mayor, por lo que es muy probable que haya mineralizaciones de sulfuros masivos de grandes dimensiones, puesto que no se han localizado los gossans correspondientes. No obstante, puede que de haberlos no lleguen a aflorar en superficie, pero se podrían localizar a partir de campañas de geofísica.

En diversas zonas del Sáhara, y aparentemente en relación con materiales de los dominios oceánicos, Arribas (com. pers.) localizó algunos afloramientos muy gossanizados con minerales secundarios de cobre (principalmente, malaquita, sin sulfuros primarios). Aunque estas muestras se han perdido o no ofrecen suficiente información, podrían ser las primeras evidencias de la existencia de mineralizaciones de sulfuros de metales base.

Listwänitas

Muchos de los afloramientos de ofiolitas de la zona se encuentran emplazados tectónicamente y en las proximidades de zonas de cizalla importantes, y de hecho se han localizado pequeños afloramientos de listwänitas. Como se ha indicado en otros capítulos de esta memoria, este tipo de mineralizaciones puede contener recursos de Au-PGE-Ni-Co-As, entre otros. No obstante, en las escasas muestras que tenemos disponibles no hemos encontrado por el momento concentraciones significativas de estos elementos.

8.6.4. METALOGENIA ASOCIADA A MAGMATISMO EN EPISODIOS EXTENSIONALES

Como se recordará, existen diversos episodios extensionales (de rifting), en cada uno de los cuales se genera magmatismo alcalino de intraplaca. En el dominio de los Mauritánides el magmatismo que se ha localizado es esencialmente saturado, con granitos alcalinos, a menudo ricos en egrina o anfíboles alcalinos. Además, como se recordará, en algunos casos aparecen carbonatitas.

Este magmatismo se repite en varias ocasiones en la misma localización geográfica pero en periodos de tiempo muy alejados entre sí. Este comportamiento no es en absoluto raro, pues ha sido localizado en muchos ambientes riftogénicos del mundo, y es denominado «punctuated anorogenic magmatism» (Martin et al., 2012).

Los depósitos que pueden esperarse en este tipo de contexto son los siguientes: a) depósitos de elementos raros (REE-U-Th-Nb-Ta) asociados a granitos alcalinos; b) depósitos de Sn-W-Li asociados a granitos alcalinos, c) depósitos de elementos raros (REE-U-Th-Nb-Ta) asociados a carbonatitas, d) depósitos de Fe-Ti-V asociados a carbonatitas, e) Depósitos de F-Ba asociados a carbonatitas.

Discutiremos los datos existentes y recursos para cada uno de estos depósitos.

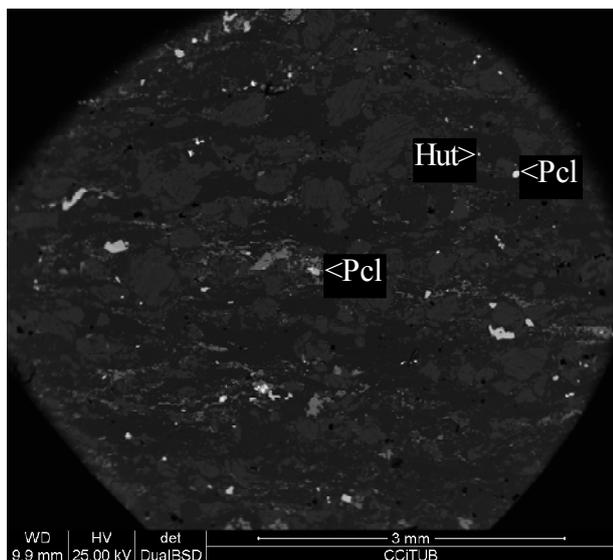


Figura 8.6.9. Minerales de elementos raros del granito alcalino de Tleha. Hut, huttonita, Pcl, pirocloro, Zr, zircón. Imagen de SEM, modo BSE. Figure 8.6.9. Rare element minerals from the Tleha alkaline granite. Hut, huttonite, Pcl, pyrochlore, Zr, zircon. SEM image, BSE mode.

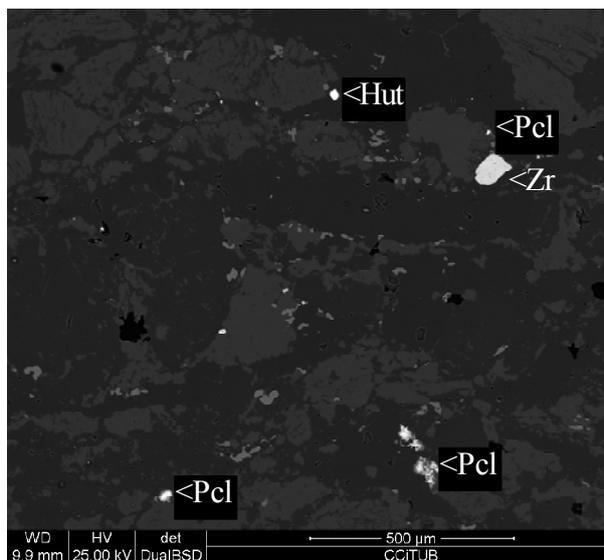


Figura 8.6.10. Minerales de elementos raros del granito alcalino de Tleha. Hut, huttonita, Pcl, pirocloro, Zr, zircón. Imagen de SEM, modo BSE. Figure 8.6.10. Rare element minerals from the Tleha alkaline granite. Hut, huttonite, Pcl, pyrochlore, Zr, zircon. SEM image, BSE mode.

Depósitos de elementos raros asociados a granitos alcalinos

Se conocen en todo el mundo muchos casos de mineralizaciones de elementos raros asociados con rocas alcalinas producidas en ambientes tectónicos extensionales, incluyendo algunos depósitos que podrían estar relacionados con los de los Mauritánides, como los de Nigeria.

En el granito alcalino de Derraman se han encontrado pequeñas cantidades de allanita-(Ce), huttonita (ThSiO_4) y steenstrupina. En realidad, es este último mineral el que puede tener interés económico, por las REE y, eventualmente, por el U. No obstante, las muestras seleccionadas no parecen ser muy ricas en estos minerales. Por otra parte, por el momento no se han identificado minerales de Nb. De hecho, estos granitos no parecen ser muy fértiles.

En Gleibat Lefhuda se han encontrado asimismo cantidades pequeñas de allanita-(Ce) como mineral accesorio, así como pequeñas cantidades de steenstrupina.

No obstante, con certeza es el granito de Gleibat Tleha el más interesante encontrado por el momento en los Mauritánides, puesto

que es muy evolucionado, con gran cantidad de fluorita y de minerales de elementos raros, que pueden alcanzar proporciones modales. El aspecto más importante, como ya se comentó en el apartado de geología, es que presenta minerales del grupo del pirocloro en cantidades importantes, además de huttonita, britholita, steenstrupina, mongolita, minerales del grupo de la allanita y euxenita.

El pirocloro aparece en forma de cristales de tamaño muy variable, puesto que muchos de ellos se encuentran afectados por procesos cataclásticos, debido a la fuerte gneisificación de estas rocas y a su deformación por las cizallas (por ejemplo, figuras 8.6.9, 8.6.10).

En todo caso, los cristales de pirocloro son alotriomórficos, redondeados y muy corroídos por otros minerales tardíos (fig. 8.6.11). Uno de los aspectos más interesantes de los minerales del grupo del pirocloro en estas rocas es que se reconocen muchas generaciones, cada una de ellas con composiciones muy diferente de las anteriores. Por el momento no se ha identificado los posibles pirocloros primarios ricos en F y Na, y por lo general se trata de pirocloros con vacantes en la posición A (kenopirocloros), que son ricos en Nb y pobres en Ti; el contenido

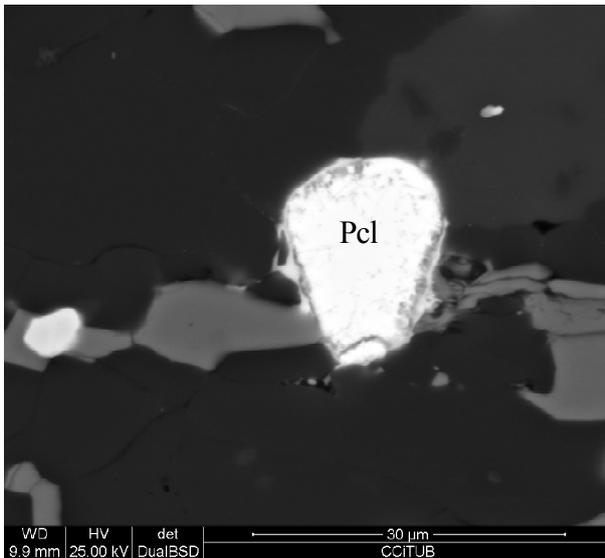


Figura 8.6.11. Cristal de pirocloro (Pcl) redondeado, parcialmente corroído por los bordes. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.11. Rounded pyrochlore crystal (Pcl), partly replaced along grain borders. SEM image, BSE mode.

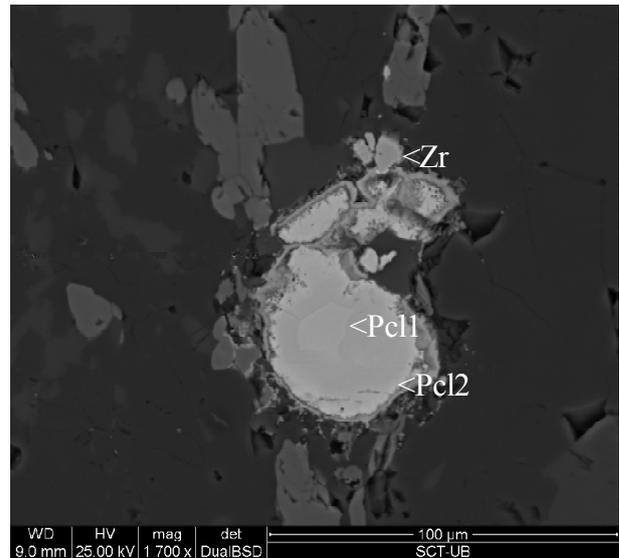


Figura 8.6.12. Pirocloro (Pcl1) reemplazado por pirocloro con más vacantes en A (Pcl2). Zr; zircón. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.12. Pyrochlore (Pcl1) replaced by pyrochlore with more vacancies in A position (Pcl2). Zr, zircon. SEM image, BSE mode.

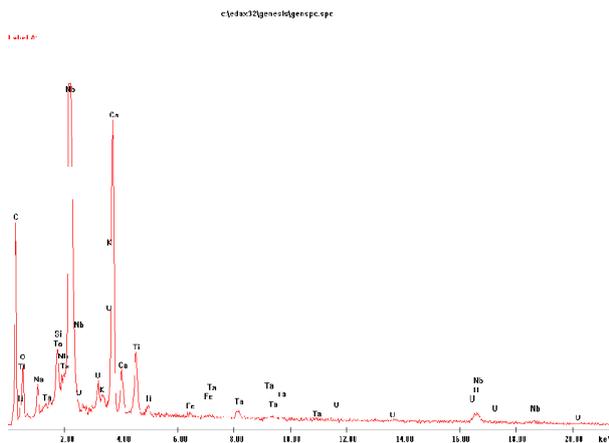


Figura 8.6.13. Espectro de EDS del pirocloro de la primera generación (Pcl1, fig. 8.6.12). A remarcar el contenido alto de Ta y el alto contenido en Ca y bajo en Na en la posición A.

Figure 8.6.13. EDS spectrum of pyrochlore of the first generation (Pcl1, fig. 8.6.12). Note the high content in Ta and the high content in Ca and lower in Na in the A position.

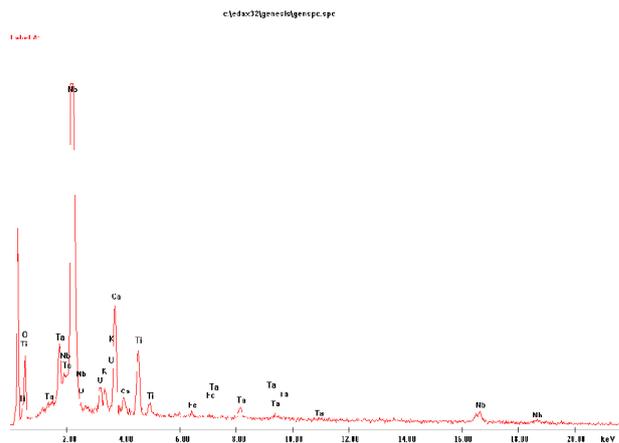


Figura 8.6.14. Espectro de EDS del pirocloro de la segunda generación (Pcl2, fig. 8.6.12). A remarcar el contenido alto de Ta, la pérdida parcial de Ca y total de Na en la posición A.

Figure 8.6.14. EDS spectrum of pyrochlore of the second generation (Pcl2, fig. 8.6.12). Note the high content in Ta, the partial loss of Ca and complete loss of Na in A position.

de Ta es muy variable entre los diferentes cristales, aunque se mantiene discreto. En la posición A los pirocloros precoces contienen Ca y menores proporciones de Na, pero en los tardíos se incrementan las vacantes en la posición A, posiblemente incrementándose el contenido de H₂O, lo que los hace más

oscuros en las imágenes de BSE (fig. 8.6.12, 8.6.13, 8.6.14). Algunos pirocloros presentan relativamente contenidos altos de Y y HREE. Este aspecto debe ser investigado en el futuro con cuidado, puesto que las tierras raras pesadas son precisamente las que tienen más interés económico en estos momentos.

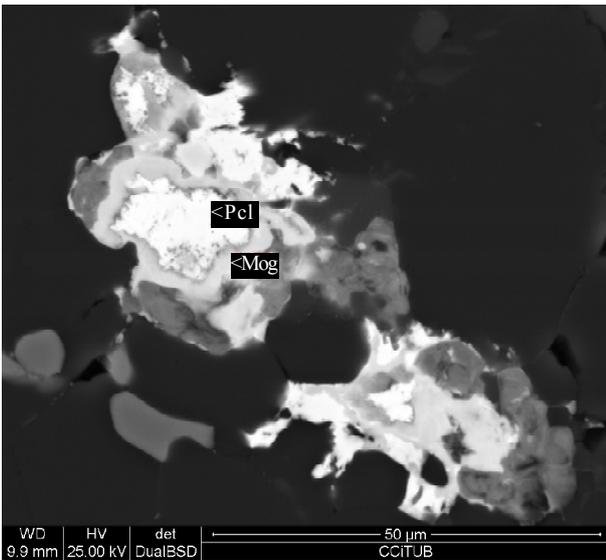


Figura 8.6.15. Pirocloro (Pcl) reemplazado por mongolita (Mog) en los bordes de grano. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.15. Pyrochlore (Pcl) replaced by mongolite (Mog) along grain borders. SEM image, BSE mode.

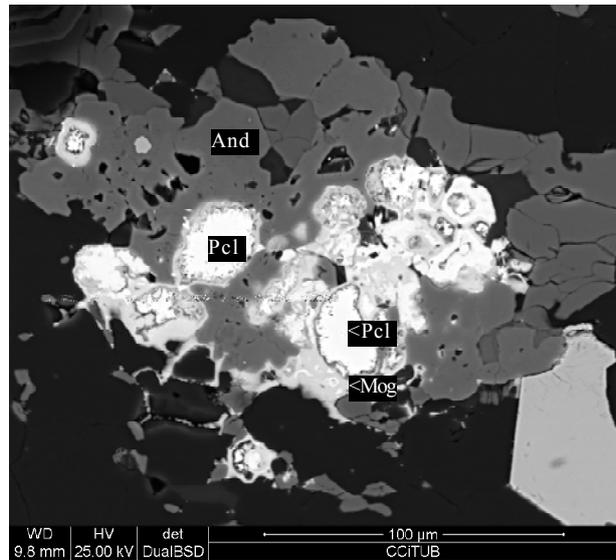


Figura 8.6.16. Pirocloro (Pcl) reemplazado por mongolita (Mog) y ésta por andradita (And). Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.16. Pyrochlore (Pcl) replaced by mongolite (Mog) and it by andradite (And). SEM image, BSE mode.

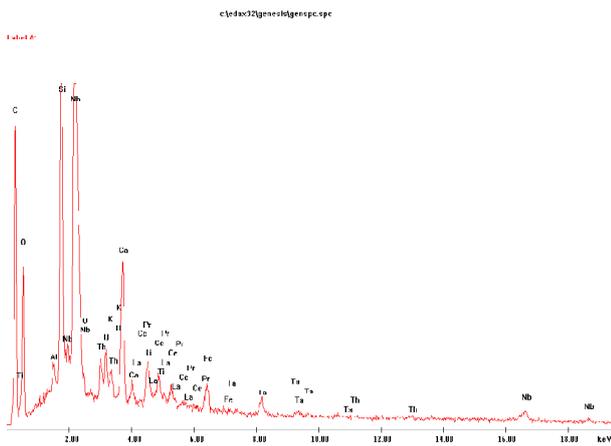


Figura 8.6.17. Espectro de EDS de la mongolita de la imagen 8.6.15. A remarcar el contenido alto de Ta, REE y U.

Figure 8.6.17. EDS spectrum of mongolite (Mog, fig. 8.6.15). Note the high content in Ta, REE and U.

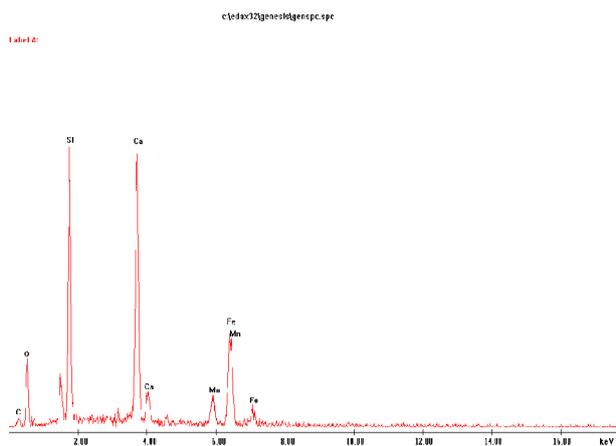


Figura 8.6.18. Espectro de EDS de la andradita (And, fig. 8.6.16). A remarcar el contenido alto de Mn.

Figure 8.6.18. EDS spectrum of andradite (And, fig. 8.6.16). Note the high content in Mn.

En estas rocas el pirocloro acostumbra a estar reemplazado por diversos silicatos, muy especialmente silicatos de Nb muy raros en otras paragénesis, como la mongolita (fig. 8.6.15). A su vez ésta se ve reemplazada por granate cálcico de tipo andradita (fig. 8.6.16); desconocemos dónde pueden ir a reposicionarse los elementos raros extraídos en este proceso.

La mongolita (con fórmula estructural idealmente $\text{Ca}_4\text{Nb}_6\text{Si}_5\text{O}_{24}(\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) presenta una composición más compleja de la teórica, con Nb parcialmente substituido por Ta, mientras que el Ca lo está por REE y posiblemente por Th y U (fig. 8.6.17). La andradita, en cambio, no contiene elementos raros, aunque presenta elevados contenidos en Mn, elemento típico de ambientes evolucionados (fig. 8.6.18).

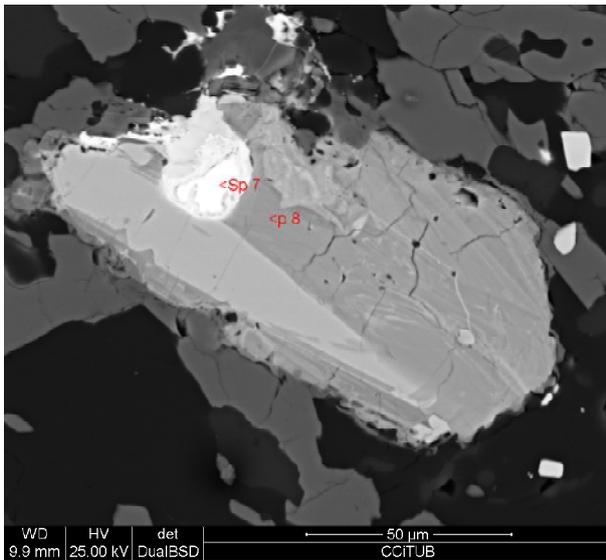


Figura 8.6.19. Fergusonita (Fgs) reemplazada por ferriallanita muy zonada (Faln). Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.19. Fergusonite (Fgs) replaced by strongly zoned ferriallanite (Faln). SEM image, BSE mode.

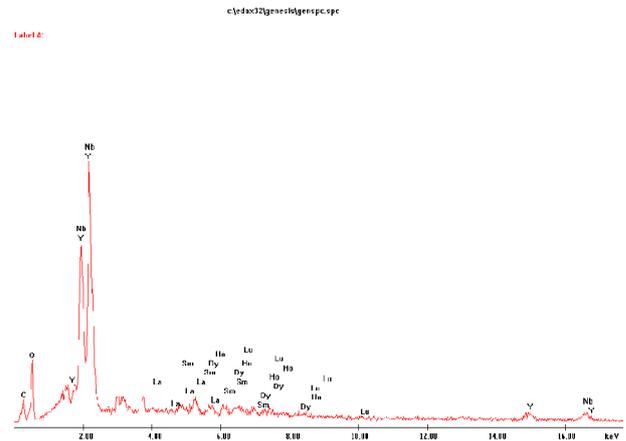


Figura 8.6.20. Espectro de EDS de la fergusonita (Fgs, fig. 8.6.19). A remarcar el contenido alto de HREE.

Figure 8.6.20. EDS spectrum of fergusonite (Fgs, fig. 8.6.19). Note the high contents in HREE.

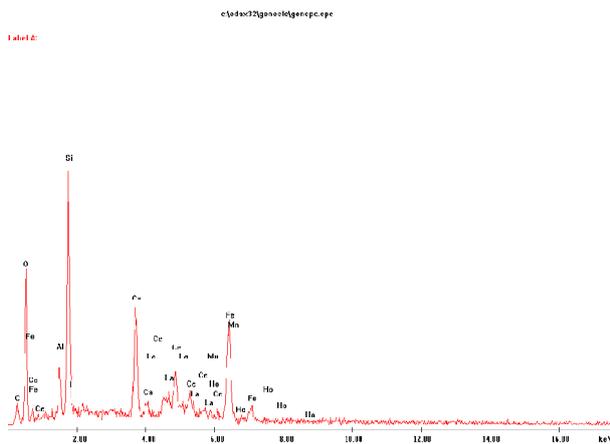


Figura 8.6.21. Espectro de EDS de la ferriallanita (Faln, fig. 8.6.19). A remarcar el contenido alto de Ca y bajo en LREE.

Figure 8.6.21. EDS spectrum of ferriallanite (Faln, fig. 8.6.19). Note the high content in Ca and lower contents in LREE.

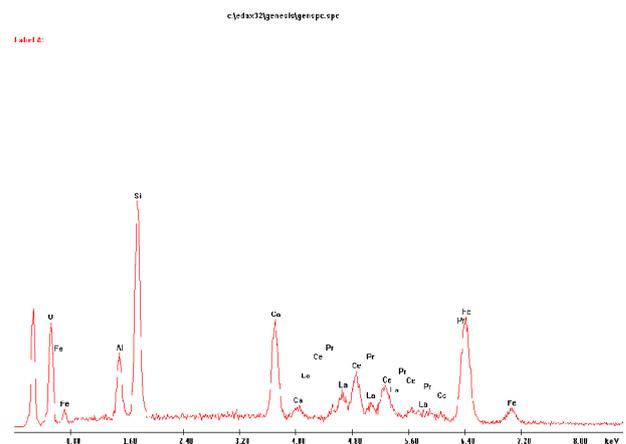


Figura 8.6.22. Espectro de EDS de otra ferriallanita. A remarcar el contenido algo más elevado en LREE.

Figure 8.6.22. EDS spectrum of another ferriallanite. Note the higher contents in LREE.

Además del pirocloro, hay otros óxidos que parecen primarios en esta roca, como la fergusonita-(Y). La fergusonita-(Y), idealmente $YNbO_4$, es un mineral común en muchos medios ácidos evolucionados ricos en HREE. En los granitos alcalinos de Gleibat Tleha forma cristales de tamaño de grano fino, alotriomórficos (fig. 8.6.19). Como en el caso del pirocloro, estos óxidos se ven

reemplazados por silicatos, como la ferriallanita (fig. 8.6.19). Los minerales del grupo de la allanita de estas rocas se encuentran muy zonados, evidenciando composiciones muy variables. Los cambios son en las proporciones de Ca y REE, así como de Fe y Al (fig. 8.6.21, 8.6.22). No obstante, estas allanitas son ricas en LREE, no en HREE como la fergusonita reemplazada. Por

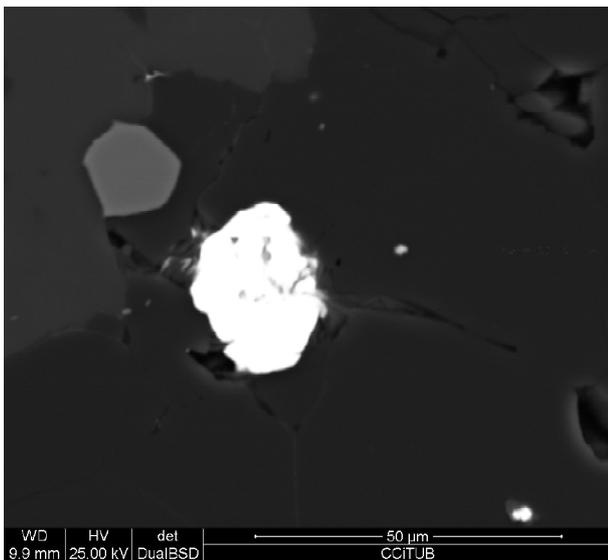


Figura 8.6.23. Cristal alotriomórfico de huttonita en el granito alcalino de Gleibat Tleha. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.23. Anhedral huttonite crystal in the alkaline granite from Gleibat Tleha. SEM image, BSE mode.

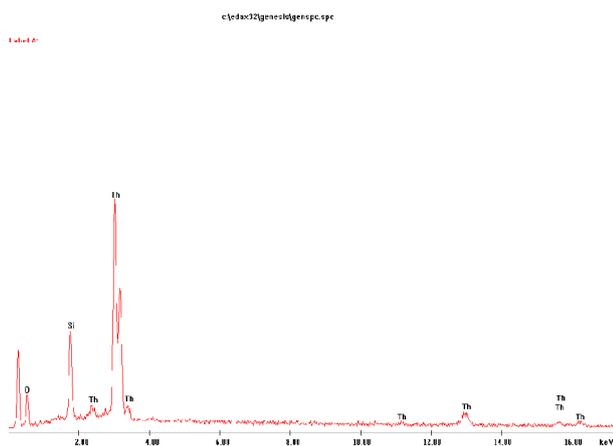


Figura 8.6.24. Espectro de EDS de huttonita.
Figure 8.6.24. EDS spectrum of huttonite.

consiguiente, se puede ver que en estos granitos se da en estadios tardíos un proceso que parece producir una silicificación y una removilización de Ca acompañada por LREE. Esta removilización puede ser metamórfica o estar asociada con el movimiento de las cizallas.

Otros minerales comunes en estas rocas son los silicatos de Th, como la huttonita (fig. 8.6.23, 8.6.24).

Por consiguiente, los granitos alcalinos del Sáhara presentan un potencial notable para

elementos raros, incluyendo Nb, Ta, REE (y, especialmente, Y y HREE), Th, U, Zr. En particular, parecen ser más interesantes los granitos enriquecidos en F como los de Gleibat Tleha.

No obstante, parece ser que algunos fenómenos tardíos pueden haber reconcentrado parte de la mineralización de elementos raros, posiblemente produciendo un efecto depresivo en ésta. Este aspecto debe ser cuidadosamente estudiado en el futuro, por un lado, para evaluar el alcance de este fenómeno y su extensión espacial en relación con las zonas de cizalla; por el otro, para analizar el comportamiento de los elementos raros y localizar posibles reconcentraciones en otros metalotectos.

Granitos alcalinos con elementos raros no son raros a escala mundial. Así, la allanita puede aparecer como accesorio en granitos con muy diferente grado de alcalinidad, pero en los de tipo A (Whalen et al., 1987) localmente puede estar enriquecida en HREE e Y, como en Hungría (Buda y Nagy, 1995). De hecho, los granitoides de tipo A son los tipos de granitoides que más tienden a concentrar REE, en particular los tipos más evolucionados (más silíceos y ricos en volátiles, como F); además, el enriquecimiento puede ser más importante en caso de que se den fenómenos hidrotermales tardíos, pudiéndose alcanzar en roca total valores superiores al 0,2% en peso de REE (en unos casos, con LREE mayoritarias; en otros, dominando las HREE; Vlasov, 1966). Como se ha indicado anteriormente, estos tipos más evolucionados acostumbran a darse en granitoides muy peralcalinos de contextos extensionales (Bonin, 2007) en los que se asocian con rocas alcalinas subsaturadas y carbonatitas (Downes et al., 2004).

En cualquier caso, los granitos alcalinos de los Mauritánides se revelan como un metalotecto importante, muy en particular cuando están enriquecidos en F. Teniendo en cuenta el tamaño notable de estos intrusivos, estimamos altamente recomendable la prospección sistemática de estos intrusivos.

Por otra parte, algunos tipos evolucionados de granitos alcalinos pueden

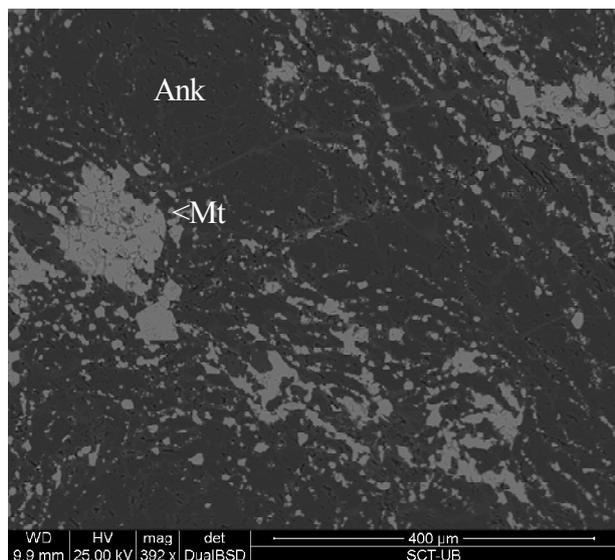


Figura 8.6.25. Magnesiocarbonatita de Gleibat Lefhuda. Mt, magnetita, Ank, ankerita. Nótese la esquistosidad afectando al conjunto de minerales. Muestra Sa94. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.25. Magnesiocarbonatite from Gleibat Lefhuda. Mt, magnetite, Ank, ankerite. Note the cleavage affecting the mineral assemblage. SEM image, BSE mode. Sample Sa94.

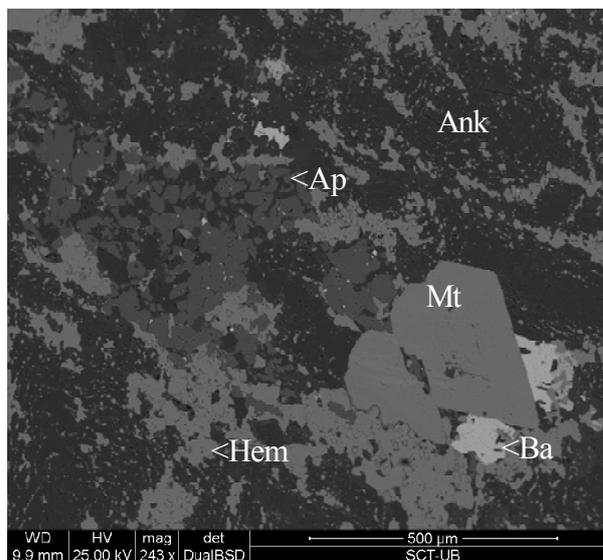


Figura 8.6.26. Magnesiocarbonatita de Gleibat Lefhuda. Mt, magnetita, Ank, ankerita, Ap, apatito, Hem, hematites secundaria, Ba, barita. Imagen de SEM, modo BSE. Muestra Sa94.

Figure 8.6.26. Magnesiocarbonatite from Gleibat Lefhuda. Mt, magnetite, Ank, ankerite. Ap, apatite, Hem, secondary hematite, Ba, barite. SEM image, BSE mode. Sample Sa94.

presentar mineralizaciones importantes de Sn-W, como en Nigeria (Imoekparia, 1985; Melcher et al., 2015) o el complejo de Silsilah en Arabia (du Bray, 1985), en Fennoscandia (Haapala, 1988; Eden, 1991), o en Pitinga, Brasil (Horbe et al., 1991). Aunque por el momento no se han localizado mineralizaciones de este tipo en los Mauritánides, la extensión de la zona y el volumen y extensión de rocas alcalinas evolucionadas descubiertas hasta el momento aconsejan ampliar la exploración para este tipo de depósitos.

Carbonatitas

En los Mauritánides se han localizado cuerpos carbonatíticos de extensión importante, algunos de los cuales están todavía muy poco estudiados. Las carbonatitas comprenden cuerpos de sóvitas típicas (calciocarbonatitas) y otros caracterizados como ferrocarbonatitas en base a elementos

mayores (por ejemplo, Montero et al., 2015). No obstante, estas «ferrocarbonatitas» constan en muchas ocasiones de carbonatos ricos en hierro que se encuentran afectados por procesos de meteorización e incluyen procesos de silicificación muy fuertes, lo que puede indicar que se trata en realidad de sóvitas afectadas por fenómenos hidrotermales de ankeritización o sideritización, como los que se dan en muchas otras carbonatitas de todo el mundo (por ejemplo, Melgarejo et al., 2013).

En Lefhuda, no obstante, hay algunas carbonatitas que podrían ser primariamente ricas en Fe, que están compuestas por ankerita y magnetita que parecen ser magmáticas; estos minerales se encuentran muy deformados (fig. 8.6.25, 8.6.26).

Las carbonatitas de los Mauritánides contienen diversos tipos de mineralizaciones, principalmente de Fe, Nb, Ta, U, REE.

Las mineralizaciones de hierro aparecen en forma de óxidos. Estos cuerpos pueden ser

de dos tipos. Una primera tipología de depósitos de Fe es la ortomagmática, con óxidos de Fe magmáticos, en el estilo de las que hay en las ferrocarbonatitas o magnesiocarbonatitas, como Lefhuda (fig. 8.6.25, 8.6.26). No obstante, a veces se dan cuerpos de dimensiones e importancia mucho mayores, como los que aparecen en las proximidades de Agracha. Se trata de cuerpos masivos de óxidos de Fe, en forma de óxidos (magnetita), con ilmenita. Se han calculado reservas de 150 Mt, con 54% de Fe y 14% de TiO₂ (Marelle y Abdulla, 1970; Fischer, 1975). Aunque su mecanismo genético no está claro, estos cuerpos se encuentran en proximidad de diques de carbonatitas. Su contenido en Ti-V descarta que pueda tratarse de depósitos de Fe de tipo BIF, y las asimila a modelos magmáticos. Su asociación con carbonatitas hace presuponer que se trate de depósitos ortomagmáticos de óxidos de hierro y de titanio, posiblemente de tipo nelsonítico. En estas condiciones las magnetitas (y, en menor medida, las ilmenitas) acostumbran a contener pequeñas proporciones de vanadio (hasta el 1% en peso o, a veces, algo más), que ya son suficientes no obstante para que devengan importantes menas de este metal. Cuerpos similares se han encontrado en numerosas carbonatitas, como en Bailundo, Angola (Bambi, com. pers).

En segundo lugar, hay cuerpos de goethita o hematites de formación secundaria, formados por meteorización de los carbonatos de hierro primarios, como los que se encuentran en Gleibat Drag, Lefhuda, Gleibat Fernan o en Twihinate (fig. 8.6.27, 8.6.28). Están constituidos por agregados botrioidales de goethita o hematites, con menores proporciones de óxidos de manganeso, como la hollandita. A menudo aparecen cantidades notables de barita, de formación muy tardía (fig. 8.6.27, 8.6.28). Un estadio precoz de este proceso puede observarse en la figura 8.6.26, donde se ven agregados de grano fino de hematites secundaria reemplazando a los carbonatos y magnetita primarios, y disponiéndose en posición intersticial entre el resto de minerales. Este proceso puede acabar por dar origen a cuerpos masivos de goethita

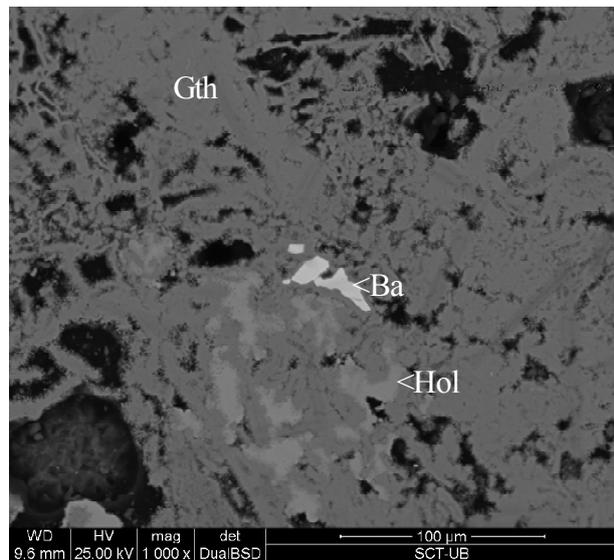


Figura 8.6.27. Alteración supergénica de la magnesiocarbonatita de Gleibat Lefhuda. Gth, goethita botrioidal, Hol, hollandita, Ba, barita. Imagen de SEM, modo BSE. Muestra Sa97.

Figure 8.6.26. Supergene alteration of the magnesiocarbonatite from Gleibat Lefhuda. Gth, botryoidal goethite, Hol, hollandite, Ba, barite. SEM image, BSE mode. Sample Sa94.

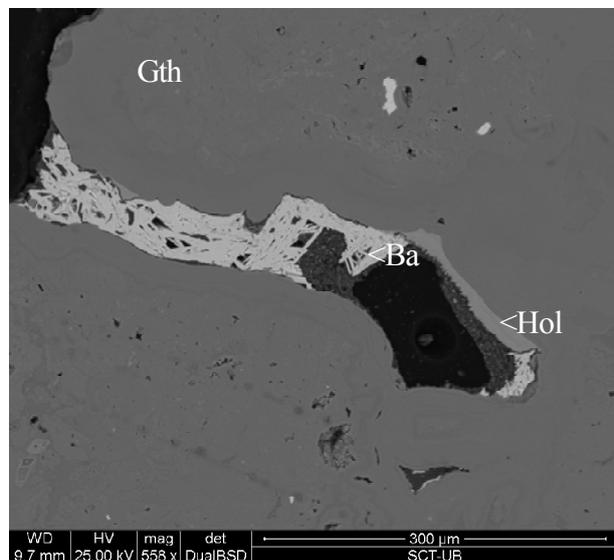


Figura 8.6.28. Alteración supergénica de la magnesiocarbonatita de Gleibat Lefhuda. Gth, goethita botrioidal, Hol, hollandita, Ba, barita. Imagen de SEM, modo BSE. Muestra Sa97.

Figure 8.6.28. Supergene alteration of the magnesiocarbonatite from Gleibat Lefhuda. Gth, botryoidal goethite, Hol, hollandite, Ba, barite. SEM image, BSE mode. Sample Sa94.

o hematitas, a menudo con textura en boxwork, muy porosos y poco compactos, por tanto de fácil extracción y procesamiento metalúrgico. No obstante, estas menas acostumbran a ser ricas en fósforo, puesto que en las menas originales aparece apatito (fig. 8.6.26), que tiende a reconcentrarse durante los procesos supergénicos den forma de apatito secundario criptocristalino, íntimamente mezclado con los óxidos, lo que puede resultar un elemento penalizante para determinados procesos metalúrgicos.

Muy posiblemente la movilización de Fe en este ambiente supergénico tenga que ver con la formación de algunas costras ferruginosas de la zona occidental de los Mauritánides, lo cual puede ampliar las perspectivas de localizar nuevos depósitos de carbonatitas en esta zona.

No obstante, por el momento los recursos en las carbonatitas que han despertado mayor interés son los de los elementos raros. En estas carbonatitas la mineralogía de estos elementos no ha sido estudiada con detalle hasta el momento presente, pues los estudios se han concentrado en valorar los recursos de elementos raros en la roca total (ONHYM, 2016a,b,c, d). Aquí vamos a apuntar algunos detalles sobre la mineralogía de las carbonatitas de las que disponemos muestras, las de Lefhuda.

Las carbonatitas de los Mauritánides, además de calcita o akerita, contienen magnetita, apatito y, a veces, flogopita y anfíboles como minerales accesorios. Como se ha visto, la magnetita es muy común en algunas de las carbonatitas, pudiendo aparecer en forma de cristales idiomórficos, de hábito octaédrico, que pueden alcanzar tamaño centimétrico pero que por lo común son de tamaños inframilimétricos.

Pero, además, en las carbonatitas de Gleibat Lefhuda los minerales del grupo de la monacita son muy comunes. Por su composición parece ser que la especie dominante es monacita-(Ce), rica en LREE, Ca y Si (componente britholítico) y, en cambio, pobre en Th y U (fig. 8.6.29). La monacita-(Ce) aparece en forma de pequeños cristales (menos de 100 μm) de las siguientes maneras:

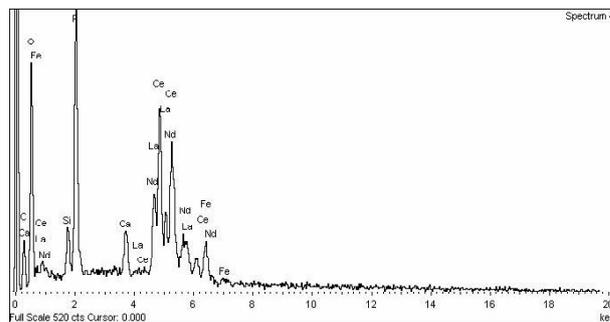


Figura 8.6.29. Espectro de EDS de la monacita-(Ce) de la carbonatita de Lefhuda.

Figure 8.6.30. EDS spectrum of the monazite-(Ce) from the Lefhuda carbonatite.

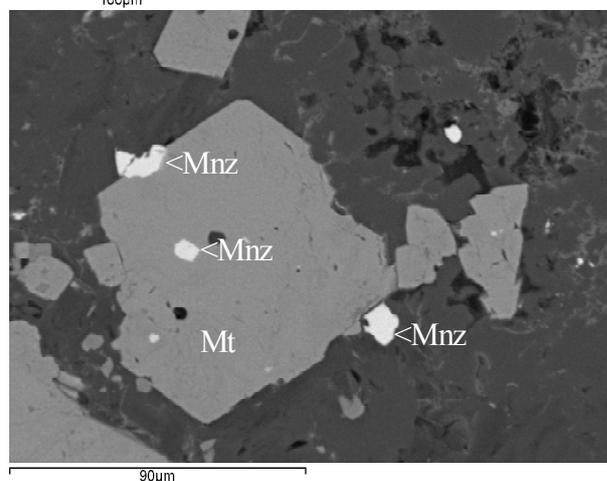
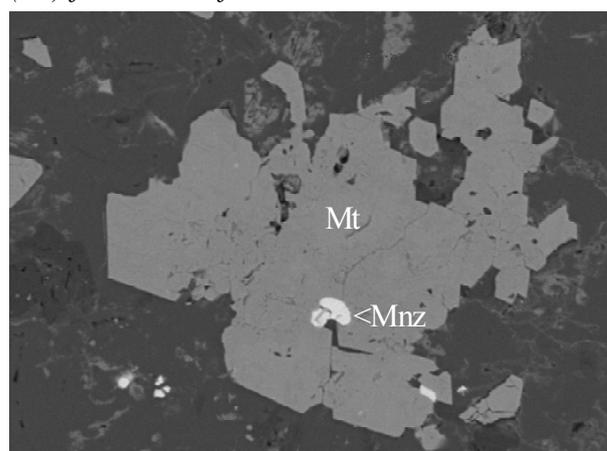


Figura 8.6.30. Magnesiocarbonatita de Gleibat Lefhuda. Mt, magnetita, Mnz, monacita. Muestra Sa98. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.30. Magnesiocarbonatite from Gleibat Lefhuda. Mt, magnetite, Mnz, monazite. SEM image, BSE mode. Sample Sa98.

a) como cristales idiomórficos, como inclusiones en los cristales de magnetita, en sus bordes de grano o diseminada en la matriz carbonatítica, evidenciando que es primaria y, posiblemente, precoz (fig. 8.6.30); b) cristales

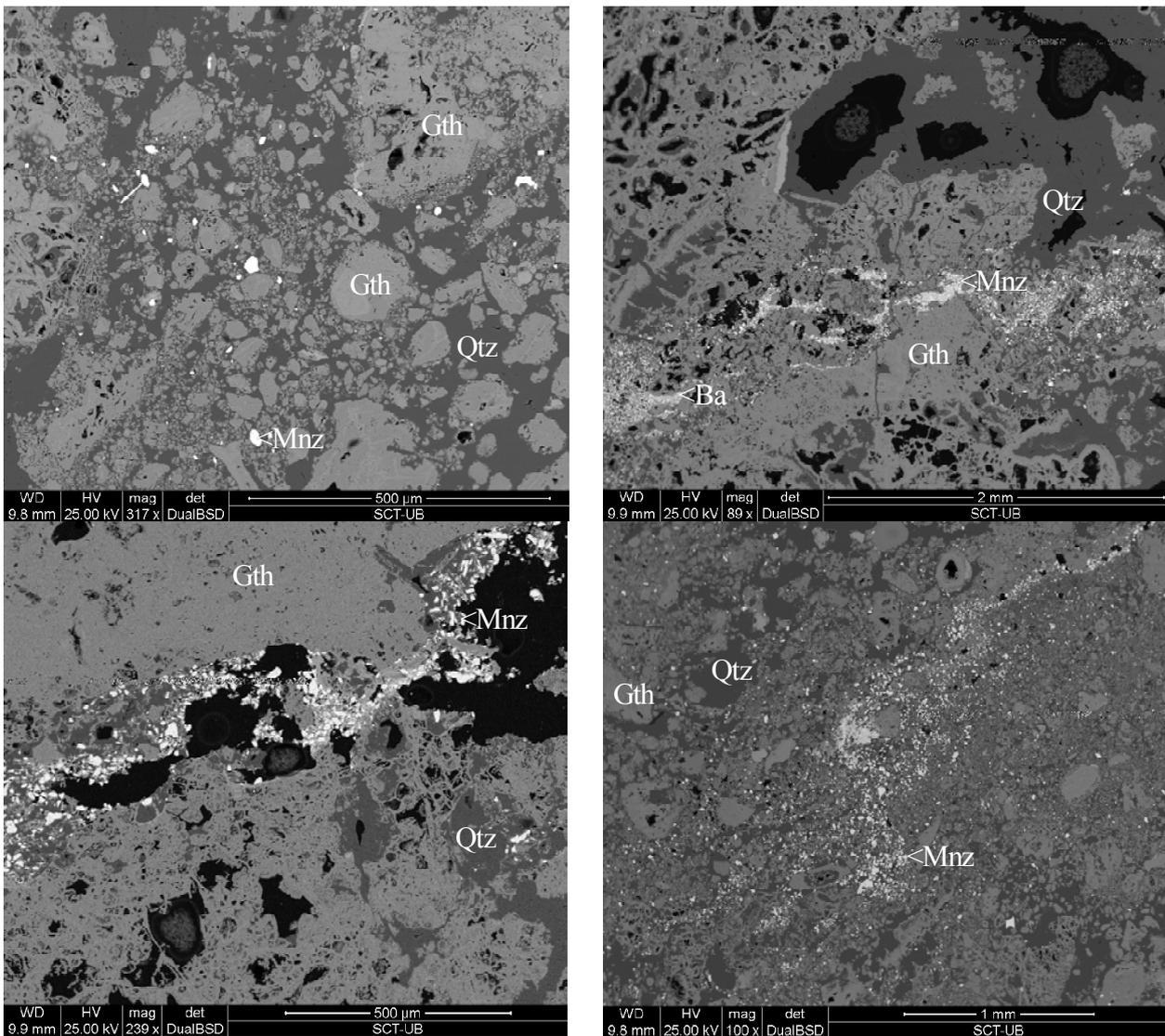


Figura 8.6.31. Diversos aspectos de la monacita-(Ce) de origen tardío, como cemento de brechas en la ferrocarbonatita de Gleibat Lefhuda. Gth, goethita pseudomórfica de ankerita, Qtz, cuarzo, Mnz, monacita-(Ce), Ba, barita. Muestra Sa96. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.31. Several aspects of the lately formed monazite-(Ce), as cement of breccias in the ferrocarbonatite from Gleibat Lefhuda. Gth, goethite pseudomorphous after ankerite, Mnz, monazite-(Ce), Qtz, quartz, Ba, barite. SEM image, BSE mode. Sample Sa96.

en vetas rellenando brechas de la carbonatita (fig. 8.6.31). En este caso, se encuentra acompañada por calcita y, muchas veces, por cuarzo y barita (fig. 8.6.31). Esta última generación, por consiguiente, debería ser producida por circulación de fluidos hidrotermales tardíos entre la carbonatita. Por el momento, no se han detectado diferencias significativas en la composición entre las dos generaciones de monacita. En cambio, la presencia de monacita parece ser típica de los estadios ferrocarbonatíticos (Kirnarskii, 1997).

Otro objeto de interés es la presencia de diferentes óxidos de Nb. Por el momento no se han encontrado cristales de pirocloro, pero en cambio se han encontrado pseudomorfos de sus cristales por otros óxidos de Nb-Ta de origen secundario, en este caso, metamórfico. De este modo, son muy comunes cristales de forma vagamente octaédrica, de dimensiones a veces milimétricas, que fueron originariamente de pirocloro, pero que actualmente están reemplazados por una nube de pequeños cristales de columbita

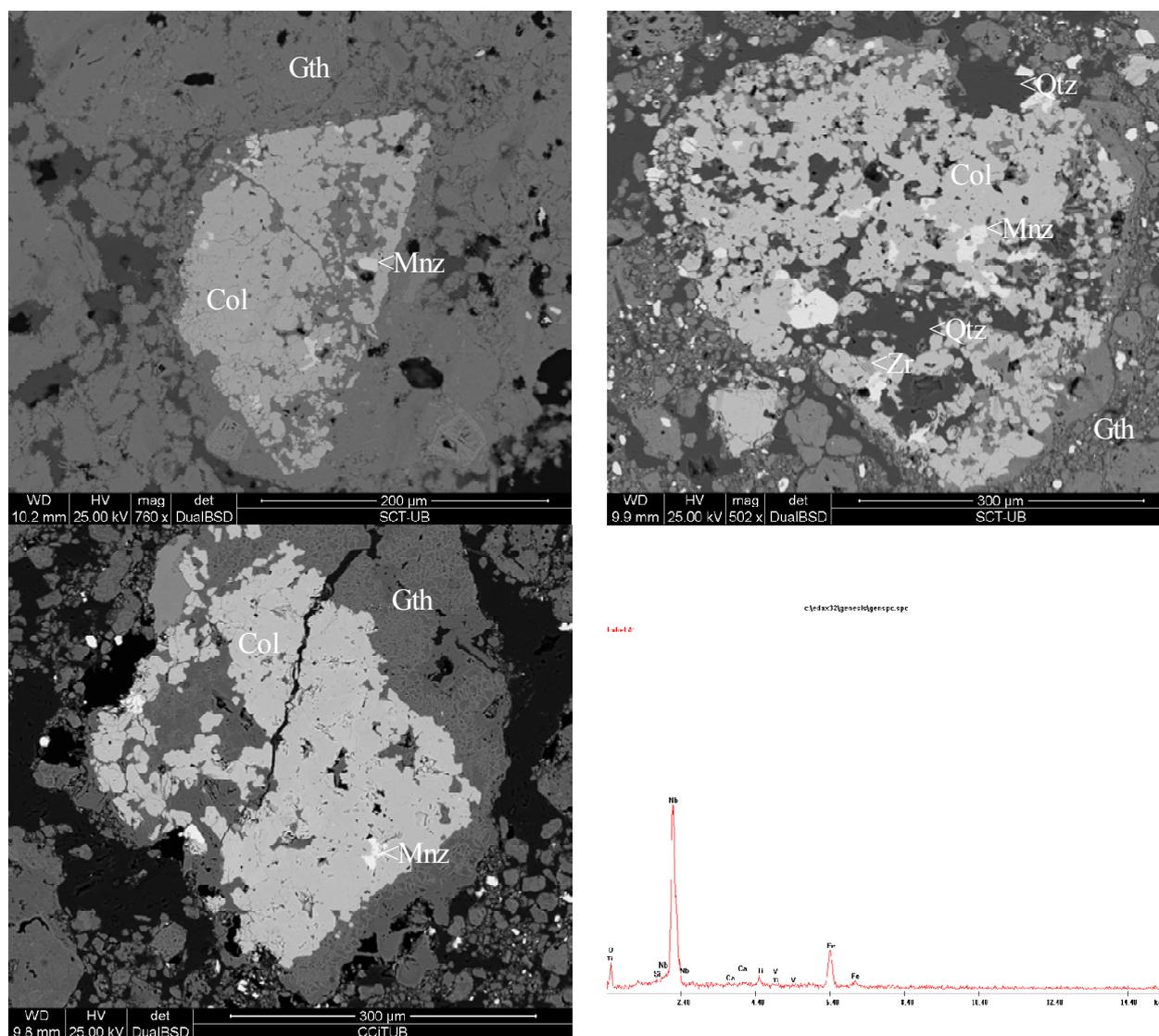


Figura 8.6.32. Ferrocarbonatita de Gleibat Lefhuda. Col, ferrocolumbita pseudomórfica de pirocloro, Mnz, monacita-(Ce), Qtz, cuarzo, Zr, zircón, Gth, goethita pseudomórfica de ankerita. a) Muestra Sa97. b) Muestra Sa96. c) Muestra Sa94. Imágenes de SEM, modo BSE. d) Análisis con EDS de la ferrocolumbita.

Figure 8.6.32. Ferrocarbonatite from Gleibat Lefhuda. Col, ferrocolumbite pseudomorph after pyrochlore, Mnz, monazite, Qtz, quartz, Gth goethite after ankerite, Zr, zircon. SEM image, BSE mode. Sample Sa98.

[Fe(Nb,Ti)₂O₆], que puede llegar a hacer cristales idiomórficos a hipidiomórficos de hábito prismático corto, o alotriomórficos redondeados, con contactos entre ellos mediante bordes curvos y puntos triples, de menos de 50 micras de longitud (fig. 8.6.32, a,b,c). Esta ferrocolumbita sería de origen metamórfico, pues pseudomorfos de pirocloro por minerales del grupo de la columbita se han descrito en otros lugares del mundo (por ejemplo, en Tanganika (James y McKie, 1958) o en Kola (Kirnarskii, 1995), siempre en

carbonatitas que han sido deformadas y metamorfizadas.

La ferrocolumbita se ve reemplazada a su vez por otros productos hidrotermales tardíos, como cuarzo, asociado con cristales hipidiomórficos a alotriomórficos intersticiales de monacita-(Ce) de la segunda generación (fig. 8.6.32, a,b,c) y de zircón hidrotermal (fig. 8.6.32, c). Si bien en algunos de los cristales de ferrocolumbita se han detectado pequeñas cantidades de Ti y, en ocasiones, de Sc (fig. 8.6.32d), la composición de la ferrocolumbita

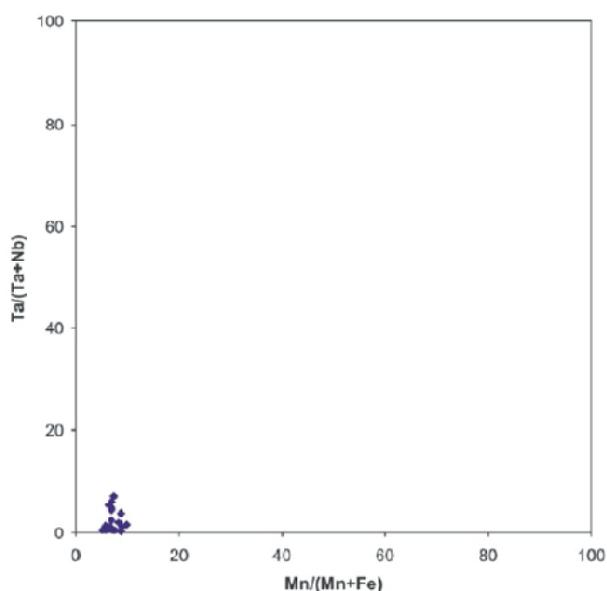


Figura 8.6.33. Representación de los análisis químicos de los cristales de ferrocolumbita de las carbonatitas de Gleibat Lefhuda en el diagrama $Ta/(Ta+Nb)$ vs. $Mn/(Fe+Mn)$ en átomos por fórmula unidad (apfu) del grupo de la columbita.

Figure 8.6.33. Representation of the chemical analyses of the ferrocolumbite crystals from the Gleibat Lefhuda carbonatites in the $Ta/(Ta+Nb)$ vs. $Mn/(Fe+Mn)$ diagram in atoms per formula unit (apfu) of the columbite group.

es cercana a la del polo ferrocolumbita, con escasa proporción de Ta y muy baja de Mn, acorde con la composición del pirocloro original reemplazado (fig. 8.6.33).

La presencia de cuarzo en esta asociación demuestra, por otro lado, que los fluidos hidrotermales juegan un papel importantísimo en la concentración o reconcentración de los elementos raros en las carbonatitas, aspecto ya destacado por Melgarejo et al. (2012) en las carbonatitas de Tchivira, en Angola. Es muy probable que los procesos magmáticos no sean los principales mecanismos concentradores de elementos raros en las carbonatitas, cuando menos ni en las carbonatitas de Angola ni en las del Sahara, sino los procesos hidrotermales, puesto que las mayores concentraciones de minerales de elementos raros han cristalizado en asociación directa con cuarzo. Los procesos de silicificación son muy comunes en

estas carbonatitas, y puesto que hay grandes zonas silicificadas y filones importantes de cuarzo en las proximidades de los intrusivos de los Mauritánides, debe tenerse en cuenta que estos filones podrían asimismo contener mineralización de elementos raros, como acontece en muchas mineralizaciones hidrotermales localizadas a cierta distancia de las carbonatitas en otros puntos del mundo, como por ejemplo, en Kangankunde en Malawi (Wall y Mariano, 1996), o Karonge en Burundi (van Wambeke, 1977). En estas mineralizaciones hidrotermales, que se presentan en forma de filones situados en posición distal a las carbonatitas (a unos pocos centenares de metros de las mismas) se concentran predominantemente minerales de tierras raras en forma de carbonatos, como los de los grupos de la parisita, la synchysita o la bastnäsita, entre otros. Estos minerales pueden ser fácilmente confundidos con cuarzo, calcita u otros minerales sin interés económico, por lo que debe prestarse un cuidado especial para su localización.

En cambio, por el momento no se han encontrado en las carbonatitas de los Mauritánides cantidades importantes de fluorita, si bien no puede descartarse su hallazgo, pues los yacimientos de fluorita en las carbonatitas se asocian con los procesos hidrotermales de silicificación y ankeritización, como acontece, por ejemplo, en Tchivira en Angola (Melgarejo et al., 2012). Estas concentraciones de fluorita, además, son las zonas donde se acumulan las mayores concentraciones de minerales de tierras raras en los ambientes carbonatíticos, además de contener otras mineralizaciones importantes de uranio y torio, lo que facilita su prospección mediante escintilómetros aerotransportados o portátiles.

A veces, el pirocloro puede ser sustituido por minerales del grupo de la ixiolita o, incluso, por fergusonita-(Y) [$YNbO_4$]. Estos minerales aparecen asimismo como productos de reemplazamiento de otros minerales, aunque también se han encontrado como inclusiones en magnetita, abriendo un interrogante sobre el momento de formación de estos minerales (fig. 8.6.34, 8.6.35). Por otra parte, en el caso

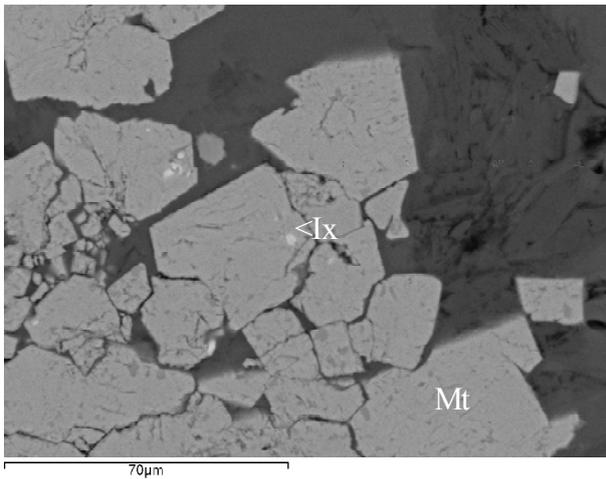


Figura 8.6.34. Magnesiocarbonatita de Gleibat Lefhuda. Mt, magnetita, Ix, ixiolita con Sc. Muestra Sa98. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.34. Magnesiocarbonatite from Gleibat Lefhuda. Mt, magnetite, Ix, Ixiolite with Sc. SEM image, BSE mode. Sample Sa98.

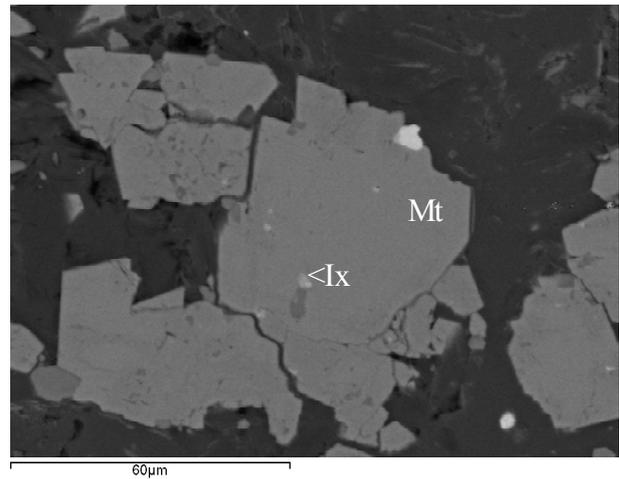


Figura 8.6.35. Magnesiocarbonatita de Gleibat Lefhuda. Mt, magnetita, Ix, ixiolita con U. Muestra Sa98. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 8.6.35. Magnesiocarbonatite from Gleibat Lefhuda. Mt, magnetite, Ix, ixiolite with U. SEM image, BSE mode. Sample Sa98.

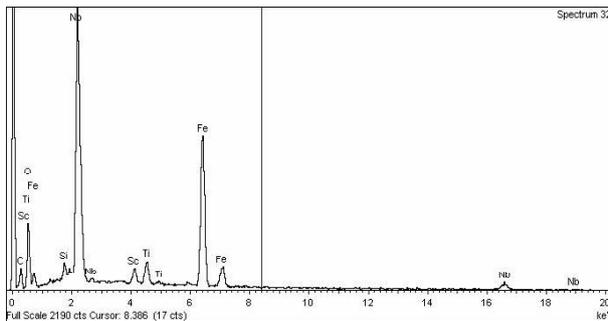


Figura 8.6.36. Análisis mediante EDS de la ixiolita con Ti- Sc de Gleibat Lefhuda. Muestra Sa98.

Figure 8.6.36. EDS analysis of the Ti-Sc-bearing ixiolite from Gleibat Lefhuda. Sample Sa98.

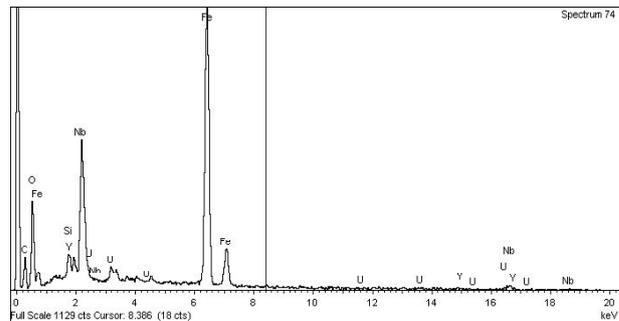


Figura 8.6.37. Análisis mediante EDS de la ixiolita con U de Gleibat Lefhuda. Muestra Sa98.

Figure 8.6.37. EDS analysis of the U-bearing ixiolite from Gleibat Lefhuda. Sample Sa98.

de la ixiolita, un aspecto importante es que pueden presentar cantidades importantes de Sc y Ti (fig. 8.6.36) o de U y Th (fig. 8.6.37) en su composición. Es posible que en algunos cristales el Sc alcance proporciones de componente mayoritario, pero no ha podido realizarse por el momento este estudio. Este aspecto es muy importante, puesto que el Sc es uno de los elementos críticos para la UE y, en cambio, se conoce muy poco sobre sus depósitos. De hecho, Wise et al. (1998) señalan que puede concentrarse en los minerales del grupo de la columbita y, muy especialmente, en el de la ixiolita; no obstante,

hasta el presente estos datos estaban referidos a yacimientos en pegmatitas graníticas muy evolucionadas. No hay, a nuestro conocimiento, referencias en carbonatitas. Respecto de la fuente del Sc es otro misterio, puesto que no parece que haya rocas ultrabásicas asociadas a las carbonatitas, en las que el Sc podría haberse preconcentrado en piroxenos o anfíboles.

En cambio, las proporciones de Ta en las ixiolitas parecen ser siempre no muy altas para un mineral de este grupo. Tampoco se ha distinguido picos de W, pero puede ser debido a que el medio carbonatítico no lo favorece.

Es posible, además, que puedan darse concentraciones de barita, pues este mineral acostumbra a formarse en grandes cantidades durante los procesos hidrotermales, posiblemente a partir de la extracción de bario de los carbonatos originales de la carbonatita, o a partir de contaminación de bario por parte las rocas encajantes (p. e., Torró et al., 2012). Esta removilización de bario también se da en los procesos supergénicos, que conllevan la formación de grandes cantidades de hollandita $[Ba(Mn^{++++}, Mn^{++})_8O_{16}]$ en asociación con goethita e incluso otra generación tardía de barita.

No hay que olvidar que algunas de las concentraciones de Fe que pueden darse en las carbonatitas, de tipo nelsonítico, pueden llegar a ser masivas y enriquecerse extraordinariamente en Nb y REE, como en Bailundo, Angola (Castellano et al., 2011). Aunque no se han encontrado por el momento este tipo de mineralizaciones, aún en el caso de no ser aflorantes, podrían ser fácilmente detectadas incluso a gran profundidad mediante magnetometría.

En conjunto, las carbonatitas de los Mauritánides presentan un notable potencial para Nb, REE y U, ya valorado a partir de sondeos por ONHYM (2016, a,b,c,d). Los resultados preliminares de Drag y de El Fernan han obtenido tonelajes del orden de 47 Mt con 0,2% Nb₂O₅, 280 ppm Ta₂O₅, 240 ppm U₃O₈ y 0,23 % en LREE (Ce, Eu, La, Nd, Pr, Sm), mientras que en Lefhuda se citan 49 Mt con 0,4% Nb₂O₅, 265 ppm Ta₂O₅, 508 ppm U₃O₈ y 0,2% LREE.

En las carbonatitas del Cretácico, en el dominio Occidental de los Mauritánides, los resultados de la exploración en Twihinate muestran 584.5 Mt con 0.7% LREE, 0.37% Nb₂O₅ y 193 ppm U₃O₈; con recursos de 216.2 Mt con 1.25% REE y 0.34% Nb₂O₅; además, Fe está entre 50 y 60%, 0.1-0.6% V, con algunos valores de Au de 300 ppb (ONHYM, 2016e).

En Lamlaga, ONHYM (2016f) ha cubicado un potencial de 618 Mt con 0.64% LREE y 0.28% Nb₂O₅, aunque hay un área con recursos más ricos en LREE, con 46 Mt con 0.95% LREE aunque sólo 0.12% Nb₂O₅.

Por otra parte, en los anillos periféricos de la estructura de Lamlaga se han descubierto mineralizaciones de molibdeno, con grado de 100 a 1000 ppm de MoO₂, con espesor de 20 a 100 m; además, localmente el Au alcanza 2.7 ppm. Las mineralizaciones de Mo en carbonatitas no parecen ser raras en el Sáhara y, de hecho, Arribas cita haber encontrado algunas mineralizaciones de este tipo en la zona de Lefhuda y otras zonas todavía, en forma de plaquitas de molibdenita.

En Lahjeyra, ONHYM (2016f) sugiere asimismo que hay recursos de Nb, LREE, Fe, V, Au, Mo y Th. De este modo, algunos resultados preliminares han llegado a leyes entre 0.2 and 0.9% de LREE; Th en promedio es de 489 ppm; no obstante, los sondeos se encuentran en curso.

Finalmente, en la zona de Agracha, además de los recursos de Fe, se han descubierto recientemente diques de posibles carbonatitas con importantes recursos de REE en forma de monacita, además de anomalías de Th y U, probablemente asociados a cuerpos mayores ocultos de carbonatitas con magnetita (ONHYM, 2016g). Los valores más altos dieron hasta 1.6% LREE. Posiblemente se trate de mineralizaciones hidrotermales asociadas distalmente con carbonatitas, quizás similares a las de carbonatos y cuarzo con monacita, exploradas inicialmente por su contenido en elementos radioactivos pero ahora revalorizadas como fuente de REE (Staatz, 1974, 1992), como las de Lemhi Pass entre Idaho y montana (Staatz, 1972, 1979), Bear Lodge en Wyoming (Staatz, 1983) o Laughlin Peak, New Mexico (Staatz, 1985). Cabe señalar que este tipo de mineralizaciones no acostumbran a ser relevantes, si bien en su momento generaron muchas expectativas.

Existen, además, algunas mineralizaciones de REE-U-Th en la zona de Auhafrit, exploradas esencialmente en base a radiometría aerotransportada. Aunque ONHYM (2016h) las relaciona de modo muy confuso con zonas epidotizadas relacionadas con gabros y pegmatitas, posiblemente estén también relacionadas con carbonatitas. En cualquier caso, los datos disponibles son muy preliminares todavía.

8.6.5. METALOGENIA ASOCIADA A LAS ZONAS DE CIZALLA

Aunque todavía son muy preliminares los datos sobre este tipo de mineralizaciones, se han realizado algunas exploraciones geoquímicas preliminares en los Mauritánides cuyas anomalías parecen estar relacionadas con este tipo de mineralizaciones (ONHYM, 2016i). Cabe tener en cuenta que, puesto que hay abundancia de cuerpos de rocas ultrabásicas y básicas, puede haberse producido una removilización de elementos de grupos del platino, no necesariamente en forma de listwánitas; además, este tipo de removilizaciones pueden afectar también a las REE (Condie y Sinha, 1996).

Hay que tener en cuenta, en fin, que las zonas de cizalla afectan a las carbonatitas y granitos alcalinos mineralizados en elementos raros. Por tanto, puede darse el caso de que se hayan producido reconcentraciones de estos elementos en las propias zonas de cizalla o que las zonas de cizalla hayan conducido fluidos hidrotermales cargados de estos elementos una vez lixiviados de sus preconcentraciones en ofiolitas, carbonatitas o granitos alcalinos, hacia otras trampas geoquímicas.

El potencial metalogenético de las zonas de cizalla de los Mauritánides es, no obstante, por ahora casi desconocido.

8.6.6. METALOGENIA ASOCIADA A LAS CALCRETAS

Como se vio en su momento, las calcretas fueron un objetivo precoz en las exploraciones metalogenéticas desarrolladas en el Sáhara en los años 1050, precisamente por su contenido en U. De este modo, Arribas exploró detalladamente las anomalías del sector de Hayerat Tercat, así como de otras zonas anómalas en contextos similares, muy comunes especialmente en la zona Occidental de los Mauritánides (véase fig. 8.6.1).

No obstante, el sector que ha tomado mayor relevancia es el de la zona de Agracha, desde el descubrimiento reciente de calcretas,

asociadas a las preconcentraciones en las carbonatitas. Estas calcretas están muy enriquecidas en uranio, en forma de carnotita incluso visible, lo que llega a dar recursos de 35 Mt con 143 ppm U₃O₈, en forma de cuerpos muy superficiales y de poca cementación, y por consiguiente de muy fácil extracción y beneficio. Es muy posible que en estas mineralizaciones, formadas en contextos muy salinos, puedan darse asimismo mineralizaciones de REE, como las concentraciones de lanthanita-Nd en Curitiba, Brasil (Coimbra et al., 1998). Este aspecto está muy probablemente poco estudiado.

8.6.7. OTROS POSIBLES METALOTECTOS Y OBJETIVOS DE INTERÉS ECONÓMICO

Hay un conjunto de litotipos en la zona cuyo interés metalogenético se desconoce, entre ellos, el magmatismo calcoalcalino, los skarns y las pegmatitas.

Intrusivos y vulcanismo calcoalcalino

No se conocen mineralizaciones asociadas a los intrusivos calcoalcalinos, pero no pueden ser descartadas. La gran extensión de afloramientos de rocas volcánicas calcoalcalinas, especialmente ácidas, abre un interrogante acerca de las posibilidades de depósitos de tipo VMS o epitermales, incluso depósitos de tipo pórfido. No obstante, en la actualidad ya se han realizado muchas exploraciones geoquímicas y parece que de existir depósitos grandes ya habrían sido descubiertos, pues son de fácil localización por sus zonas de alteración supergénica.

Por otra parte, por el momento no se han localizado campos pegmatíticos como los que acostumbran a ir asociados a granitos especializados en contextos compresionales (Martin y de Vito, 2005), y que acostumbran a dar campos zonados con elementos raros, especialmente en Nb-Ta-Sn-U-W-Be-Li (Černý, 1982; Černý, 1990; Černý, 1991a, b; Černý et al., 1997), como los de la Albera

(Alfonso et al., 1995) o USA (Hanson et al., 1992). No obstante, buena parte de la zona parece estar asociada con metamorfismo en facies anfibolitas, un medio en el que se desarrollan estos depósitos. No obstante, no se han localizado granitos calcoalcalinos o pegmatitas ricas en F, que son las más favorables para concentrar elementos raros (Demartis et al., 2014).

Skarns

Tampoco puede ser descartadas mineralizaciones en skarn. Como hemos visto, hay abundantes paquetes carbonatados en el área, cuya interacción con los granitoides podría dar lugar a mineralizaciones en skarn. De hecho, como hemos visto, hay manifestaciones de skarn, aunque desconocemos si están mineralizadas. Las asociaciones minerales en ellos indican que hay skarns de tipo prógrado pero también retrógrado, que son los que acostumbran a estar mineralizados (Meinert, 1983, 1992; Meinert et al., 2005). Especialmente interesante sería el caso de localizar skarns en el contacto de los mármoles con los granitoides alcalinos del área, puesto que podrían formarse skarns de REE-U, como los de la isla de Skye en Escocia, Reino Unido (Smith et al., 2002, 2004), los de Madagascar (Estrade et al., 2015) o los de Mary Kathleen en Australia (Kwak y Abeysinghe, 1987).

Por otra parte, es preciso valorar la posibilidad de que haya cuerpos de mármoles en contacto con las carbonatitas en los que se hayan podido desarrollar paragénesis de skarn. De hecho, la presencia de calcosilicatos en algunos cuerpos de carbonatitas hace dudar de si realmente no pueden ser mármoles metasomatizados. En este contexto pueden

formarse mineralizaciones de elementos raros (Birkett y Sinclair, 1998).

Pegmatitas graníticas NYF

En la zona hay abundantes manifestaciones de granitos alcalinos, por lo que podría darse el caso de pegmatitas de tipo NYF (Niobium-Yttrium-Fluorine) asociadas con los mismos (Möller, 1989; Ercit, 2005; London, 2008; Linnen et al., 2012) en contextos extensionales (Martin y de Vito, 2005). Estas pegmatitas acostumbran a presentar mineralizaciones de HREE, casi siempre en forma de óxidos (Ercitt, 2005), como en el caso de Escandinavia (Smeds, 1990; Kjellman et al., 1999), República Checa (Škoda y Novák, 2007), México (Prol-Ledesma et al., 2012) o USA (Simmons et al., 2012), razón por la cual el interés por este tipo de mineralizaciones se ha reactivado en los últimos años. No obstante, por el momento no se han descubierto manifestaciones importantes. Quizás un problema añadido es que las zonas de cizalla pueden haber deformado las pegmatitas y determinar que sea fácil confundirlas con los gneises.

Otros recursos

Como es natural, muchas de las rocas del área pueden utilizarse como rocas ornamentales o materiales de construcción.

Arribas localizó depósitos de rocas muy ricas en corindón de tipo rubí, con más del 80% modal de corindón, de lo que se conservan muestras de mano y láminas; por desgracia, su localización quedó imprecisa, aunque es posible que se diera en más de una zona.