



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](http://www.tdx.cat)) i a través del Dipòsit Digital de la UB ([diposit.ub.edu](http://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](http://www.tdx.cat)) y a través del Repositorio Digital de la UB ([diposit.ub.edu](http://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](http://www.tdx.cat)) service and by the UB Digital Repository ([diposit.ub.edu](http://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.

**CAPITULO 7**

**EL DOMINIO DE  
TIFARITI-BIR LEHLU-  
AIN BEN TILI**

## 7.1. INTRODUCCIÓN

### 7.1.1. ANTECEDENTES

El dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Yetti ocupa una franja orientada E-W en la zona NE del Sáhara occidental, aunque esta unidad formaría parte de un terrane mayor (Yetti) que se extiende principalmente por Mauritania y Argelia, limitado por la falla

de Bu Daira al oeste, la cuenca de Tinduf al norte y la falla de El Mdena al sur (fig. 7.1.1).

Nuevamente, el estudio de síntesis que presentamos ha sido elaborado con datos propios, obtenidos a partir de las cuatro campañas de campo en el área realizadas por el autor de la memoria entre los años 2007

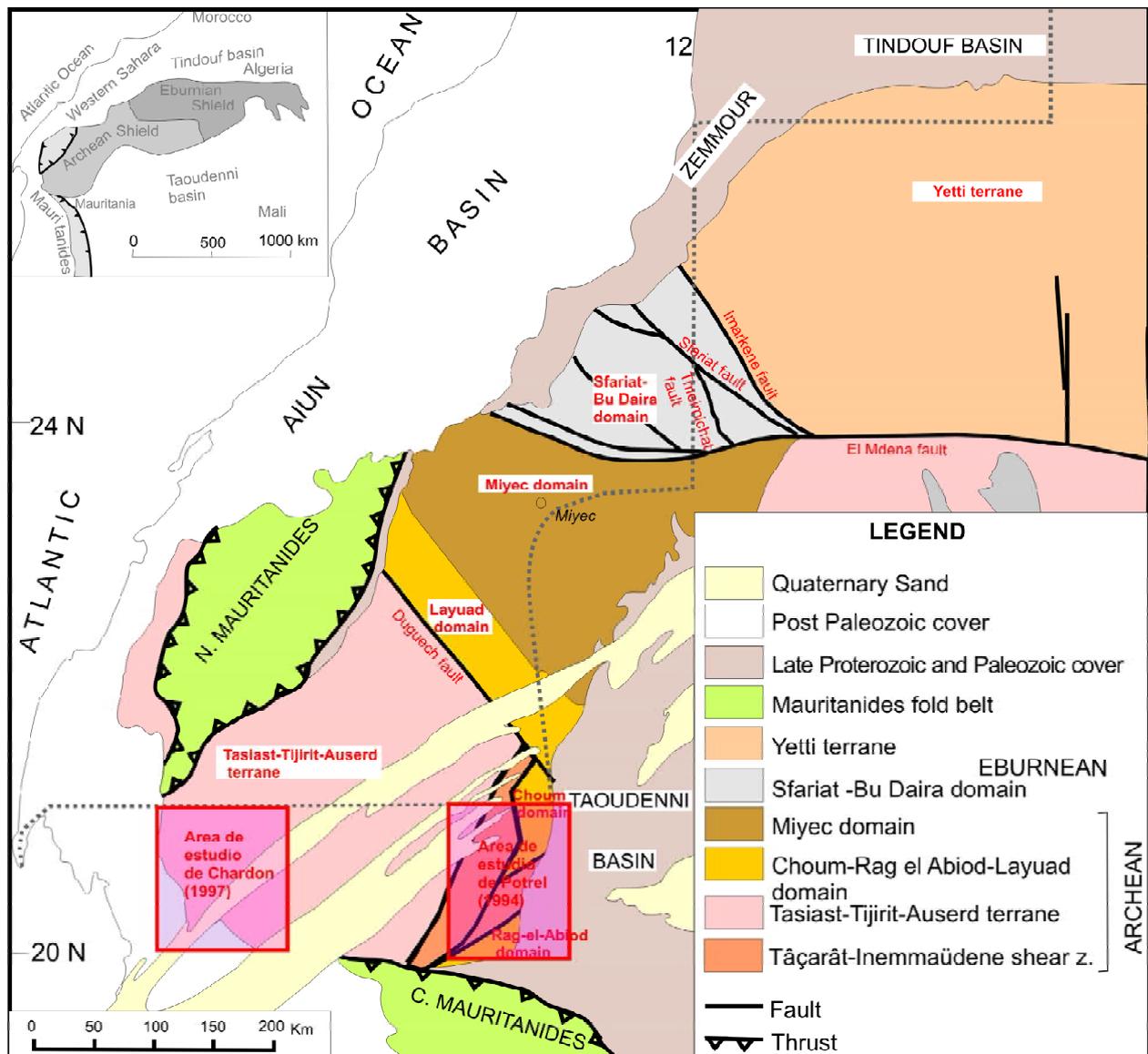


Figura 7.1.1. Situación de las zonas estudiadas por otros autores en zonas vecinas del N de Mauritania.

Figure 7.1.1. Situation of the zones studied by other authors in the neighboring zones of the N zone of Mauretania.

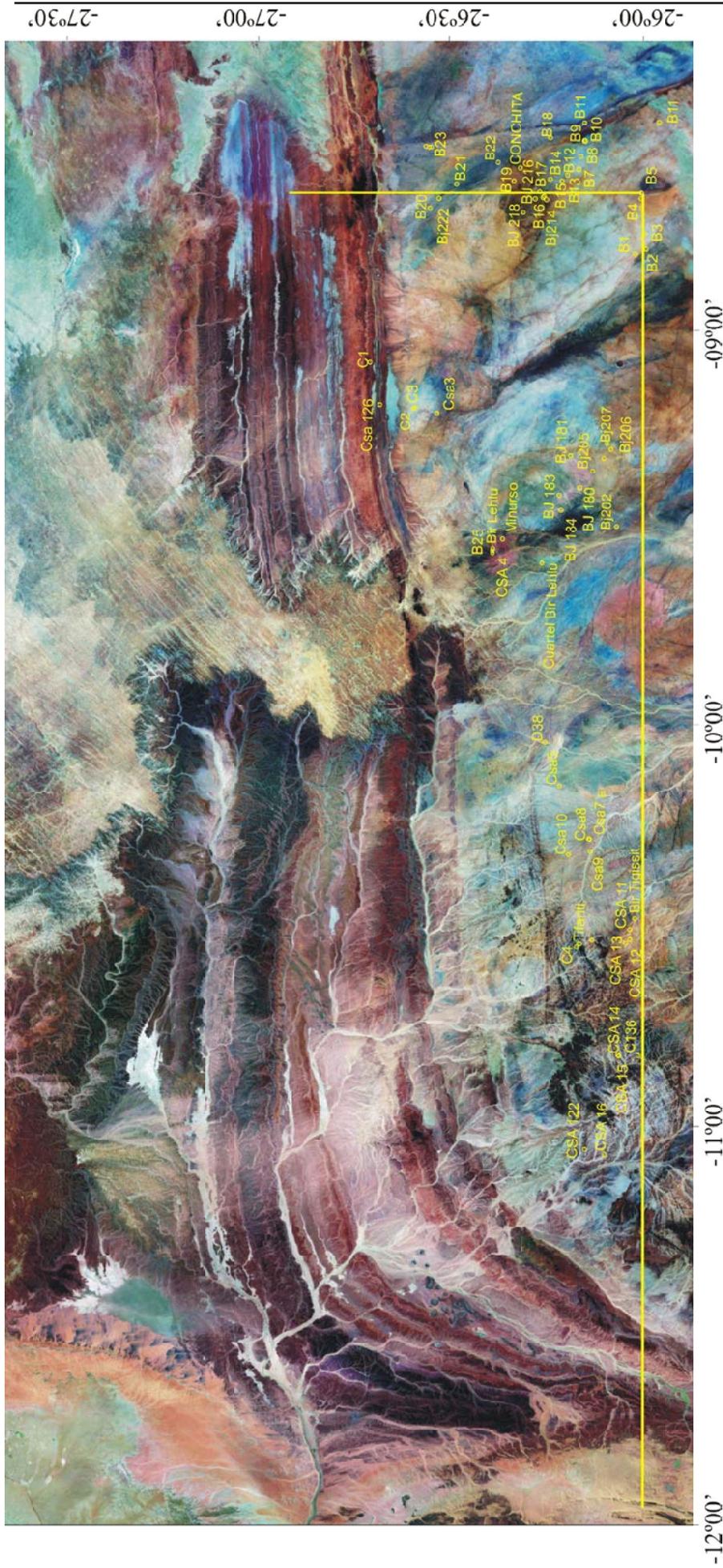


Fig. 7.1.2. Situación de las muestras en la imagen de foto satélite de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tilli, con la situación de las muestras. Al norte y NW se observan los materiales estratificados del sinclinal de Tinduf. Advértase que en el basamento del precámbrica (mitad sur de la imagen) la estructura está controlada por grandes fallas de dirección aproximada NW-SE; hacia la parte NE de la zona de afloramientos del Precámbrico se distinguen cabalgamientos de dirección aproximada NE-SW.

Fig. 7.1.2. Situation of the samples on the satellital image of the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tilli, with the situation of the samples. The unconformable series of Paleozoic age of the South flank of the Tindouf syncline can be observed at the North half part of the image. Note that the structure of Precambrian basement (South half-part of the image) the structure is controlled by regional faults trending approximately NW-SE; towards the NE part of the Precambrian outcrops one can distinguish thrusts trending E-W and NE-SW.

y 2014. Excepto la primera, todas estas campañas se han desarrollado en estrecha colaboración con los geólogos de la empresa Hanno Resources.

La situación de las muestras estudiadas se encuentra en la figura 7.1.2. Como puede apreciarse, el muestreo se ha concentrado sobre todo en las áreas cercanas a las pistas principales (carreteras de Rabuni a Bir Lehlu y Tifariti y Mehariat, con el enlace a Mauritania, pero también en las cercanías de la carretera de Nuakchot) puesto que hacia la parte norte hay abundantes sabkhas y la parte noroeste es más montañosa y de difícil acceso mediante vehículos.

Al sur y al Este limita con Mauritania.

De la zona se cuenta con pocos antecedentes, pues la mayor parte de los estudios en el NE del Sáhara se han centrado casi siempre en aspectos de la paleontología del Paleozoico cuando no en los temas hidrogeológicos. El IGME publicó un mapa geológico muy preliminar, basado en fotogeología pero con muy poco trabajo de campo y sin detalle en el basamento, centrándose asimismo en la cobertera del Paleozoico. Se cuenta con algunos datos cartográficos sobre la geología de las zonas anexas de Mauritania publicados por el Servicio Geológico de Mauritania, país en el cual además han operado algunas empresas mineras realizando exploración para oro cerca de la frontera NE del Sahara, pero no han publicado datos.

### 7.1.2. ESTRUCTURA GENERAL DEL ÁREA DE SFARIAT

Como hemos indicado, en el área NE del Sáhara Occidental pueden diferenciarse en primer lugar dos grandes unidades: el basamento Pre-Paleozoico y las series del Paleozoico del sinclinal de Tinduf. De este modo, el dominio de Tifariti-Bir Lehlu está limitado al N y NE por el contacto discordante con la cobertera sedimentaria del Paleozoico, que son series de plataforma carbonatada dispuestos con un buzamiento subhorizontal hacia el N, sin deformación

ni metamorfismo. El contacto se puede seguir fácilmente en dirección E-W durante cientos de kilómetros en la parte Norte del área, pero hacia el NW de Tifariti los materiales pasan a buzarse hacia el NW y el contacto se tuerce y pasa a tener dirección progresivamente NE y finalmente S.

En el basamento a grandes rasgos se distingue una estructuración NW-SE definida por cabalgamientos cuyos planos parecen buzarse fuertemente al ENE. Estos cabalgamientos pueden seguirse durante cientos de kilómetros y son estructuras tectónicas de primer orden. Su edad es claramente pre-Paleozoica, pues no afectan a los materiales de la cobertera. Estos cabalgamientos quedan cortados por otros de dirección aproximada E-W, pero que hacia la parte NW de los faloramientos del Precámbrico, hacia Tifariti, cambian de dirección progresivamente y toman la dirección aproximada NE-SE, a la vez que cambia la dirección en la cobertera, en lo que puede interpretarse como un plegamiento de los cabalgamientos durante la orogenia hercínica (véase también figura 7.1.2 y 7.1.4).



*Fig. 7.1.3. Típico paisaje al W de Tifariti, con la penillanura pedregosa desarrollada sobre la discordancia pre-Paleozoica y los relieves tabulares de los sedimentos del Paleozoico subhorizontal.*

*Fig. 7.1.3. Typical landscape, W of Tifariti, with the rocky peneplain developed on the pre-Paleozoic unconformity; the tabular reliefs correspond to the sediments of the subhorizontal Paleozoic.*

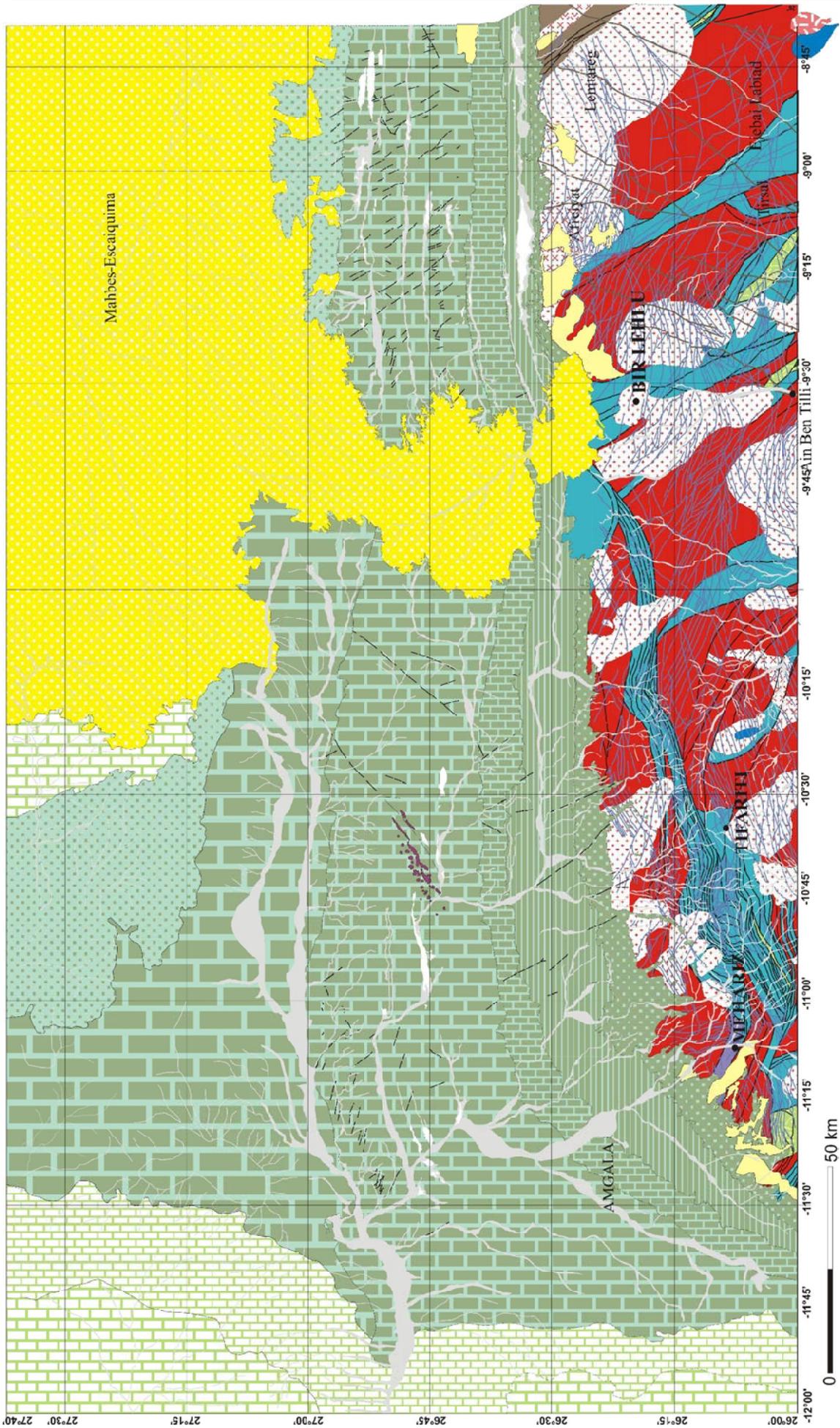


Figura 7.1.4. Mapa geológico de la zona noreste del Sáhara Occidental. La leyenda geológica se encuentra en la página siguiente.  
Figure 7.1.4. Geological map of the Norwest area of Western Sahara. The legend of the figure can be found in the next page.

## Leyenda del mapa geológico *Legend of the geological map*

-  Dunas arenosas y costras (Cuaternario)  
*Sand dunes and crusts (Quaternary)*
-  Yeso, sal (sabkha)(Cuaternario)  
*Gypsum, salt (sabkha)(Quaternary)*
-  Sedimentos aluviales en wadi: arenas, gravas (Cuaternario)  
*Alluvial sediments in wadis: sands, gravels (Quaternary)*
-  Sedimentos coluviales: arenas, conglomerados (Cuaternario)  
*Colluvial sediments: sandstones, conglomerates (Quaternary)*
-  Hamadas (Neógeno)  
*Hamada (Neogen)*
-  Series del Paleógeno  
*Paleogen series*
-  Series del Cretácico superior  
*Lower Cretaceous series*
-  Series del Cretácico inferior  
*Lower Cretaceous series*
-  Series del Carbonífero  
*Carboniferous series*
-  Series del Devónico superior  
*Upper Devonian series*
-  Series del Devónico medio  
*Middle Devonian series*
-  Series del Devónico inferior  
*Lower Devonian series*
-  Series del Silúrico  
*Silurian series*
-  Series del Cambro-Ordovícico  
*Cambrian-Ordovician series*
-  Diques de diabasa del Proterozoico  
*Dolerite dikes (Proterozoic)*
-  Paleoproterozoico. Sienitas y sienitas nefelínicas  
*Paleoproterozoic. Nepheline and nepheline syenites*
-  Paleoproterozoico. Granitos alcalinos, granitos con riebeckita  
*Paleoproterozoic. Alkaline granites, riebeckite granites*
-  Paleoproterozoico. Monzogranitos, monzodioritas  
*Paleoproterozoic. Monzogranites, monzodiorites*
-  Paleoproterozoico. Granitos de feldespato alcalino, granitos Rapakivi  
*Paleoproterozoic. Alkali feldspar granites, Rapakivi granites.*
-  Granitos calcoalcalinos del Proterozoico  
*Calc-alkaline granites (Proterozoic)*
-  Paleoproterozoico (?): esquistos, cuarcitas, grauvacas, paragneises, chert  
*Schists, quartzite, greywacke, paragneises, chert (Paleoproterozoic?)*
-  Paleoproterozoico (?): rocas volcánicas bimodales, con boninitas, basaltos y riolitas  
*Volcanic bimodal rocks, with boninites, basalts and rhyolites (Paleoproterozoic ?)*
-  Gabros Meso-Neoarcaico o Proterozoico inferior (?)  
*Gabbros c(Meso-Neoarchean or Lower Proterozoic?)*
-  Ortogneises y paragneises del Meso-Neoarcaico o Paleoproterozoico inferior (?)  
*Orthogneises and paragneises of the Meso-Neoarchean or lower Paleoproterozoic (?)*

La mayor parte de los afloramientos del Precámbrico se desarrolla en la paleosuperficie de erosión pre-paleozoica (fig. 7.1.3). Puesto que la discordancia y las series paleozoicas presentan un buzamiento muy suave, penillanura erosiva ha heredado esta pendiente muy suave. Esta penillanura queda surcada por ríos de curso efímero, en su mayoría rellenos por depósitos aluviales arenosos. Estos cursos siguen dos direcciones dominantes: a) NW-SE (determinada en buena parte por las zonas de cabalgamientos), y b) NNE-SSW (controlada por fracturas tardías). Estos cursos de agua efímeros drenan el área, descargando en sabkhas que en la zona de afloramientos del Precámbrico no acostumbran a ser muy grandes.

En la penillanura destacan por lo general tan sólo algunas pequeñas colinas redondeadas de escasa altitud, modeladas sobre las rocas del basamento que presentan mayor resistencia a la erosión, especialmente las riolitas o algunos tipos de granitoides; el resto del área a menudo está cubierto por arena, derrubios o por costras evaporíticas o calicretas. Por lo general, el resto de los afloramientos son de mala calidad, con roca muy fragmentada por la meteorización física típica de ambientes desérticos.

Todo ello complica la observación in situ de los materiales. Por este cúmulo de razones, la cartografía y el muestreo de la zona debe ser completada con estudios de mayor detalle en el futuro.

A la espera de poder contar con dataciones completas a partir del muestreo efectuado, provisionalmente se puede definir las siguientes unidades:

1) basamento de tipo continental, de edad indefinida (quizás, Neoproterozoico o Paleoproterozoico basal), con gneises y anfíbolitas; estos materiales están afectados por metamorfismo regional en grado medio (en facies anfíbolitas).

2) posible basamento de tipo oceánico, de edad indeterminada (quizás, Neoproterozoico o Paleoproterozoico), con rocas gabroicas.

3) cobertera sedimentaria y vulcanosedimentaria con magmatismo bimodal de tipo de arco volcánico, con metamorfismo en grado muy bajo, de posible edad Paleoproterozoico inferior o medio.

4) intrusivos graníticos calcoalcalinos, con metamorfismo en grado muy bajo o inexistente, de edad positivamente definida como Paleoproterozoico, cortados por las zonas de cizalla.

5) intrusivos graníticos alcalinos, que parecen ser posteriores a las zonas de cizalla.

6) intrusivos de rocas alcalinas subsaturadas, que aparentemente no están deformadas.

Casi todos estos materiales, quizá con la excepción de los intrusivos más tardíos y con seguridad de las diabasas, se encuentran relacionados entre sí por contactos tectónicos, y están fuertemente deformados. Los cabalgamientos están imbricados y llegan a tener desplazamientos de muchos kilómetros. Es precisa una cartografía más detallada sobre el terreno para completar la información en un grado suficiente que posibilite la realización de cortes compensados. Por otra parte, la edad de estos cabalgamientos es por ahora incierta, pero con toda seguridad son del Proterozoico, pues quedan cortados por la discordancia del Paleozoico.

7) diques de diabasas. Aparentemente hay de varias generaciones. Una primera generación parece que aprovecha las discontinuidades asociadas a los cabalgamientos (los mismos planos de cabalgamiento y, posiblemente, fracturas asociadas a los frentes de cabalgamiento). Estos diques se ven cortados por la discordancia con el Paleozoico. La última generación parece que sigue direcciones preferentemente NNE-SSW, que es asimismo la de las fracturas que modelan la red de drenaje, y que podría ser muy tardía (aunque esta generación de diques es también claramente pre-Paleozoica, pues no corta al Paleozoico).

Sobre este conjunto se disponen diversos depósitos de calicretas, escasos cuerpos poco potentes de arenas eólicas, depósitos aluviales y depósitos de sabkha. Los materiales coluviales son escasos, restringidos a las inmediaciones de los relieves más importantes y, sobretudo, a las proximidades de los relieves de la superficie estructural del Paleozoico. Como los cursos de agua son efímeros y de corto trayecto con pendientes débiles, los depósitos aluviales y los de sabkha tampoco están muy desarrollados, y

generalmente tienen depósitos finos, que a menudo suponen un problema para el tráfico rodado.

### **7.1.2.1. Basamento continental (Meso-Neoarcaico-Paleoproterozoico inferior?)**

En el dominio que estamos considerando los afloramientos de materiales del posible basamento son muy limitados en número (dos por el momento) y tamaño de forma lenticular al estar limitados por cizallas (apenas unos kilómetros de largo por pocos centenares de metros de ancho; fig. 7.1.4). En todo caso, forman parte de láminas cabalgantes muy deformadas, que a menudo forman parte de cabalgamientos imbricados. Por ello, es difícil reconstruir las relaciones estratigráficas o paleogeográficas existentes entre estos materiales.

Por el momento se han localizado afloramientos de materiales gneísicos exclusivamente en los extremos occidental y oriental de la zona, en afloramientos separados 400 km entre ellos y todos en zonas muy tectonizadas. Los gneises tienen coloraciones claras, y son ricos en micas y feldespatos potásicos. En la zona más occidental son de grano muy fino y podrían corresponder con pargneises; en la zona oriental pueden ser ortogneises. Por su escasa potencia y por su grado de meteorización en sus afloramientos no alcanzan a generar relieves significativos en este dominio.

Estos materiales difieren en su grado metamórfico del que presentan los materiales de la cobertera, por lo que parece que existe una discordancia mayor entre ambas unidades, por lo que puede darse una diferencia de edad importante entre ambas. No obstante, por el momento no se dispone de dataciones geocronológicas de estos materiales.

La presencia de ortogneises podría marcar la existencia de un basamento de tipo continental previo a la deposición de las series vulcanosedimentarias del Proterozoico.

### **7.1.2.2. Basamento oceánico(?) (Meso-Neoarcaico-Paleoproterozoico inferior?)**

En la zona aparecen unos afloramientos de gabro que no presentan contactos intrusivos con el resto de materiales, sino que se encuentran emplazados tectónicamente, en contacto con rocas graníticas o rocas volcánicas. Como en el caso anterior, los afloramientos de gabro son muy limitados (aunque aparecen en la mayor parte de la zona) y se encuentran en zonas muy tectonizadas.

Estos gabros no aparentan presentar metamorfismo ni estar retrogradados significativamente, y su grado de alteración acostumbra a ser bajo. En afloramiento y en imagen satelital son cuerpos de color oscuro, y en muestra de mano son muy densos. Forman afloramientos grandes, a veces en lentes de varias decenas de km de longitud y varios kilómetros de anchura.

Estos materiales, por el contexto en el que aparecen, como se discutirá más adelante, podrían tener un carácter ofiolítico, y formar parte de un basamento oceánico. No obstante, se precisará realizar en el futuro estudios geoquímicos para acreditar correctamente esta hipótesis.

### **7.1.2.3. Cobertera sedimentaria y vulcanosedimentaria (Paleoproterozoico inferior?)**

En algunas de las láminas cabalgantes se han encontrado materiales no metamorfizados, o metamorfizados en grado muy bajo, comprendiendo series sedimentarias y series vulcanosedimentarias, que podrían por lo tanto ser más jóvenes que los gneises anteriormente citados, metamorfizados en grado alto.

Entre las series sedimentarias encuentran materiales pelíticos, principalmente series con series muy potentes de pizarras negras, además de potentes paquetes de grauvacas; los niveles de mármoles o de cuarcitas son mucho más



*Figura 7.1.5. Afloramientos de riolitas dando crestas entre granitos y diabasas, al Norte de Mreira (SW de Tifariti).*

*Figure 7.1.5. Rhyolite outcrops producing crests between granites and diabases, N of Mreira, SE of Tifariti.*



*Figura 7.1.6. Afloramiento de dioritas en la zona de Ifachlen, al NW de Tifariti.*

*Figure 7.1.6. Diorite outcrops near Ifachlen, NW of Tifariti.*

raros; por el momento no hemos localizados sedimentos químicos de tipo BIF o chert. Las series sedimentarias, y muy particularmente las pizarras negras, parecen ser mucho más comunes en el extremo este del Sáhara Occidental. Las series forman bandas de pocos kilómetros de anchura por decenas de kilómetros de longitud, con contactos mecánicos con el resto de unidades, por lo que pueden haber actuado como niveles de despeque de cabalgamientos, aprovechando su conocida plasticidad.

Estos materiales sedimentarios no producen ningún tipo de relieve particular en el campo, y más bien se encuentran en depresiones. Sus afloramientos acostumbran a ser también de muy mala calidad, al estar fuertemente afectados por la meteorización física del desierto debido a su fisibilidad. No obstante, por la misma razón, las pizarras negras acostumbran a ser fácilmente detectables en foto satélite y pueden ser aprovechadas como niveles guía.

Las grauvacas y las pizarras negras parecen aflorar siempre en este dominio en láminas cabalgantes separadas, sugiriendo que se formaron en ambientes sedimentarios también diferentes y separados.

Las rocas volcánicas son el segundo elemento importante de esta unidad. A grandes rasgos, se reconocen dos tipos de rocas predominantes: basaltos y riolitas (aparentemente, indicando la existencia de un volcanismo bimodal, pero debe tenerse en cuenta que todos estos afloramientos se encuentran relacionados entre sí por contactos tectónicos y, por tanto, se desconoce sus interrelaciones). Hay, además, menores proporciones de dacitas, riodacitas, o rocas ignimbríticas; incluso se ha reconocido un afloramiento de posibles rocas boniniticas del que se hablará más adelante. por desgracia, como hemos indicado, todos estos materiales se separan del resto (y entre ellos) también por contactos tectónicos, y normalmente es difícil ver en el campo las relaciones de contacto, por lo que es muy difícil reconstruir su estratigrafía o incluso diferenciar diques de coladas.

Las riolitas son extremadamente comunes en toda la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tilli. Son muy frescas y no evidencian metamorfismo. En muestra de mano se reconocen fenocristales de feldespatos o de cuarzo de hasta 1 cm de diámetro de aspecto volcánico, a veces con corrosión en golfo, destacando en una matriz afanítica. Son rocas de coloraciones oscuras en muestra de mano fresca, pero que acostumbran a tener una pátina de colores más claros en afloramiento



*Figura 7.1.7. Afloramientos de granitos destacando en la penillanura en la zona de Lemreignat, en el extremo oeste del Sáhara Occidental.*

*Figure 7.1.7. Granite outcrops outstands in the peneplain near Lemreignat, at the West extrem of the Western Sahara.*



*Figura 7.1.8. Detalle del afloramiento anterior, muy fracturado por meteorización física. Nótese la abundancia de feldespatos potásicos rojos.*

*Figure 7.1.8. Detail of the above outcrop, very fractured due to physical weathering. Note a high amount of reddish K-feldspar.*

meteorizado. Su fractura es concoidea, y no presentan evidencias fuertes de haber sido esquistosadas. Por lo general son rocas muy resistentes a la erosión, y sus cuerpos masivos pueden llegar a conformar relieves destacables en el paisaje, como en el caso del monte Tirsal, en el extremo oriental del Sahara, que destaca sobre la penillanura, o en la zona al oeste y noroeste de Tifariti (fig. 7.1.5).

Los basaltos son de color muy oscuro y densos en muestra de mano; presentan texturas masivas, sin vacuolas o estructura de flujo o piroclásticas. Los afloramientos no son muy buenos, pues las rocas se encuentran a menudo meteorizadas y muy disgregadas, por lo que generalmente no generan relieves importantes. Esta mala calidad de los afloramientos determina, por otra parte, que no se haya llegado a observar estructuras de emplazamiento o enfriamiento, como pillow lavas, disjunción columnar u otras.

#### **7.1.2.4. Granitoides calcoalcalinos**

Son comunes en la zona estudiada, y se encuentran claramente cortados por los

cabalgamientos. Por lo común no generan relieves topográficos significativos. Se reconocen variedades más ácidas o más intermedias, y acostumbran a ser de tamaño de grano medio (1-2 cm). Normalmente son ricos en biotita, pero puede haber variedades muy leucocráticas, sin máficos. Presentan tonalidades más oscuras en el caso de las dioritas, como en la de Ifachlen, en un pequeño afloramiento al NW de Tifariti (fig. 7.1.6), mientras que los tonos grisáceos más o menos claros, incluso blancuzcos o rosados, se dan en las variedades más ácidas (más comunes en este dominio; fig. 7.1.7, 7.1.8).

#### **7.1.2.5. Granitoides monzoníticos**

Están presentes asimismo en el dominio de Tifariti-Bir-Lehlu-Ain Ben Tilli, pero son más raros que los otros tipos de granitoides. Parecen estar cortados por los cabalgamientos. Son rocas graníticas mucho más pobres en cuarzo que los granitos anteriores, y tienen coloraciones rosadas; son rocas de tamaño de grano medio, pobres en máficos. Son asimismo alterables, y no acostumbran a generar relieves notables.



*Figura 7.1.9. Afloramientos de granitos de feldespato alcalino en Bir Lehlu.*

*Figure 7.1.9. Outcrop of a reddish alkali feldspar granite in Bir Lehlu.*



*Figura 7.1.10. Otro detalle del granitoide de la zona anterior.*

*Figure 7.1.10. Another detail of the above granitoid.*



*Figura 7.1.11. Afloramiento de rocas alcalinas con textura granofírica de Gleibat Musdar.*

*Figure 7.1.11. Outcrop of alkali feldspar granites with granophyric texture of Gleibat Musdar.*

### 7.1.2.6. Granitos de feldespato alcalino

Son muy comunes en la zona estudiada, y parecen cortar a los cabalgamientos, al menos a algunas generaciones de los mismos, pero no a las diabasas. Debido a su fuerte meteorización física y química, no generan relieves topográficos significativos. En afloramiento presentan colores muy variados, pero por lo general tienden a predominar los colores rojizos a rosados (fig. 7.1.9, 7.1.10). Es muy frecuente que se presenten como rocas de tamaño de grano medio, pero puede haber texturas de tamaño de grano mucho más grueso, e incluso en el orden de 3-4 cm, a veces con megacrístales. También pueden darse granitoides de feldespato alcalino porfiríticos o con textura granofídica, como acontece en Gleibat Musdar, hacia la parte más occidental de la zona estudiada (fig. 7.1.11). Estos granitos cortan al menos a los cabalgamientos precoces, y son a su vez cortados por las diversas generaciones de diques de diabasa.

### 7.1.2.6. Granitoides alcalinos

Los granitoides alcalinos afloran como pequeños stocks de forma subcircular o ligeramente elongados emplazados en el resto de granitoides, y que aparentemente no son cortados por las cizallas. Las facies más diferenciadas de estos granitos, que hemos representado de modo aparte en la cartografía teniendo en cuenta su potencial significación metalogenética (fig. 7.1.4), llegan a tener abundantes cantidades de minerales accesorios muy ricos en álcalis, con tendencia agpaítica, como egirina y riebeckita, como en los granitoides del stock del vértice SE de la zona (fig. 7.1.12, 7.1.13) o de otro stock situado cerca de Bir Lehlu). Estos minerales destacan por sus colores más oscuros.

### 7.1.2.7. Rocas alcalinas subsaturadas

Este tipo de rocas están muy retringidas al vértice sudeste del dominio, donde conforman



*Figura 7.1.12. Afloramientos de granitos alcalinos en la zona de Bir Moghreïn, en el extremo este del Sáhara Occidental.*

*Figure 7.1.12. Alkaline granite outcrops near Bir Moghreïn, at the East extrem of the Western Sahara.*



*Figura 7.1.14. Afloramientos de sienitas nefelínicas en el intrusivo de Bir Moghreïn, en el extremo este del Sáhara Occidental.*

*Figure 7.1.14. Nepheline syenite outcrops at the Bir Moghreïn intrusive, at the East extrem of the Western Sahara.*

el pequeño plutón de Bir Moghreïn (fig. 7.1.14, 7.1.15), cuya mayor parte se encuentra en Mauritania. Son sienitas nefelínicas de colores grisáceos en afloramiento, y por consiguiente son muy fácilmente meteorizables por procesos químicos y físicos, por lo que nunca dan relieves topográficos.

#### 7.1.2.8. Diabasas

Las diabasas son rocas muy frecuentes la zona de Tasiast-Tijirit-Auserd, podemos considerar que podría llegar a hablarse de



*Figura 7.1.13. Detalle del afloramiento anterior, muy fracturado por meteorización física. Nótese la abundancia de feldespato potásico rojo.*

*Figure 7.1.13. Detail of the above outcrop, very fractured due to physical weathering. Note a high amount of reddish K-feldspar.*

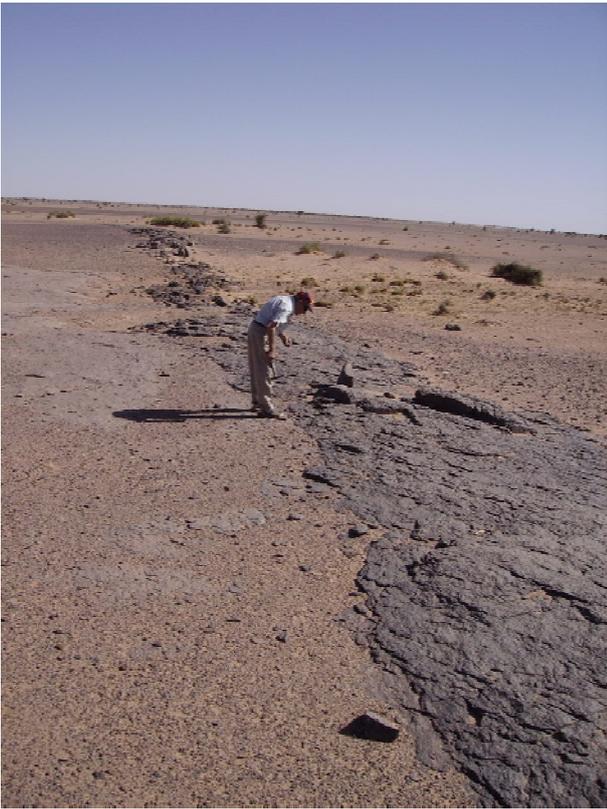


*Figura 7.1.15. Detalle del afloramiento anterior, muy fracturado por meteorización física. Nótese disyunción bolar.*

*Figure 7.1.15. Detail of the above outcrop, very fractured due to physical weathering. Note spheroidal disjunction.*

una LIP, lo que indicaría la importancia de la producción de magma en el área en este episodio. De todos modos, la producción de diabasas no parece ser fruto de un único episodio, pues parece que hay al menos dos generaciones.

La primera generación de diabasas se encuentra en toda la zona, aunque son mucho más comunes y de mayores dimensiones en la zona de Tifariti, y consta de diques muy continuos durante cientos de kilómetros, que parecen haber aprovechado para emplazarse cualquier discontinuidad que existiera anteriormente en la roca,



*Figura 7.1.16. Dique de diabasa muy rectilíneo cortando granitoides de feldespato alcalino rojizos en la zona de Lemreignat. En primer término, el Dr. A. Arribas.*

*Figure 7.1.16. Rectilinear diabase dike cutting reddish alkali-feldspar granites in the Lemreignat area. In the first term, Dr. A. Arribas.*

incluyendo superficies de estratificación, fallas, esquistosidad, planos de cabalgamiento, fallas asociadas a los cabalgamientos, o diaclasas posteriores. Se emplazan en todo tipo de rocas, y cortan a los cabalgamientos pero de ninguna manera a los sedimentos de la cobertera del Paleozoico. Son diques por tanto de direcciones muy variables y que a menudo pueden seguirse durante cientos de kilómetros, a veces con un trazado regular pero otras veces no tanto. Estos diques cortan a todas las rocas descritas hasta el



*Figura 7.1.17. Diques de diabasa grandes entre riolitas y granitos en Mreira.*

*Figure 7.1.17. Diabase diques cropping out between granites and rhyolites. Mreira.*



*Figura 7.1.18. Diques de diabasa grandes entre riolitas y granitos en Tifariti.*

*Figure 7.1.18. Diabase diques cropping out between granites and rhyolites. Tifariti.*

momento, y destacan a nivel de afloramiento por su coloración negruzca, pero no acostumbran a dar crestas o relieves importantes (fig. 7.1.16 a 7.1.18).

Por otra parte, hay una última generación de diques que presenta una dirección muy constante, aproximadamente NNE-SSW, y que se encuentra exclusivamente en la zona este del dominio considerado, continuándose en Mauritania.

Todos estos diques tienen una anchura muy variable, pero casi siempre en el orden decamétrico.

### 7.2.12. GRANODIORITAS

Las granodioritas presentan un color gris en afloramiento, y en ellas se identifican proporciones aproximadamente similares de cuarzo, feldespato potásico (microclina) y plagioclasa. Los accesorios son biotita, allanita y escasa titanita (fig. 7.2.87 a 7.2.90).

Todos los minerales son de tamaño de grano medio, entre 3 y 6 mm de diámetro.

El cuarzo es alotriomórfico y de color grisáceo en muestra de mano; parece bastante limpio de inclusiones.

La microclina es alotriomórfica y de aspecto muy turbio, habiendo cristalizado posteriormente a la plagioclasa, cuyos cristales

puede englobar. La microclina no está zonada y las maclas pueden estar mal definidas; presenta micropertitas, por lo general muy pequeñas.

La plagioclasa tiende a ser idiomórfica a hipidiomórfica, siempre con hábito prismático corto; muchos de estos cristales acostumbran a estar ligeramente redondeados por los bordes. Sus cristales acostumbran a estar zonados, con un núcleo más cálcico que casi siempre se encuentra fuertemente sericitizado. Acostumbran a presentar maclado polisintético complejo, con maclas simples en que unos de los cristales se encuentra maclado según la ley de la albita y el adjunto con la ley de la periclina.

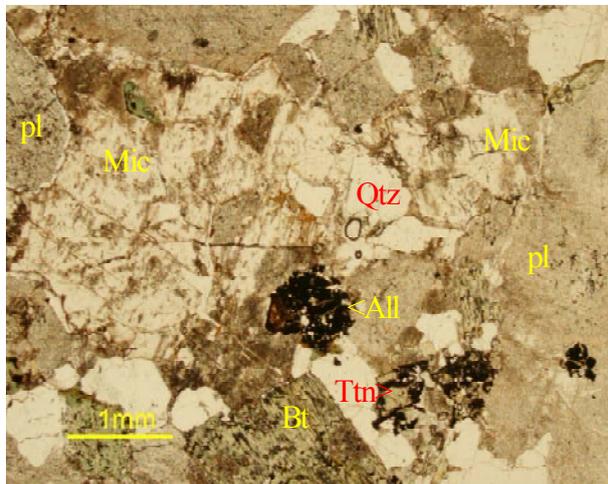


Figura 7.2.87. Granodiorita. Pl, plagioclasa, Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Bt, biotita, All, allanita. PPL.  
Figure 7.2.87. Granodiorite. Pl, plagioclase, Qtz, quartz, Mic, microcline, Bt, biotite, All, allanita. PPL

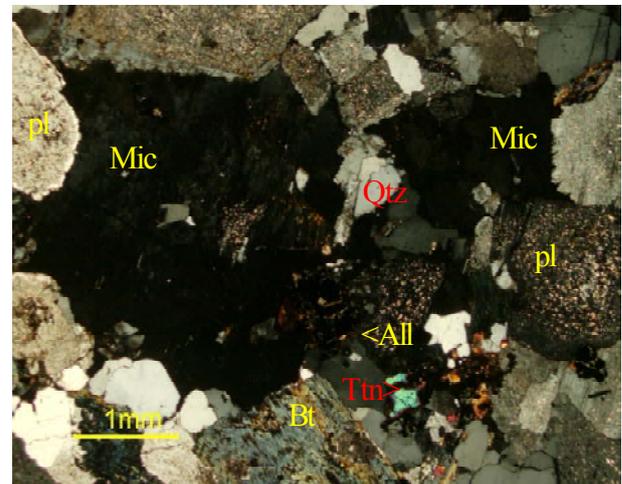


Figura 7.2.88. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra SAC125, W de Tifariti.  
Figure 7.2.88. The above image in crossed polars. Sample SAC125, W of Tifariti.

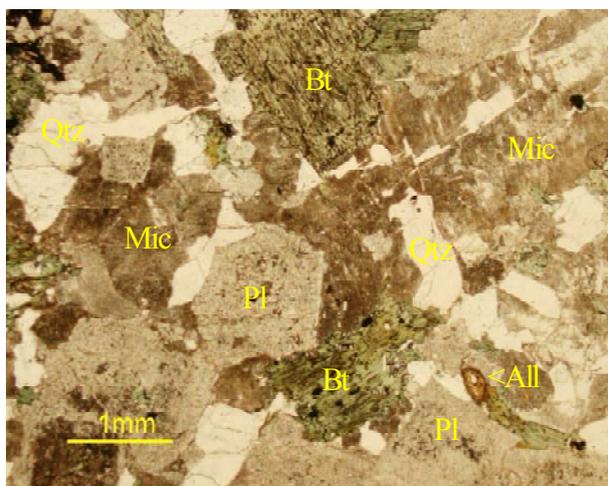


Figura 7.2.89. Granodiorita. Pl, plagioclasa, Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Bt, biotita, All, allanita. PPL.  
Figure 7.2.89. Granodiorite. Pl, plagioclase, Qtz, quartz, Mic, microcline, Bt, biotite, All, allanita. PPL.

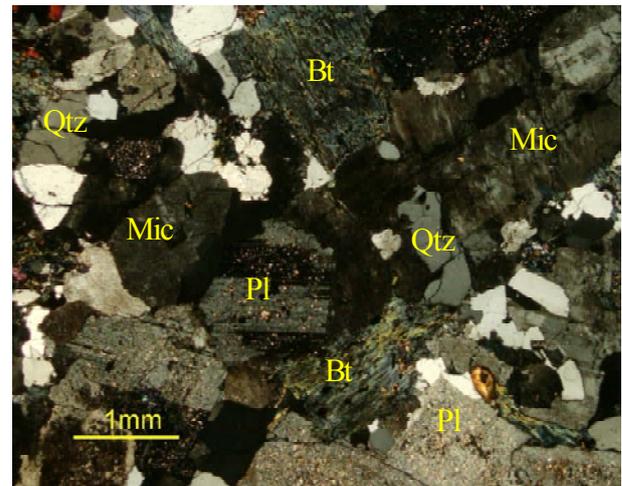


Figura 7.2.90. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra SAC125, W de Tifariti.  
Figure 7.2.90. The above image in crossed polars. Sample SAC125, W of Tifariti.

La biotita forma cristales idiomórficos de hábito tabular, aunque algo gruesos. Se encuentra en proporciones inferiores al 5% modal, y está casi siempre totalmente reemplazada por clorita de color verde oscuro (por consiguiente, muy rica en hierro) acompañada por cristales de magnetita de grano fino, situada preferentemente en las exfoliaciones.

La allanita es idiomórfica, de hábito prismático corto, de color pardusco poco pleocroico y se encuentra en proporciones inferiores al 1% modal. acostumbra a estar zonada; a menudo es metamictica, perdiendo orden del color de interferencia o incluso llegando a quedar isotropizada. Esta

metamictización puede asimismo apreciarse por la existencia de grietas radiales que emanan desde el mineral hacia los minerales encajantes del mismo. Todas estas características sugieren la presencia de elevados contenidos en elementos radioactivos en el mineral.

La titanita tiende a formar cristales alotriomórficos de grano fino asociados con minerales secundarios y que, por lo tanto, parecen haberse formado por alteración de otros minerales ricos en titanio. No obstante, algunas veces puede ser idiomórfica y estos cristales pueden alcanzar tamaños en el orden milimétrico; en este caso, aparentemente podría ser un mineral primario (fig. 7.2.91, 7.2.92). Es incolora y puede presentar maclado

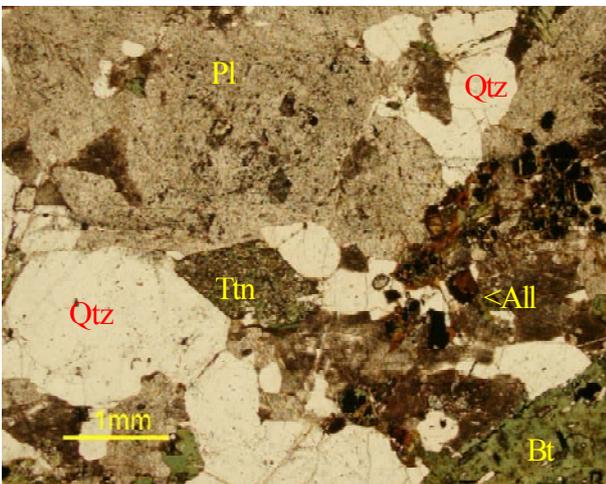


Figura 7.2.91. Granodiorita. Pl, plagioclase, Qtz, cuarzo, All, allanita, Bt, biotite, Ttn, titanite. PPL.

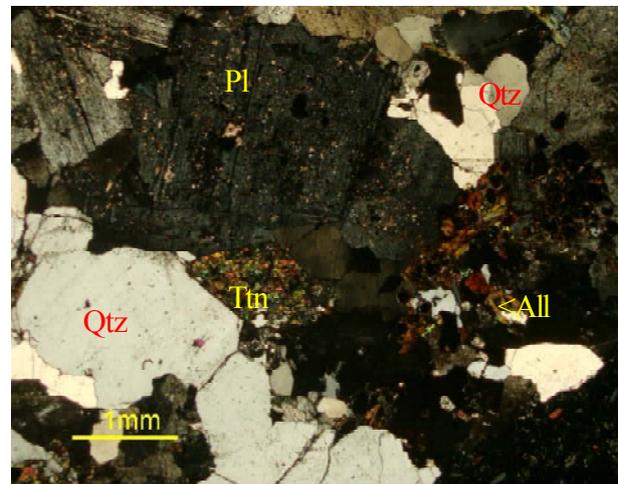


Figura 7.2.92. La imagen anterior en nicóles cruzados. Muestra SAC125, W de Tifariti.

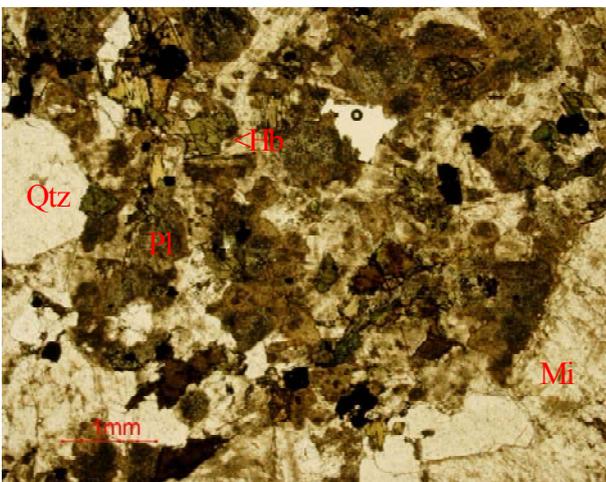


Figura 7.2.93. Granodiorita. Pl, plagioclase, Mic, microcline, Qtz, cuarzo, Hb, hornblende. PPL.

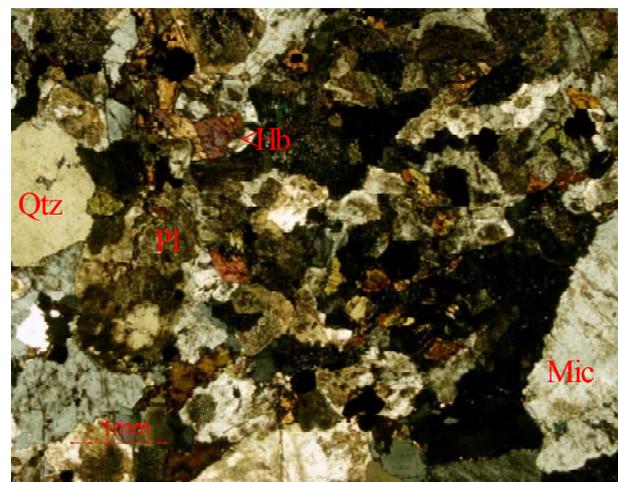


Figura 7.2.94. La imagen anterior en nicóles cruzados. Muestra C136, W de Tifariti.

polisintético; no parece presentar zonación ni parece metamítica.

Puede haber, además, moderadas cantidades de anfíbol verde de tipo hornblenda, en forma de cristales hipidiomórficos, pequeños, de hábito prismático corto. Es fuertemente coloreada en tonos pardo-verdosos y muy pleocroica (fig. 7.2.93, 7.2.94). No se distinguen en ella maclado, zonación o exsoluciones de otros anfíboles. Puede estar reemplazada por clorita verdosa y magnetita.

Como otros minerales accesorios se distinguen pequeñas cantidades de apatito (cristales idiomórficos de hábito prismático largo, de menos de 50 micras de longitud, no

zonados), de zircón (cristales idiomórficos hábito prismático corto aunque algo redondeados, de menos de 50 micras de longitud, visiblemente zonados pero no metamíticos) y magnetita (cristales hipidiomórficos de menos de 100 micras de diámetro, parcialmente alterados a hematites).

### 7.2.13. GRANITOS

Los granitos s.s. son muy similares en cuanto a textura a las granodioritas anteriormente descritas, de las que se diferencian en primer lugar por presentar un mayor contenido de microclina (fig. 7.2.95 a

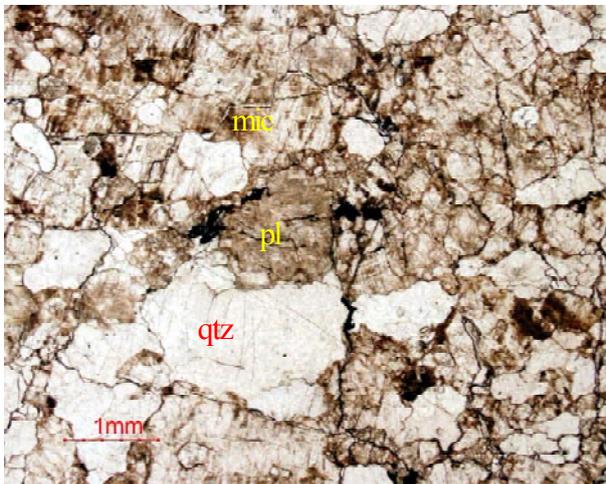


Figura 7.2.95. Granito. Pl, plagioclase, Qtz, cuarzo, Mic, microclina. PPL.

Figure 7.2.95. Granite. Pl, plagioclase, Qtz, quartz,

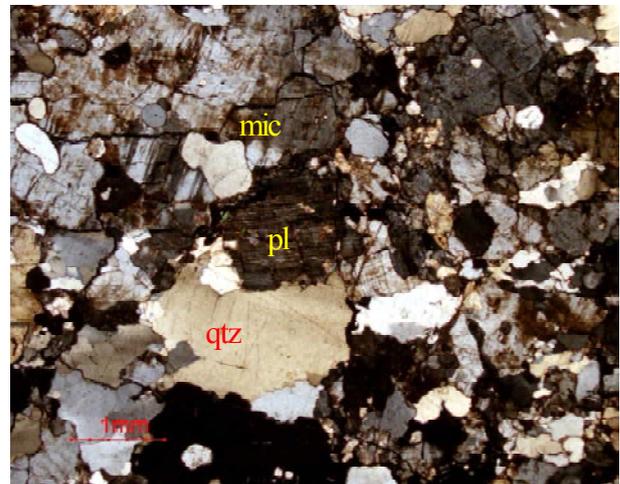


Figura 7.2.96. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra B19. Lemtareg.

Figure 7.2.96. The above image in crossed polars.

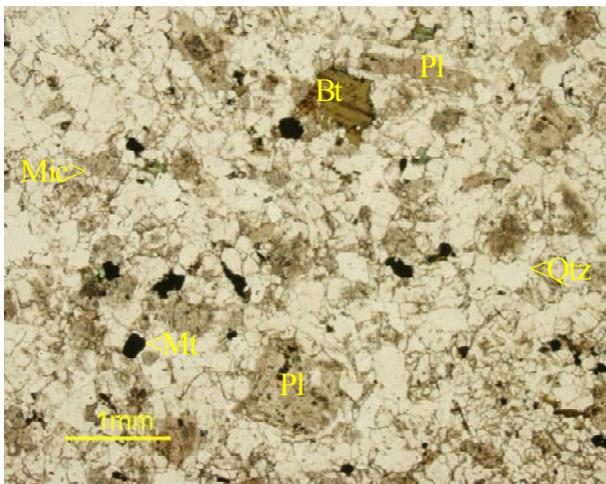


Figura 7.2.97. Granito. Pl, plagioclase, FK, microclina, Qtz, cuarzo, Bt, biotita, Mt, magnetita. PPL.

Figure 7.2.97. Granite. Pl, plagioclase, FK, microcline, Qtz, quartz, Bt, biotite, Mt, magnetite. PPL.

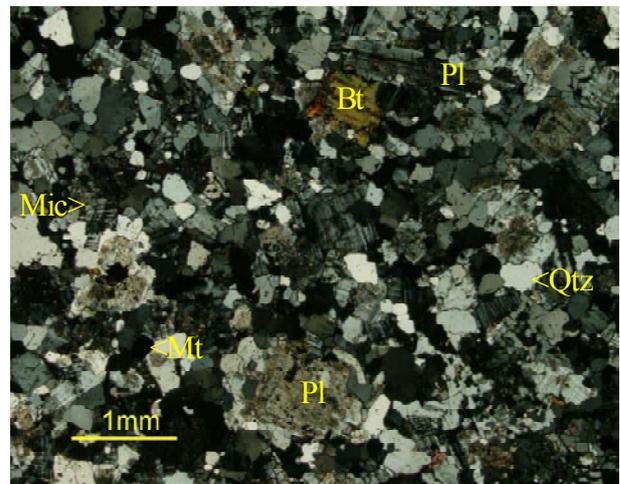


Figura 7.2.98. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA 16, W de Tifariti.

Figure 7.2.98. The above image in crossed polars. Sample CSA16, W of Tifariti.

7.2.99). Por otra parte, son mucho más leucocráticos que las granodioritas y no presentan hornblenda o titanita; por otra parte, las proporciones de biotita y la allanita son muy escasas.

La microclina llega a ser el mineral dominante de la roca, y se encuentra en proporciones de hasta el 50% modal. Sus cristales son alotriomórficos y tienen a tener una forma redondeada. Puede alcanzar un tamaño de grano a menudo grueso, incluso de más de 2 cm de diámetro, aunque muchas otras veces el tamaño de grano es fino (entre 1-2 mm). Los cristales de microclina acostumbran a presentar un aspecto turbio en lámina delgada. No pocas veces presenta maclado simple con leyes de tipo Karlsbad, Baveno o Manebach adicionalmente a las típicas maclas en parrilla. Es siempre micropertítica, con pertitas en forma de vetas, que pueden ser muy abundantes, aunque no llega a ser mesopertítica. No presenta zonación.

La plagioclasa forma cristales hipidiomórficos, en los que se intuye un hábito prismático corto; no obstante, sus bordes son irregulares o redondeados. El tamaño de grano es a menudo un poco mayor que el de la microclina, pero sus proporciones modales son más bajas que en este mineral (hacia el 25% modal). En el caso de la plagioclasa de estos granitos, parece que no presenta maclas complejas sino maclas polisintéticas según la ley de la albita. Los cristales están zonados en algunos intrusivos pero aparentemente no lo están en otros. Tampoco se aprecia una alteración sericítica tan intensa como en el caso de la plagioclasa de las granodioritas, lo que posiblemente corresponda a que la plagioclasa es de composición más sódica en los granitos que en las granodioritas.

La biotita forma cristales alotriomórficos, de tamaño de grano fino (menos de 1 mm), a menudo redondeados, y casi siempre reemplazados por clorita de color verdoso. Se encuentra en proporciones inferiores al 1% modal.

La allanita, cuando está presente, se encuentra en cantidades más escasas en los granitos que en las granodioritas (menos del 1% modal). Este mineral forma cristales

alotriomórficos, redondeados, casi siempre alterados a carbonatos secundarios de tamaño de grano muy fino, posiblemente de carbonatos de elementos de las tierras raras como la bastnäsita. La allanita primaria es de coloración pardoamarillenta, con sólo muy ligero pleocroísmo o sin el mismo, y las variaciones concéntricas de color permiten adivinar la presencia de zonación en este mineral. Aparentemente es metamictica, quedando extinguida o casi extinguida en nícoles cruzados. Los minerales que se encuentran a su alrededor a menudo contienen pequeñas fracturas que irradian desde la allanita unas pocas decenas de micras hacia los minerales encajantes, lo cual es otra evidencia del proceso de metamictización, lo que evidencia la presencia de elementos radioactivos. No se ha apreciado maclado polisintético en este mineral

Puede haber en algunas muestras pequeñas cantidades de moscovita (menos del 1% modal). No obstante, este mineral es alotriomórfico, de tamaño de grano muy fino (menos de 100 micras de diámetro), en forma de diminutos cristales alotriomórficos, situados en posición intersticial entre otros minerales o en diminutas vetillas, por todo lo cual puede deducirse que aparentemente podría haber sido producido mediante procesos de alteración hidrotermal.

Hay además muy pequeñas cantidades de magnetita de grano fino (menos de 100 micras), idiomórfica (en cristales octaédricos), reemplazada parcialmente por hematites según su exfoliación.

Completan la asociación pequeñas cantidades de apatito y zircón; ambos minerales son de tamaño de grano muy fino (entre 50 y 100 micras) y pueden aparecer como inclusiones dentro de la mayor parte de minerales, muy particularmente en la biotita. Ambos minerales son hipidiomórficos, el apatito con hábito prismático largo y el zircón, corto. El zircón puede presentar zonación, cosa que no se aprecia en el apatito; el zircón incluido en biotita puede producir aureolas pleocroicas en este mineral, evidenciando la presencia de pequeñas proporciones de elementos radioactivos.

### 7.2.14. MONZODIORITAS

Las monzodioritas se diferencian de las rocas anteriormente descritas porque presentan una proporción muy baja de cuarzo y de microclina, predominando la plagioclasa, que puede estar alterada a prehnita (fig. 7.2.97, 7.2.98).

La plagioclasa puede conformar más del 85% modal de la roca. Se trata de cristales alotriomórficos, muy irregulares, con tamaño de grano medio (de 2 a 10 mm de diámetro). No parecen presentar zonación, y presentan maclado polisintético muy fino. No se aprecian exsoluciones. Por lo común se encuentran muy alterados, de manera que presentan un aspecto muy turbio sin analizador (fig. 7.2.97), pudiendo quedar totalmente reemplazados por sericita o por prehnita.

La microclina es muy escasa (menos del 5% modal) y acostumbra a aparecer en posiciones intersticiales entre los cristales de plagioclasa, por lo que es forzosamente alotriomórfica. Sus cristales no tienen maclas simples y sin analizador tienen un aspecto turbio; su alteración es tan avanzada en las muestras que se han analizado hasta el momento (en el mismo grado que en el caso de la plagioclasa) que no se aprecian fácilmente las micropertitas ni el maclado polisintético.

El cuarzo es también muy escaso en estas rocas (entre un 5 y un 10% modal). Es

alotriomórfico y de tamaño de grano fino (menos de 1 mm de diámetro); ocupa posición intersticial entre los feldespatos. Por otra parte, se reconocen pequeñas vetillas en las que una generación tardía de cuarzo hidrotermal es el componente principal, asociado con moscovita (fig. 7.2.97).

El accesorio principal es la biotita, si bien se encuentra casi siempre totalmente reemplazada por clorita rica en Fe, de intenso color verde, asociada con epidota de grano fino, igualmente fuertemente pleocroica en tonos de amarillo, indicando asimismo un fuerte contenido en Fe. La biotita precursora debía ser alotriomórfica y rica en Fe. En todo caso, se habría encontrado en proporciones muy bajas en la roca.

Puede haber pequeñas cantidades de anfíbol verde, alotriomórfico, intersticial.

La prehnita forma agregados en forma de gavilla, con tamaño de grano fino. Aparece como un producto de alteración en vetas o pseudomorfizando plagioclasa.

Finalmente, se identifican pequeñas cantidades (menos del 1% modal) de minerales opacos, principalmente magnetita. Esta magnetita es alotriomórfica, con tamaño de grano fino (casi siempre de menos de 1 mm) y se encuentra casi siempre fuertemente alterada a hematites (martitización) a partir de las exfoliaciones octaédricas del mineral.

Hay pequeñas cantidades de zircón y de apatito.

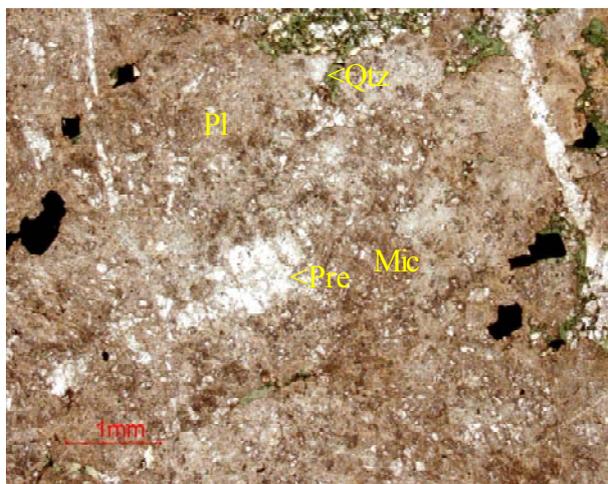


Figura 7.2.99. Monzodiorita. Pl, plagioclasa, Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Pre, prehnita. PPL.  
Figure 7.2.99. Monzodiorite. Pl, plagioclase, Qtz, quartz, Mic, microcline, Pre, prehnite. PPL.

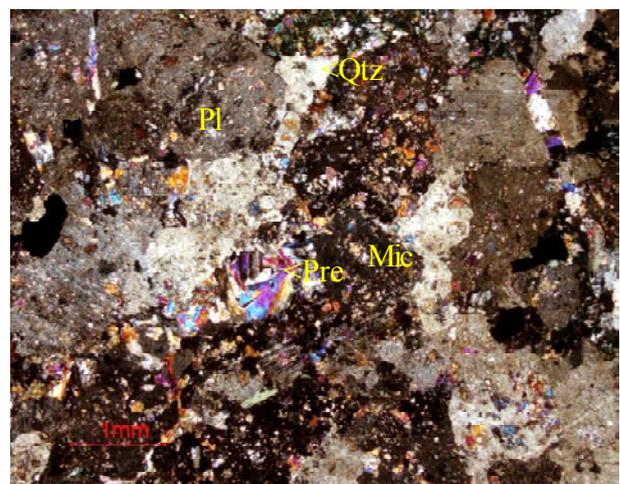


Figura 7.2.100. La imagen anterior en nicols cruzados. Muestra B15a. Lemtareg.  
Figure 7.2.100. The above image in crossed polars. Sample B15a. Lemtareg.

### 7.2.15. MONZONITAS

Las monzonitas se diferencian del resto de rocas por su escasa proporción de cuarzo y por una proporción equilibrada entre feldespato potásico y plagioclasa (fig. 7.2.101 a 7.2.104).

La plagioclasa es de cristalización precoz y tiende a ser hipidiomórfica, con hábito prismático corto. Los cristales no acostumbran a estar zonados, pero pueden presentar maclado polisintético. La característica más interesante de los cristales de plagioclasa es que presentan microantipertitas de microclina claramente distinguibles incluso a mediano aumento (fig. 7.2.102). El tamaño de las

antipertitas es suficientemente grande como para que puedan verse pertitas en las mismas.

La microclina forma grandes cristales de grano grueso poiquilíticos, de aspecto sucio, englobando plagioclasa. Pueden tener maclas simples y son pertíticas.

El cuarzo es muy escaso, alotriomórfico e intersticial entre los feldespatos.

El anfíbol es escaso, casi siempre hipidiomórfico y está asociado a cuarzo, siendo su formación tardía (fig. 7.2.103, 7.2.104). Es de fuerte pleocroísmo verde, y está parcialmente alterado a epidota.

Completan la asociación la biotita pardoverdosa, eventualmente alterada a clorita y magnetita, además de apatito y zircón.

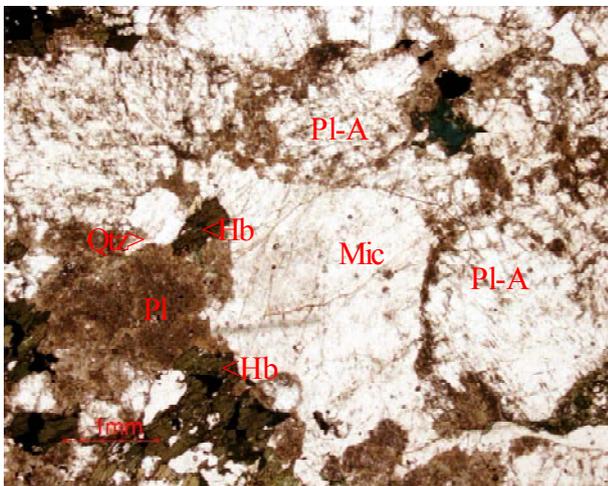


Figura 7.2.101. Monzonita. Pl-A, plagioclasa antipertítica, Qtz, cuarzo, Mic, microclina. PPL.  
Figure 7.2.101. Monzonite. Pl-A, plagioclase antiperthite, Qtz, quartz, Mic, microcline. PPL.

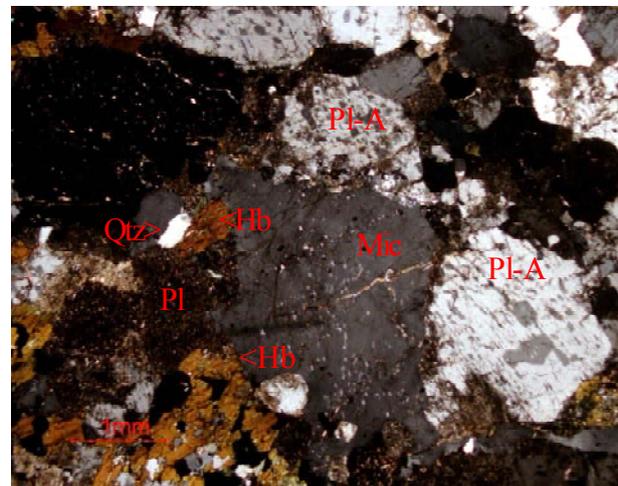


Figura 7.2.102. La imagen anterior en nicols cruzados. Muestra B16. Lemtareg.  
Figure 7.2.102. The above image in crossed polars. Sample B16, Lemtareg.

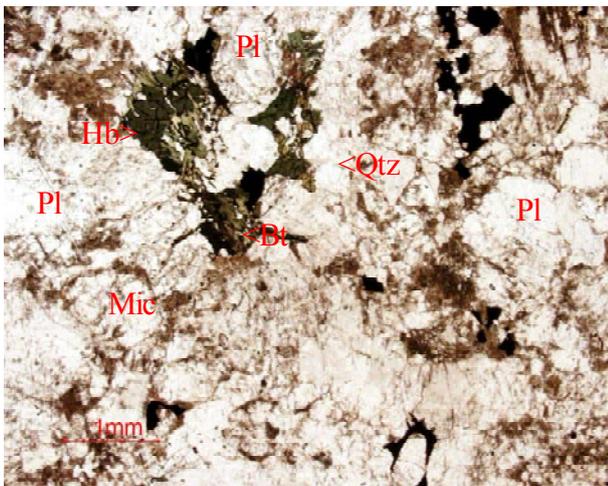


Figura 7.2.103. Monzonita. Pl, plagioclasa, Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Hb, hornblenda, Bt, biotita. PPL.  
Figure 7.2.103. Monzonite. Pl, plagioclase, Qtz, quartz, Mic, microcline, Hb, hornblende, Bt, biotite. PPL.

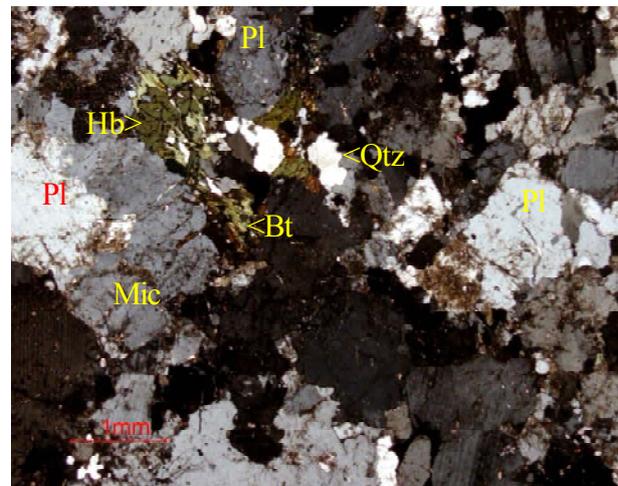


Figura 7.2.104. La imagen anterior en nicols cruzados. Muestra B16. Lemtareg.  
Figure 7.2.104. The above image in crossed polars. Sample B16, Lemtareg.

### 7.2.15. GRANITOS DE FELDESPATO ALCALINO

Los granitos de feldespato alcalino son muy comunes en el dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili, donde acostumbran a formar intrusivos de gran tamaño. Como se ha indicado, estas rocas parecen cortar a los cabalgamientos y a su vez estar cortados por al menos dos generaciones de diques de diabasas.

Los granitos de feldespato alcalino se diferencian del resto de los granitoides del dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili porque están constituidos mayoritariamente por feldespato potásico (típicamente,

microclina) y por cuarzo (fig. 7.2.103, 7.2.104); estos minerales se encuentran en la roca en proporciones aproximadamente similares, que en total pueden sumar más del 90% modal del contenido mineral de la roca.

No se encuentra plagioclasa sódico-álcalica como en los otros granitoides. Por otra parte, casi siempre se encuentran cantidades limitadas (por lo general, menos del 5 % modal) de minerales accesorios, particularmente biotita (fig. 7.2.107, 7.2.108) y, en ocasiones, anfíboles alcalinos (incluyendo riebeckita o arfvedsonita y posiblemente otros anfíboles alcalinos) e incluso piroxenos alcalinos (principalmente, egirina o augita-egirina); todavía en menor proporción pero

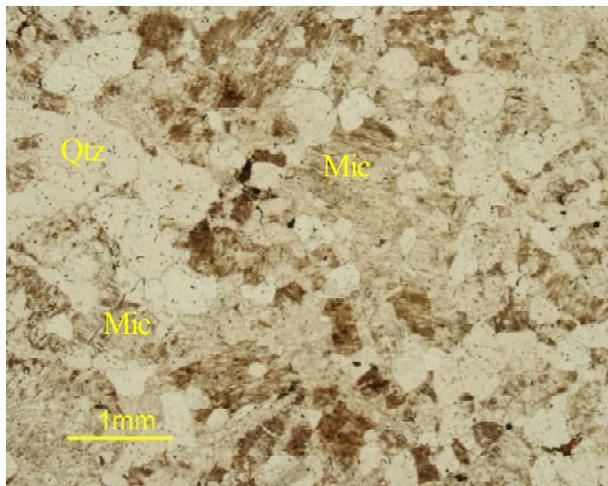


Figura 7.2.105. Granito de feldespato alcalino. Mic, microclina, Qtz, cuarzo.

Figure 7.2.105. Alkali feldspar granite. Mic, microclina, Qtz, quartz.

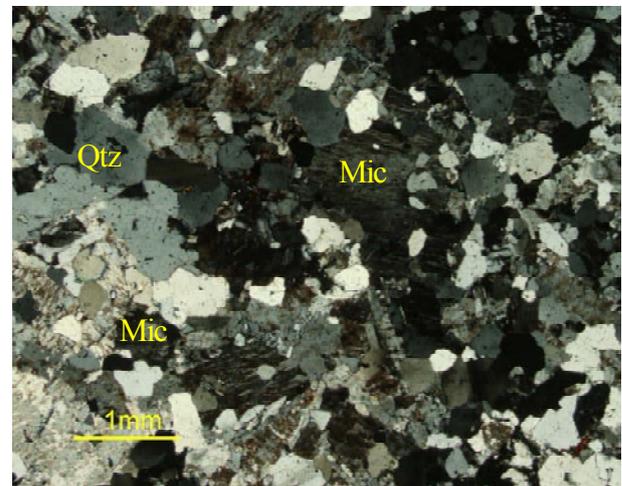


Figura 7.2.106. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra Sac3, NE de Bir Lehlu.

Figure 7.2.106. The above image in crossed polars. Sample Sac3; NE of Bir Lehlu..

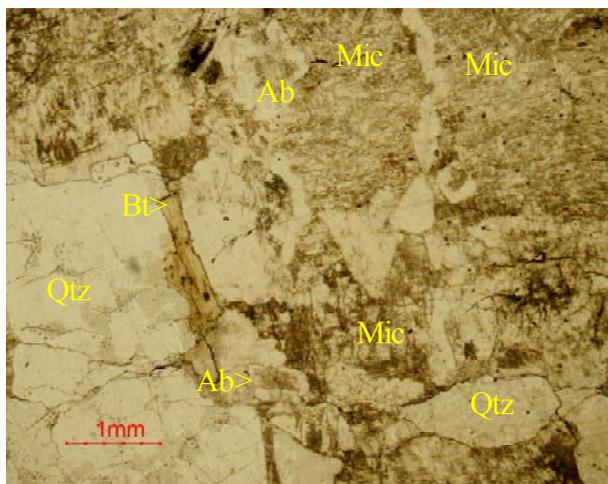


Figura 7.2.107. Granito de feldespato alcalino. Mic, microclina, Qtz, cuarzo, Ab, albite, Bt, biotita. PPL.

Figure 7.2.107. Alkali feldspar granite. Mic, microclina, Qtz, quartz. Ab, albite, Bt, biotite. PPL.

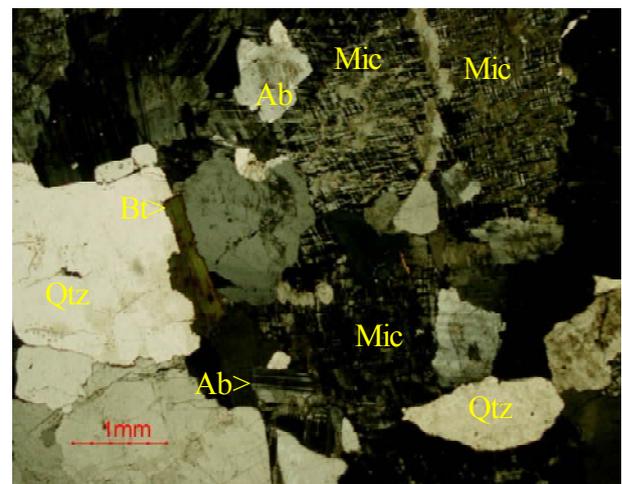


Figura 7.2.108. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra Bj205. SE de Bir Lehlu.

Figure 7.2.108. The above image in crossed polars. Sample Bj205. SE of Bir Lehlu.

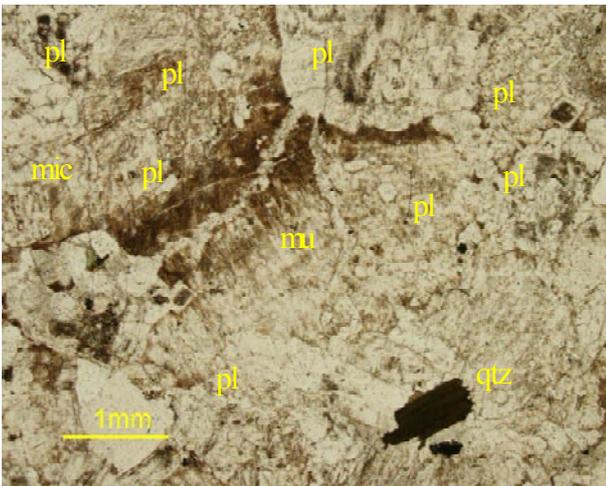


Figura 7.2.109. Granito rapakivi CSA08  
Figure 7.2.109. Rapakivi granite CSA08

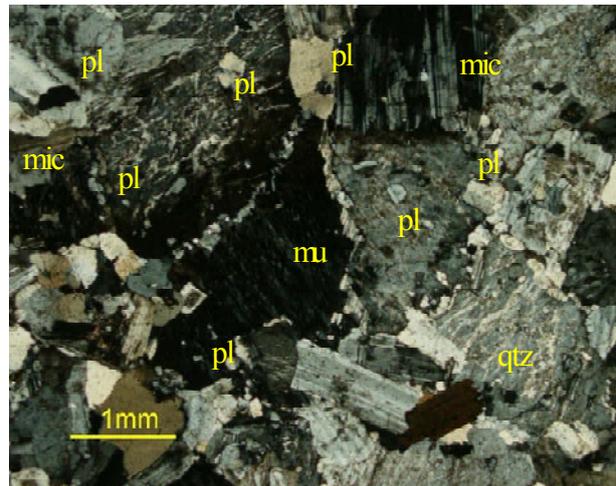


Figura 7.2.110. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA8. Véase textura rapakivi.  
Figure 7.2.110. The above image in crossed polars. Sample Csa8. Note texture rapakivi.

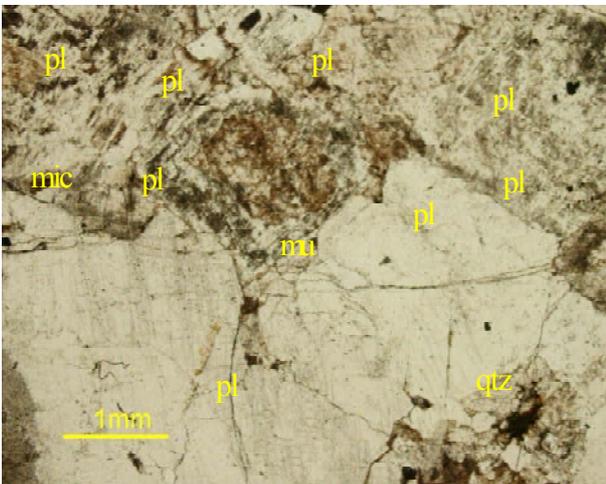


Figura 7.2.111. Granito rapakivi CSA08  
Figure 7.2.111. Rapakivi granite CSA08

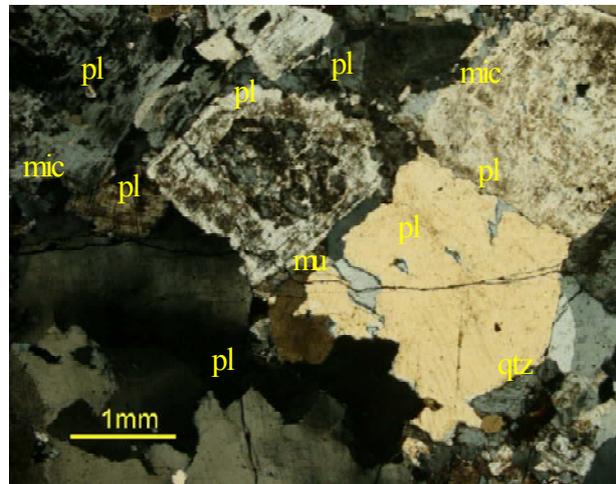


Figura 7.2.112. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA8. Véase textura rapakivi.  
Figure 7.2.112. The above image in crossed polars. Sample Csa8. Note texture rapakivi.

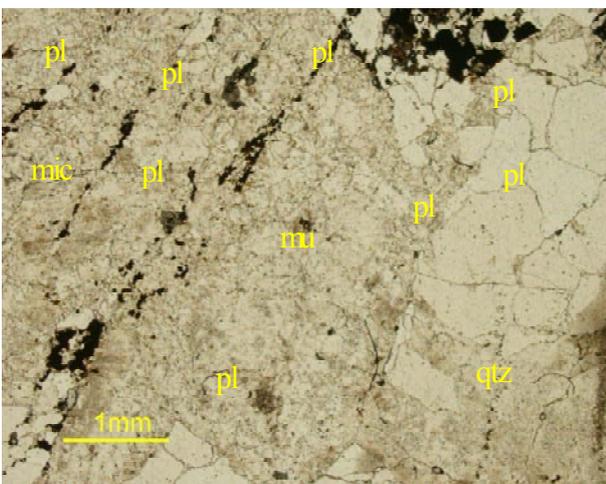


Figura 7.2.113. Granito rapakivi CSA13  
Figure 7.2.113. Rapakivi granite CSA13

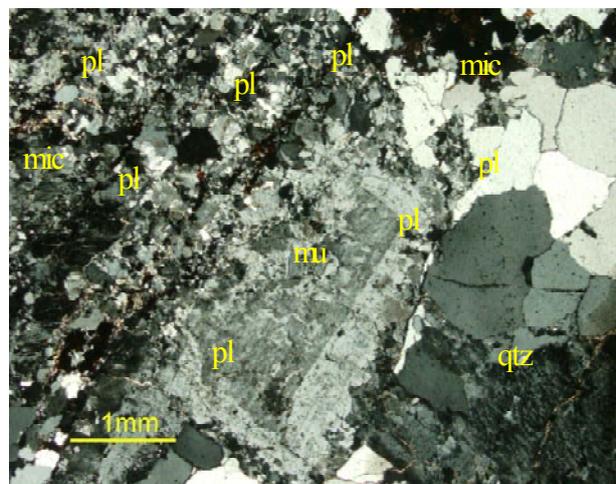


Figura 7.2.114. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA13. Véase textura rapakivi.  
Figure 7.2.114. The above image in crossed polars. Sample Csa113. Note texture rapakivi.

casi siempre en cantidades significativas pueden aparecer otros minerales accesorios como stilpnomelana, fluorita, zircón, apatito y magnetita. Además, en algunas ocasiones pueden encontrarse cantidades menores de otros minerales más raros, incluyendo minerales de interés metalogenético. Así pues, teniendo en cuenta la baja proporción en general de minerales accesorios, estos granitos tienden a ser leucocráticos.

### *Microclina*

El feldespato potásico de algunos de los plutones de granitos de feldespato alcalino de Lemtareg aparentemente se ha formado en dos generaciones. La primera es de tamaño de grano más fino en el orden de 1 mm), y la microclina de este estadio es más idiomórfica; tiende a tener un hábito prismático largo. Estos cristales tienen un aspecto muy sucio, posiblemente debido a que contienen abundantes microinclusiones fluidas y pequeñas inclusiones de cristales de hematites de menos de 1 micra de diámetro, lo que puede explicar los colores rojizos de muchas de las rocas de este tipo. Estos feldespatos alcalinos son predominantemente potásicos pero muy ricos en micropertitas de albita con forma de veta, tanto que de ellos se podría decir que se trata de mesopertitas (fig. 7.2.105, 7.2.106). Pueden ser relativamente comunes las maclas simples; en cambio, en algunas facies graníticas en estos cristales las maclas en parrilla son más difíciles de apreciar, de modo que en ocasiones podrían ser descritos como ortoclasa.

La segunda generación de feldespato potásico es de tamaño de grano grueso, alotriomórfica (fig. 7.2.105, 7.2.106); parece cocristalizar con el cuarzo y acostumbra a englobar a los cristales de feldespato potásico de la primera generación. A veces puede haber diferencias entre el volumen de microinclusiones entre los cristales de la primera y la segunda generación. Esta generación acostumbra a ser también micropertítica, maclada y zonada, y puede llegar a tener texturas rapakivi, con sobrecrecimientos albíticos alrededor del

cristal de feldespato potásico, que pueden compartir orientación óptica con las pertitas albíticas incluidas dentro de la microclina.

En algunos intrusivos de la zona más occidental o incluso central del dominio de Tifariri-Bir-Lehlu-Ain Ben Tili, la dinámica de cristalización parece ser más simple, existiendo una nucleación directa de cristales de feldespato potásico que alcanzan mayor tamaño, y en los que desarrollan texturas Rapakivi de forma generalizada. En estos casos, el feldespato potásico puede desarrollar cristales hipidiomórficos de tamaño variable entre milimétrico y centimétrico, que acostumbran a ser muy ricos en pertitas e incluso mesopertíticos, con una proporción similar entre micropertitas y cristal huésped. Por otra parte, la forma de las pertitas puede ser en vetas (fig. 7.2.109 a 7.2.112) o de parches (fig. 7.2.113, 7.2.114), pudiendo alcanzar además tamaños macropertíticos, en el orden milimétrico, visibles a simple vista. En estos casos, además, las pertitas conectan con el borde del cristal, que deviene de composición albítica. Esta aureola albítica puede tener una anchura que varía entre algunas decenas de micras (fig. 7.2.109, 7.2.110) hasta más de 1 mm (fig. 7.2.110), siendo apreciable en muestra de mano; la orientación óptica es continua entre las vetas pertíticas de albita y la aureola albítica de la textura rapakivi (por ejemplo, fig. 7.2.113, 7.2.114). Estas aureolas pueden o no presentar diferencias con el cristal de feldespato potásico en términos de microinclusiones de fluidos o óxidos de hierro (causantes de la turbidez del mineral), de modo que a veces presentan también cambios en la coloración desde el núcleo del cristal a los bordes en muestra de mano.

### *Albita*

En algunos casos, el feldespato sódico puede también cristalizar simultáneamente al feldespato potásico o incluso de manera precoz en relación al mismo, formando cristales separados de la microclina, de hábito hipidiomórfico tabular, de escasamente 1 mm de longitud. Estos cristales no están zonados y acostumbran a presentar el maclado

polisintético típico según la ley de la albita (fig. 7.2.109, 7.2.110). En ellos no se reconocen antipertitas, y su composición mineral correspondería a albita muy pura. No se aprecia turbidez al microscopio, y es blanca en muestra de mano.

### Cuarzo

El cuarzo, por su parte, como se ha indicado es uno de los minerales más abundantes de la roca. Como puede verse en los minerales anteriores, puede ser un mineral de formación muy tardía en la roca, ocupando posición intersticial entre granos de feldespatos o cocristalizando con los mismos,

teniendo por consiguiente una forma totalmente alotriomórfica y un tamaño de grano relativamente fino. No obstante, en algunas variedades parece que el cuarzo podría ser de formación precoz, y que el feldespato o al menos alguna de sus generaciones se desarrolla posteriormente (fig. 7.2.117, 7.2.116; véase también la figura 7.2.121, 7.2.122). En estos casos la textura de la roca acostumbra a ser porfiroide, con el cuarzo formando parte de los fenocristales; en otros casos, es el feldespato el que desarrolla este papel, quedando entonces el cuarzo restringido a una matriz de tamaño de grano muy fino, inframilimétrico, constituida por cuarzo y microclina (fig. 7.2.117). En todos los casos,

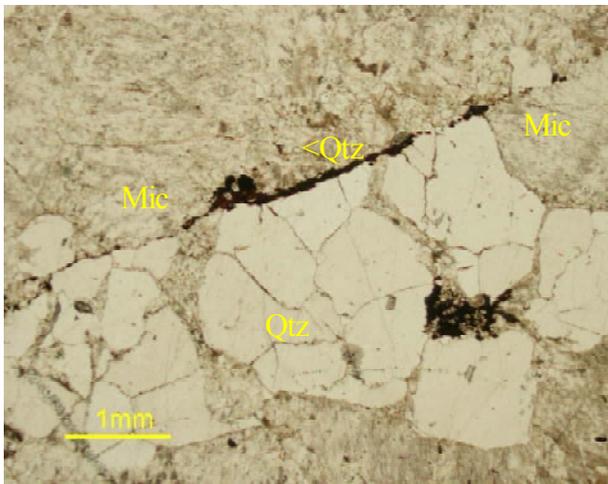


Figura 7.2.115. Granito de feldespato alcalino. Mic, microclina, Qtz, cuarzo. PPL.

Figure 7.2.115. Alkali feldspar granite. Mic, microclina, Qtz, cuarzo. PPL.

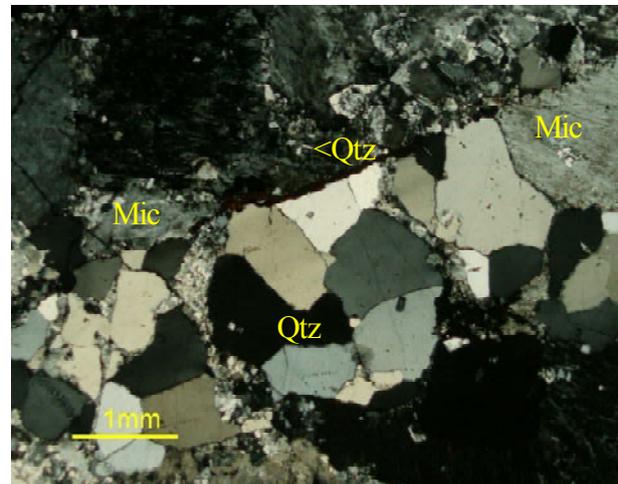


Figura 7.2.116. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA13, SW de Tifariti.

Figure 7.2.116. The above image in crossed polars. Sample CSA13, SW of Tifariti.

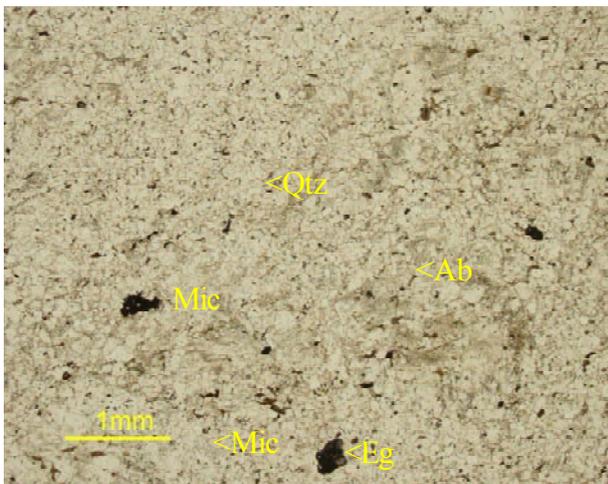


Figura 7.2.117. Granito de feldespato alcalino. Mic, microclina, Qtz, cuarzo, Ab, albita, Eg, egirina. PPL.

Figure 47.2.117. Alkali feldspar granite. Mic, microcline, Qtz, quartz, Ab, albita, Eg, aegirine. PPL.

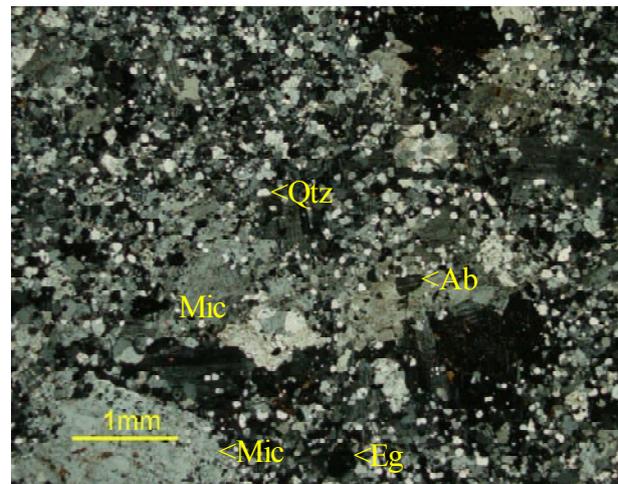


Figura 7.2.118. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra SAC5, SW de Tifariti.

Figure 7.2.118. The above image in crossed polars. Sample SAC5, SW of Tifariti.

los cristales de cuarzo son muy nítidos y no acostumbran a presentar extinción ondulante, lo que concuerda perfectamente con la observación cartográfica de que los granitos de feldespato alcalino son posteriores a las cizallas y, por tanto, posteriores a las deformaciones principales del dominio, si bien claramente anteriores a la discordancia del Paleozoico.

### *Piroxenos alcalinos*

Los minerales accesorios, aunque escasos, parecen refirmar un carácter peralcalino en la roca. Así, es común la presencia de egirina o de augita-egirina, que

puede aparecer en forma de cristales alotriomórficos (fig. 7.2.119, 7.2.120) de formación muy tardía, denotando una clara tendencia agpaítica en la roca. No obstante, puede aparecer asimismo en cristales idiomórficos, de hábito prismático largo (fig. 7.2.121, 7.2.122), especialmente en las variedades más porfídicas. La proporción modal de egirina es muy variable. En las variedades granudas es muy escasa e inferior al 2% modal, mientras que en las variedades porfíroides acostumbra a ser muy común, a veces incluso superando el 5% modal (fig. 7.2.121, 7.2.124).

Los piroxenos alcalinos acostumbran a estar fuertemente zonados, y a menudo la

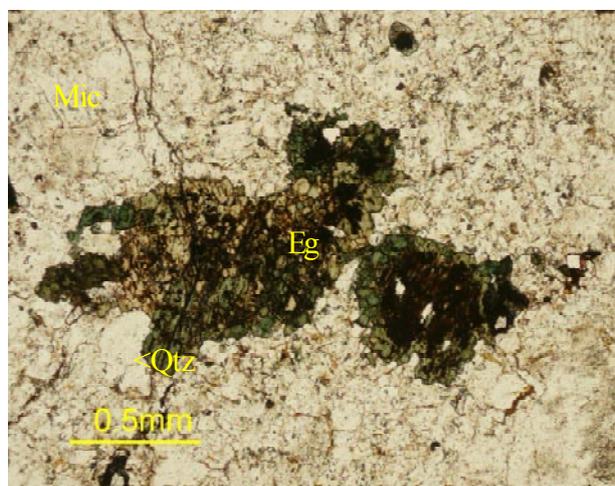


Figura 7.2.119. Granito de feldespato alcalino con egirina (Eg). Qtz, cuarzo, Mic, microclina. PPL.  
Figure 7.2.119. Alkali feldspar granite with aegirine (Eg). Qtz, quartz, Mic, microcline. PPL.

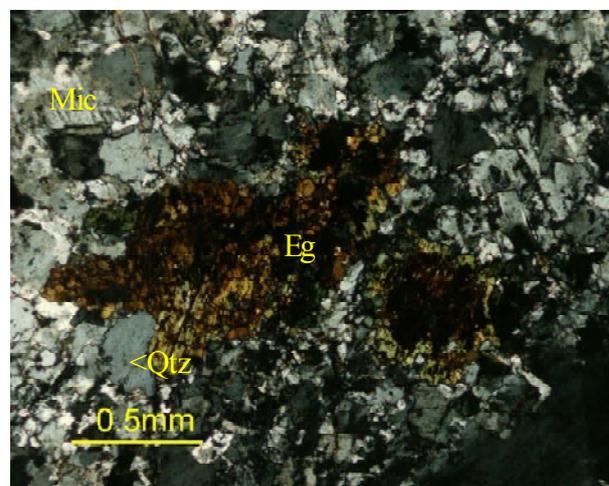


Figura 7.2.120. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA13, SW de Tifariti.  
Figure 7.2.120. The above image in crossed polars. Sample CSA13, SW of Tifariti.

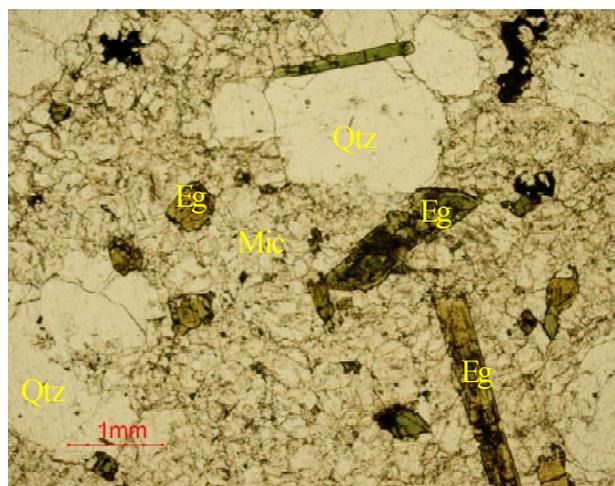


Figura 7.2.121. Granito de feldespato alcalino con egirina (Eg). Qtz, cuarzo, Mic, microclina. PPL.  
Figure 7.2.121. Alkali feldspar granite with aegirine (Eg). Qtz, quartz, Mic, microcline. PPL.

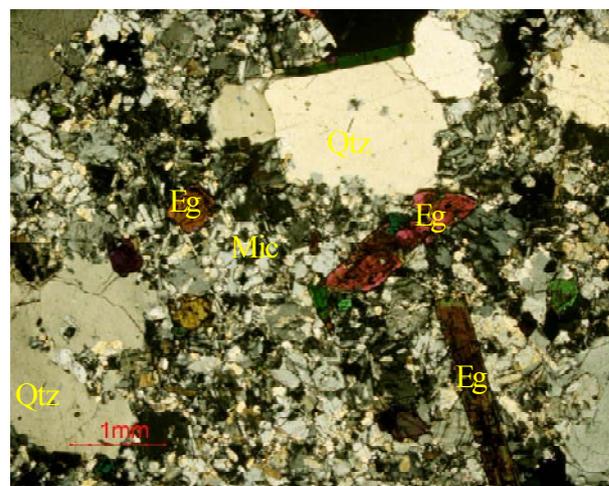


Figura 7.2.122. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra BJ183, SE de Bir Lehlu.  
Figure 7.2.122. The above image in crossed polars. Sample BJ183, SE of Bir Lehlu.

coloración más oscura se da en la parte central del cristal, de un color verde oscuro más intenso con un acusado pleocroísmo y con sus colores de interferencia en nícoles cruzados totalmente enmascarados. En los bordes el color del mineral tiende a ser ligeramente más pálido y, por consiguiente, a perderse componente egirínico para pasar a ser más augítico. Por otra parte, no se han observado maclas en estos cristales y tampoco se distinguen exsoluciones de otros piroxenos en los mismos.

Los piroxenos acostumbran a presentar inclusiones de minerales opacos, principalmente de magnetita. Pueden ser reemplazados por anfíboles.

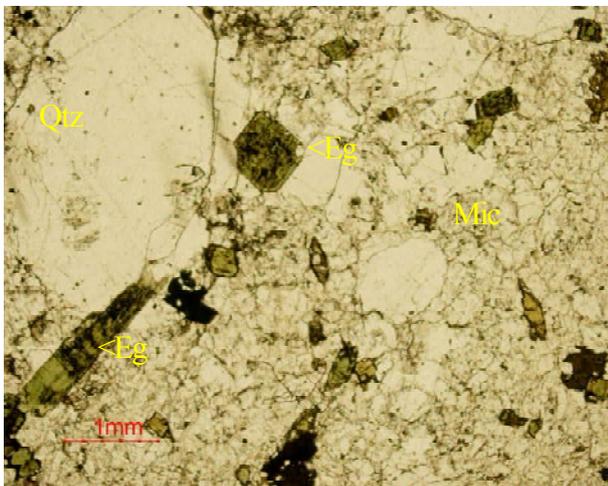


Figura 7.2.123. Granito de feldespato alcalino con egirina (Eg). Qtz, cuarzo, Mic, microclina. PPL.  
Figure 7.2.123. Alkali feldspar granite with aegirine (Eg). Qtz, quartz, Mic, microcline. PPL.

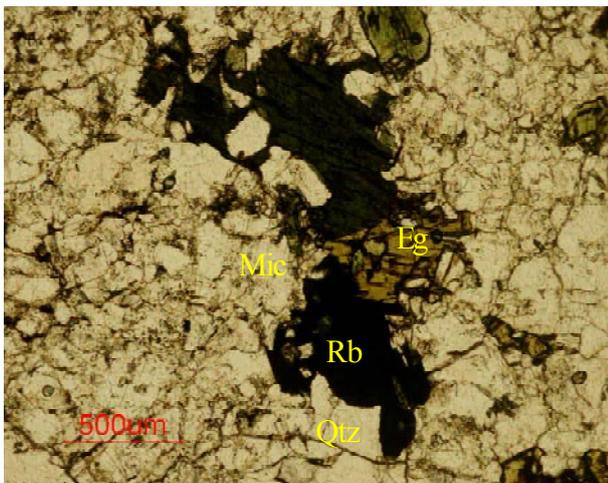


Figura 7.2.125. Granito de f. alcalino. Eg, egirina, Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Rb, riebeckita. PPL.  
Figure 7.2.125. Alkali feldspar granite. Eg, aegirine, Qtz, quartz, Mic, microcline, Rb, riebeckite. PPL.

### Anfíboles alcalinos

La riebeckita ha sido localizada en algunos granitos, posiblemente los que pueden ser más ricos en volátiles y evolucionados. Por lo general, forma cristales alotriomórficos en la matriz de algunas facies porfiroideas (fig. 7.2.123, 7.2.124), o hipidiomórficos con hábito prismático corto, asimismo intersticiales o poiquilíticos (véase en fig. 7.2.125, 7.2.126), asociados con cuarzo, en las facies más granudas.

Por lo general la riebeckita es de tamaño de grano fino (menos de 1 mm), aunque sus agregados pueden tener dimensiones ligeramente mayores).

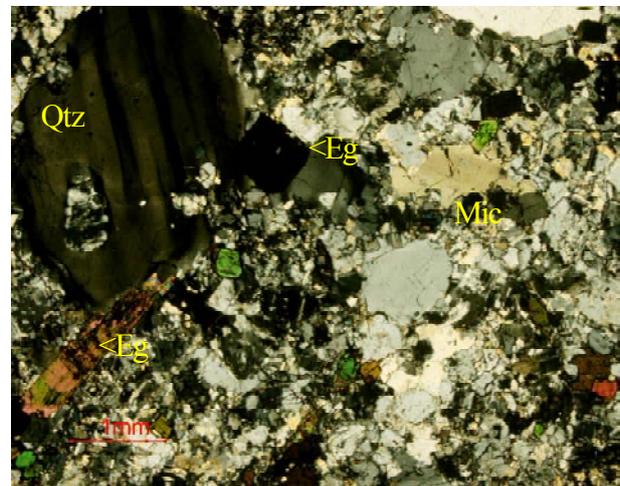


Figura 7.2.124. La imagen anterior en nícoles cruzados. Muestra BJ183, SE de Bir Lehlu.  
Figure 7.2.124. The above image in crossed polars. Sample BJ183, SE of Bir Lehlu.

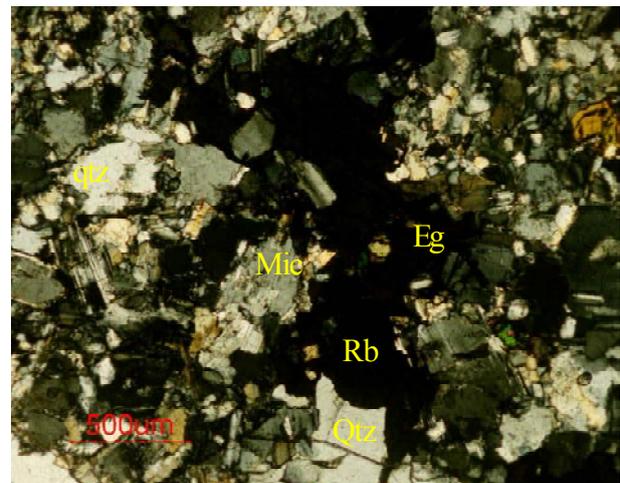


Figura 7.2.126. La imagen anterior en nícoles cruzados. Muestra BJ183, S de Bir Lehlu.  
Figure 7.2.126. The above image in crossed polars. Sample BJ183, S of Bir Lehlu.

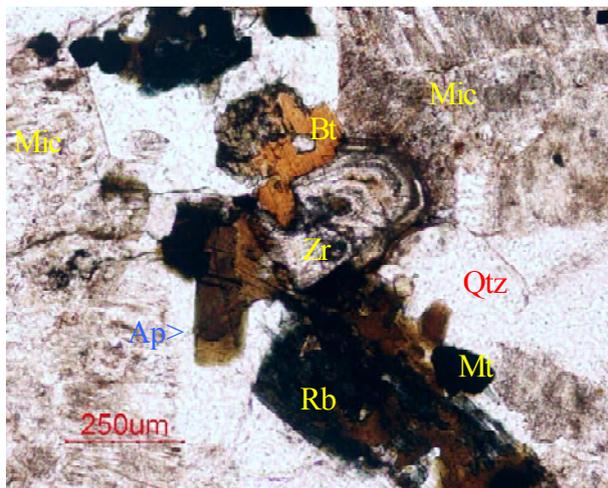


Figura 7.2.127. Granito de feldespato alcalino. Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Zr, zircon, Rb, riebeckita, Bt, biotita, Mt, magnetita, Ap, apatito. PPL.

Figure 7.2.127. Alkali feldspar granite. Mic, microcline, Qtz, quartz, Zr, zircon, Rb, riebeckite, Bt, biotite, Mt, magnetite, Ap, apatite. PPL.

La riebeckita no es un mineral abundante en la mayor parte de los casos (con proporciones inferiores al 2% modal), pero en algunas variedades puede llegar a ser un mineral relativamente común, alcanzando el 5% modal, aunque es fácil confundirlo en primera instancia con un mineral opaco debido a su intensísima absorción y fortísimo pleocroísmo. Este pleocroísmo produce fuertes cambios en la coloración, desde un color azul muy oscuro (casi negro, fig. 7.2.125, 7.2.126) hasta tonalidades parduzcas muy oscuras. En algunos casos su translucencia sólo puede ser notada en los bordes de grano, donde el mineral presente un grosor inferior a las 30 micras standard. Por consiguiente, aunque no se dispone por el momento de datos analíticos con microsonda, se puede deducir que dentro de la serie riebeckita-magnesioriebeckita este anfíbol se encuentra más cercano al polo rico en  $\text{Fe}^{3+}$ , la riebeckita (fig. 7.2.127, 7.2.128). Los colores de interferencia, por tanto, están casi siempre enmascarados.

Por lo general, sus cristales no presentan fenómenos de reemplazamiento más allá de pátinas de hidróxidos de origen supergénico,

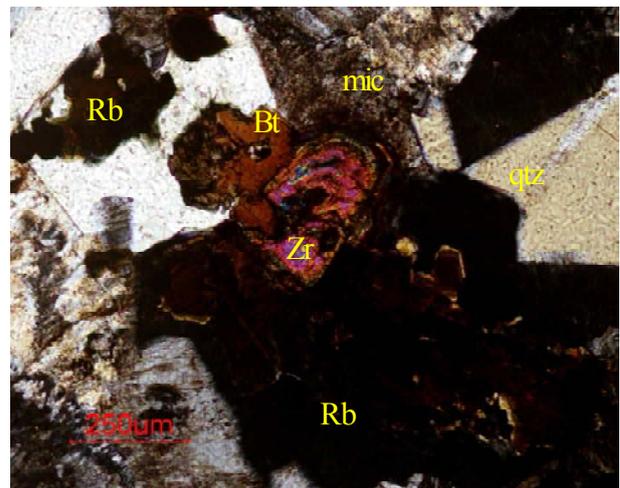


Figura 7.2.128. La imagen anterior en nícoles cruzados. Nótese el zonado en los cristales de zircon y la ausencia de extinción ondulante en el cuarzo. Muestra B25, Lemtareg.

Figure 7.2.128. The above image in crossed polars. Note the zoning in zircon crystals and lack of undulous extinction in quartz. Sample B25, Lemtareg.

posiblemente goethita. Tampoco se observa en ellos exsoluciones; puede existir maclado pero es muy difícil apreciarlo debido a la fuerte absorción. Por la misma razón, se desconoce por el momento si los cristales están zonados.

En algunas muestras parece que pueda existir, en asociación con egrina y alternativamente a la riebeckita, un anfíbol alcalino con fuerte pleocroísmo verde, que podría corresponder algún termino de la serie arfvedsonita-magnesioarfvedsonita. Estos cristales son alotriomórficos y acostumbran a estar directamente asociados con la egrina, lo que sugiere que, muy probablemente, podrían haberse formado por hidratación de este piroxeno alcalino.

### Biotita

Las micas no son comunes en estos granitoides, e incluso en las variedades más máficas de éstos no alcanzan el 2% modal, por debajo incluso del contenido modal de piroxenos y anfíboles. Cuando aparece, forma cristales hipidiomórficos, bastamente tabulares, aunque gruesos, de fuerte pleocroísmo, fig. 7.2.127, 7.2.128). Este

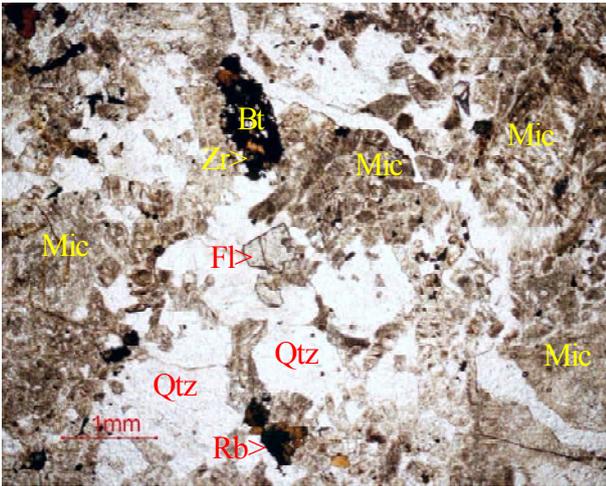


Figura 7.2.129. Granito de feldespato alcalino. Mic, microclina, Qtz, cuarzo, Bt, biotita, Fl, fluorita, Rb, riebeckita, Zr, zircón. PPL.

Figure 7.2.129. Alkali feldspar granite. Mic, microcline, Qtz, quartz, Bt, biotite, Fl, fluorite, Rb, riebeckite, Zr, zircon. PPL.

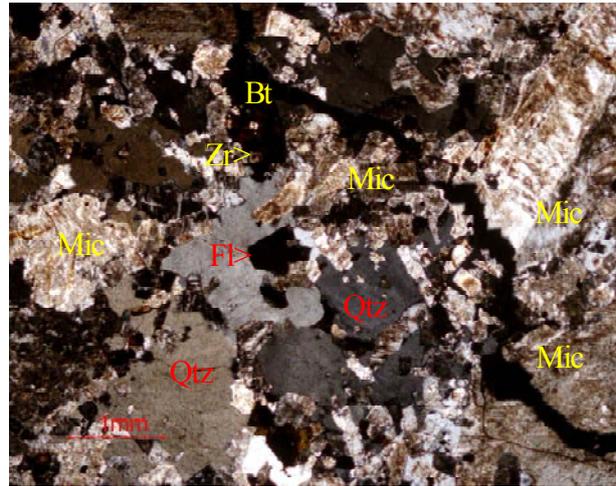


Figura 7.2.130. La imagen anterior en nicoles cruzados. Nótese la extinción total del cristal de fluorita. Muestra B25, Lemtareg.

Figure 7.2.130. The above image in crossed polars. Note complete extinction in the fluorite crystal. Sample B25, Lemtareg.

pleocroísmo tiende a dar cambios en tonalidades desde pardo anaranjado a pardo oscuro. No parece presentar aureolas metamícticas ni reemplazamientos cloríticos.

### Zircón

El zircón, aún siendo un mineral accesorio escaso, es relativamente común en muchos de estos granitoides. Sus cristales tienden a ser idiomórficos, compuestos por prisma y bipirámide tetragonal, con hábito prismático corto. Su tamaño de grano es relativamente grande para este mineral, pudiendo alcanzar hasta 1 mm de diámetro. Estos cristales están siempre fuertemente zonados, con zonado concéntrico (fig. 7.2.127 a 7.2.130). No se aprecia metamictización en estos cristales, omo tampoco aureolas metamícticas en las biotitas vecinas, y su anisotropía es muy fuerte en nicoles cruzados.

### Fluorita

La fluorita es un accesorio raro (aparentement, menos del 1% modal), que sólo ha aparecido en los granitoides aparentemente

más evolucionados, como los granitos con riebeckita de Lemtareg o del SE de Bir Lehlu. Parece ser un mineral de cristalización muy tardía en estos granitos pero todavía magmática, asociado al cuarzo (fig. 7.2.129, 7.2.130). Se encuentra como pequeños cristales hipidiomórficos, de hábito vagamente octaédrico, de menos de 1 mm de arista.

La fluorita de estos granitos es incolora, y no se observan en ella zonaciones. Es sintomático que no aparezcan manchas de color violáceo que delatarían la presencia de microinclusiones de minerales con elementos radioactivos, aspecto muy común en las fluoritas de granitoides muy evolucionados.

La presencia de fluorita es importante, toda vez que indica la presencia de volátiles con alta capacidad de transporte de metales, como F. Por ello, el potencial metalogénico de estos granitoides, especialmente para Sn, W, U, Th, Nb, Ta y REE y otros elementos raros debe ser examinado con mucha atención. Por la misma razón, deberá analizarse con mucho cuidado en el futuro el contenido en F y otros volátiles de los minerales accesorios hidratados, como anfíboles alcalinos, micas y apatito.

*Apatito*

Forma cristales hipidiomórficos de hábito acicular, de menos de 200 micras de longitud, y es muy escaso (fig. 7.2.127, 7.2.128).

*Magnetita*

No siempre está presente, pero aparece en las variedades más evolucionadas, en forma de cristales redondeados de menos de 200 micras de diámetro, casi siempre asociados con egirina o riebeckita (fig. 1.2.127, 7.2.128).

**7.2.16. GRANÓFIDOS DE FELDESPATO ALCALINO**

Hacia el SW de Tifariti se encuentran algunos afloramientos de granitos de feldespato alcalino con textura granofírica, posiblemente de emplazamiento subvolcánico. La relación con los demás cuerpos de intrusivos no se ha podido establecer, si bien parecen diques tardíos. Estas rocas están compuestas por fenocristales de cuarzo y microclina o ortosa, en una matriz esferulítica o simplectítica de cuarzo y microclina, que incluye además stilpnomelana y egirina (fig. 7.2.131 a 7.2.138). La matriz representa más o menos el 75% modal de la roca.

El cuarzo aparece en fenocristales (aproximadamente 60% modal de éstos)

redondeados y a menudo, cariados, de aspecto volcánico (formas beta, fig. 7.2.131), pero también intercrecido con microclina en esferulitos o simplectitas en la matriz (fig. 7.2.133 a 7.2.138).

La microclina aparece como fenocristales (40% de éstos); posiblemente sea un producto resultante de la recristalización de una sanidina precursora. No obstante, es también muy común en los intercrecimientos con cuarzo de la matriz, y es posible que sea dominante en los mismos.

La stilpnomelana es el mineral máfico más frecuente. Forma cristales hipidiomórficos, alistonados, muy alargados y finos (hasta 1 mm de longitud) que pueden disponerse de forma radial en los esferulitos de la matriz, intercrecidos con cuarzo y feldespato potásico, o bien formar nidos de cristales desorientados (fig. 7.2.135, 7.2.136). Parece ser un producto de alteración de biotita.

La egirina, aunque es rara (menos del 1% modal) forma cristales alotriomórficos a hipidiomórficos en la matriz, de formación muy tardía, habitualmente asociados con stilpnomelana (fig. 7.135, 7.2.136). Presenta un fuerte pleocroísmo verde esmeralda; no está zonada.

En muchos otros casos, el máficode estas rocas es la ferrohornblenda (fig. 7.2.139, 7.2.140), que aparece en cristales hipidiomórficos de hábito prismático corto, de color verde oscuro.

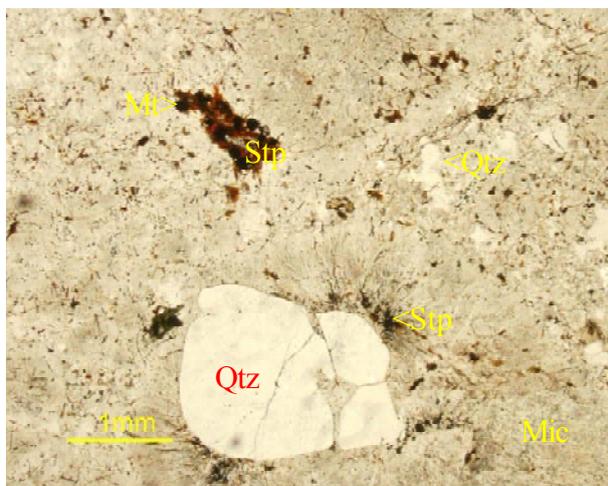


Figura 7.2.131. Granófiro alcalino. Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Stp, stilpnomelana. PPL.

Figure 7.2.131. Alkaline granophyre. Mt, magnetite, Qtz, quartz, Mic, microcline, Stp, stilpnomelane. PPL.

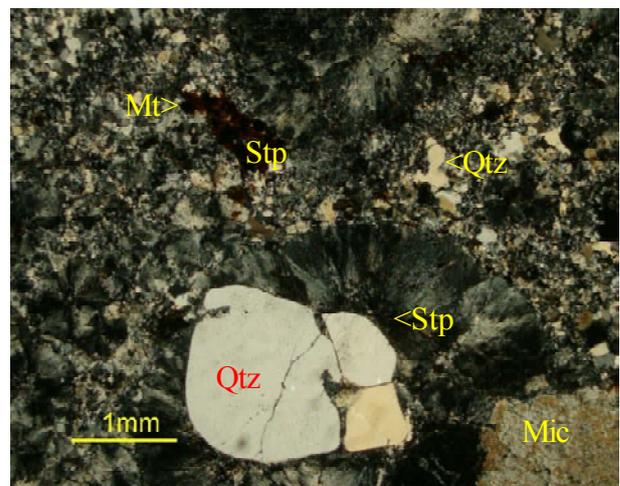


Figura 7.2.132. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA12, SW de Tifariti.

Figure 7.2.132. The above image in crossed polars. Sample CSA12, SW of Tifariti.

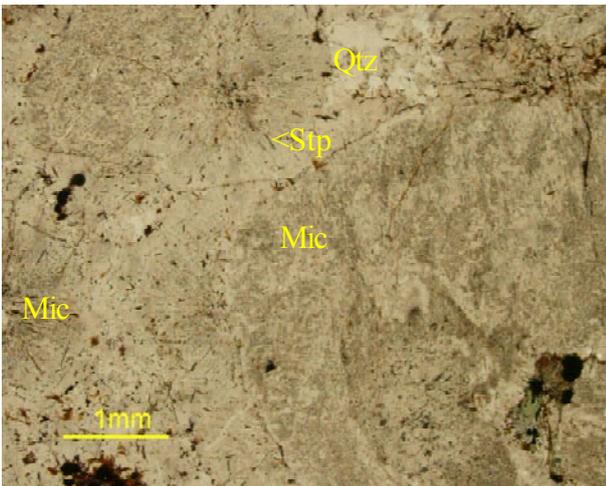


Figura 7.2.133. Granófiro alcalino. Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Stp, stilpnomelana. PPL.

Figure 7.2.133. Alkaline granophyre. Qtz, quartz, Mic, microcline, Stp, stilpnomelane. PPL.

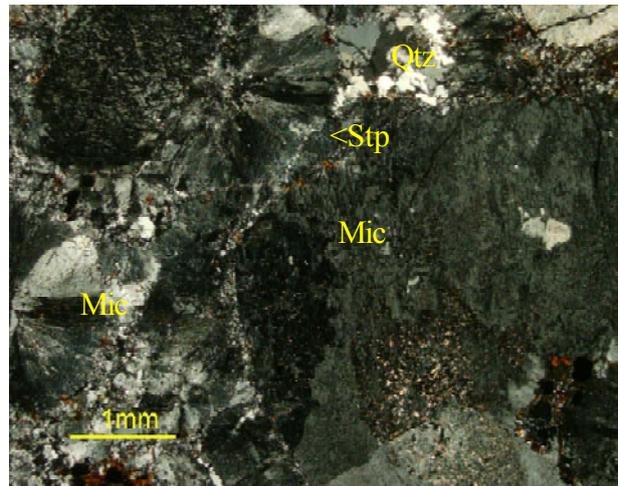


Figura 7.2.134. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA12, SW de Tifariti.

Figure 7.2.134. The above image in crossed polars. Sample CSA12, SW of Tifariti.

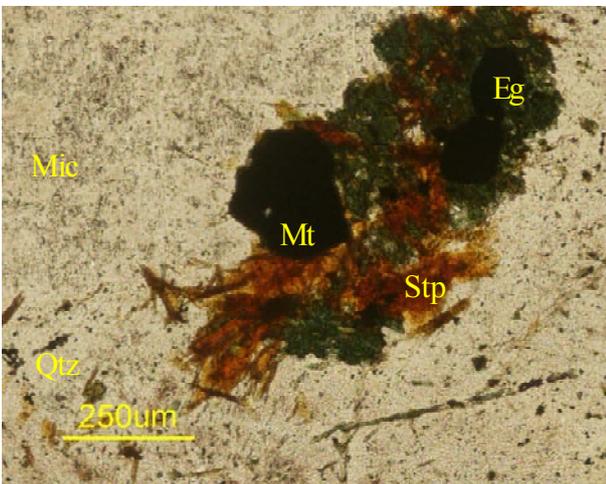


Figura 7.2.135. Granófiro. Qtz, cuarzo, FK, microclina, Stp, stilpnomelana, Mt, magnetita, Eg, egirina. PPL.

Fig. 7.2.135. Granophyre. Fk, K-feldspar; Qtz, quartz, Stp, stilpnomelane, Mt, magnetite, Eg, aegirine. PPL.

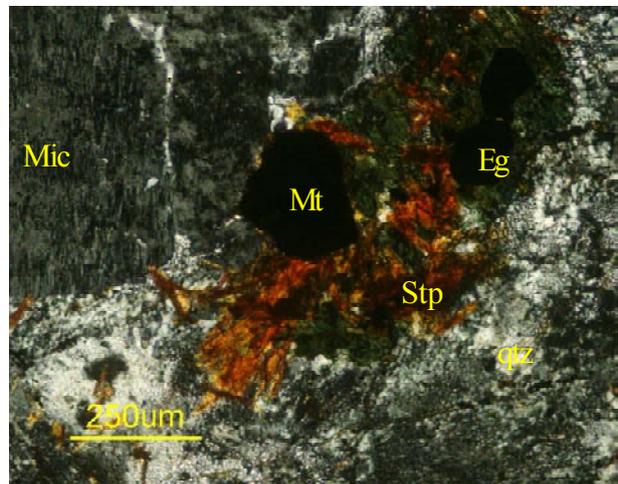


Figura 7.2.136. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA12, SW de Tifariti.

Figure 7.2.136. The above image in crossed polars. Sample CSA12, SW of Tifariti.

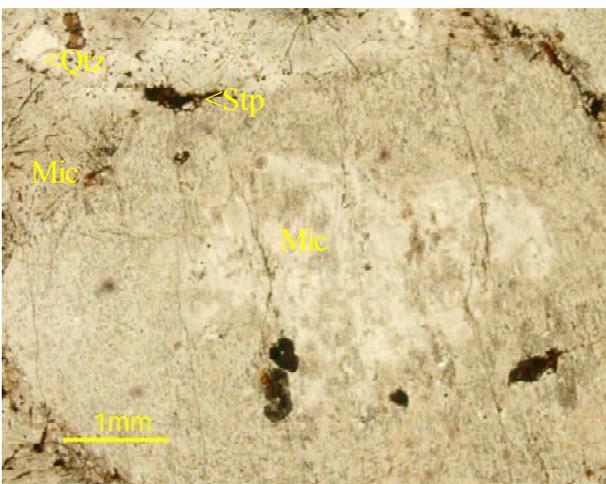


Figura 7.2.137. Granófiro alcalino. Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Stp, stilpnomelana. PPL.

Figure 7.2.137. Alkaline granophyre. Qtz, quartz, Mic, microcline, Stp, stilpnomelane. PPL.

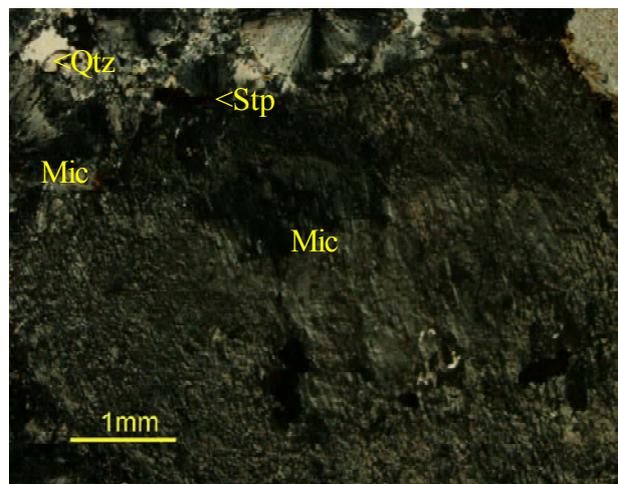


Figura 7.2.138. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra CSA12, SW de Tifariti.

Figure 7.2.138. The above image in crossed polars. Sample CSA12, SW of Tifariti.

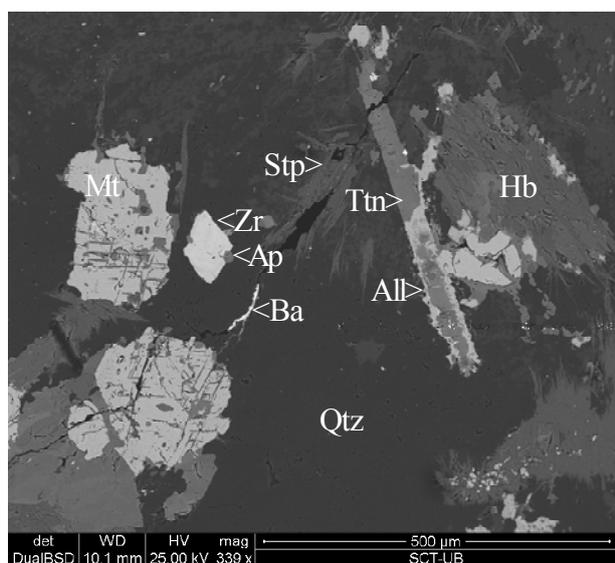


Figura 7.2.139. Granófiro alcalino; muestra CSA12, SW Tifariti. Titanita (Ttn) reemplazada por allanita (All). Mt, magnetita, Zr, zircón, Ap, apatito, Ba, barita, Qtz, cuarzo, Stp, stilpnomelana, Hb, ferrohornblende. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 7.2.139. Alkaline granophyre; sample CSA12, SW Tifariti. Titanite (Ttn) replaced by allanite (All). Mt, magnetite, Zr, zircon, Ap, apatite, Ba, barite, Qtz, quartz, Stp, stilpnomelane, Hb, ferrohornblende. SEM image, BSE mode.

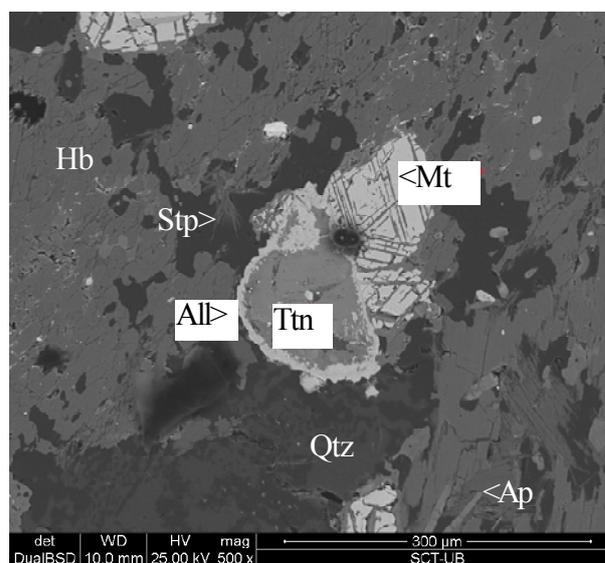


Figura 7.2.140. Granófiro alcalino; muestra CSA12, SW Tifariti. Titanita (Ttn) reemplazada por allanita (All). Mt, magnetita reemplazada por goethita en las exfoliaciones, Ap, apatito, Qtz, cuarzo, Stp, stilpnomelana, Hb, ferrohornblende. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 7.2.140. Alkaline granophyre; sample CSA12, SW Tifariti. Titanite (Ttn) replaced by allanite (All). Mt, magnetite replaced by goethite along cleavages, Ap, apatite, Qtz, quartz, Stp, stilpnomelane, Hb, ferrohornblende. SEM image, BSE mode.

Puede haber escasísimos restos de cristales de biotita, de tamaño de grano muy fino, alterados a clorita o a stilpnomelana.

La magnetita es un mineral accesorio poco abundante, encontrándose en proporciones por debajo del 1% modal, pero es común ver cristales de la misma dispersos en la roca, o nidos de sus cristales (fig. 7.2.139). Son hipidiomórficos, de aspecto redondeado y, por lo general, su tamaño de grano oscila entre 100 y 300 micras. No presentan zonación ni exsoluciones. Por lo general se encuentran parcialmente reemplazados por goethita siguiendo las exfoliaciones (fig. 7.2.140).

La titanita es poco frecuente, asimismo en proporciones inferiores al 1% modal. Parece ser primaria, y sus cristales son idiomórficos a hipidiomórficos, con hábito tabular, alcanzando a veces hasta 1 mm de longitud (fig. 7.2.139). No presenta zonación ni, aparentemente, maclado. Se encuentra casi

siempre reemplazada en los bordes del cristal por allanita-(Ce) (fig. 7.2.139, 7.2.140), aunque la titanita no tiene REE.

El apatito aparece en cristales muy pequeños, de menos de 50 micras, hipidiomórficos, de hábito prismático, que a veces se asocian con zircón, o puede formar nidos de cristales que acaban sobrecreciendo cristales de magnetita (fig. 7.2.141).

La allanita-(Ce) es un mineral relativamente común, apareciendo casi siempre como un producto de reemplazamiento de cristales de otros minerales, muy especialmente titanita (fig. 7.2.139, 7.2.140), pero también otros silicatos de REE, como perrierita, britholita u otros menos comunes. No obstante, puede también aparecer como cristales aislados, casi siempre alotriomórficos (fig. 7.2.142). Por lo común es de tamaño de grano inferior a 100 micras. Su color es pardo rojizo y aparentemente no

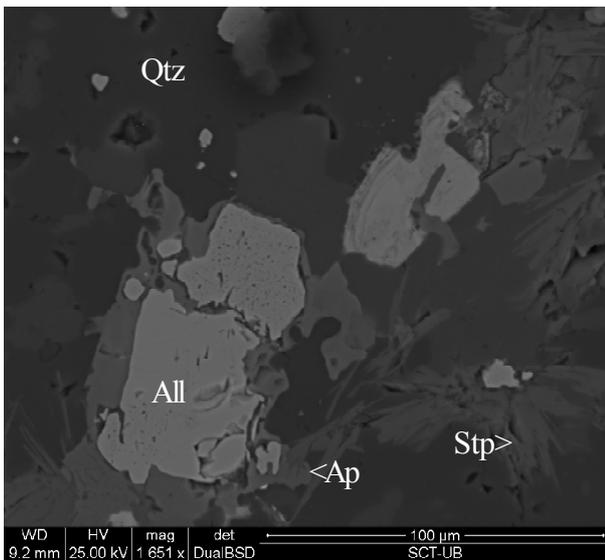


Figura 7.2.141. Granófiro alcalino; muestra CSA12, SW Tifariti. All, allanita, Ap, apatito, Stp, stilpnomelana. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 7.2.141. Alkaline granophyre; sample CSA12, SW Tifariti. All, allanite, Ap, apatite, Stp, stilpnomelane. SEM image, BSE mode.

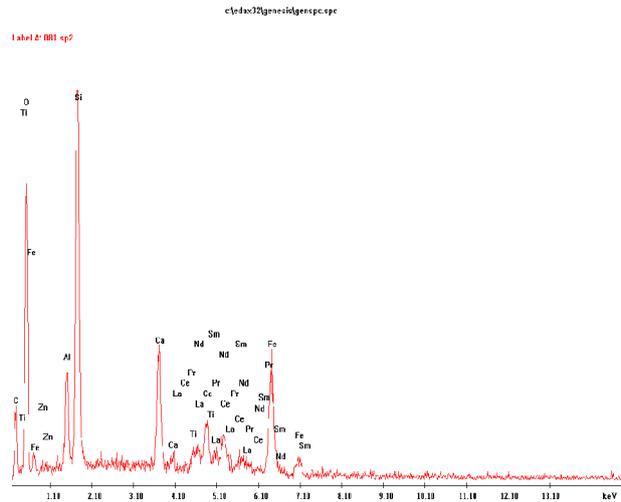


Figura 7.2.142. Espectro de EDS de un cristal de allanita. Nótese la ausencia de itrio y tierras raras pesadas (HREE).

Figure 7.2.142. EDS spectrum of an allanite crystal. Note the absence of yttrium and heavy rare earth elements (HREE).

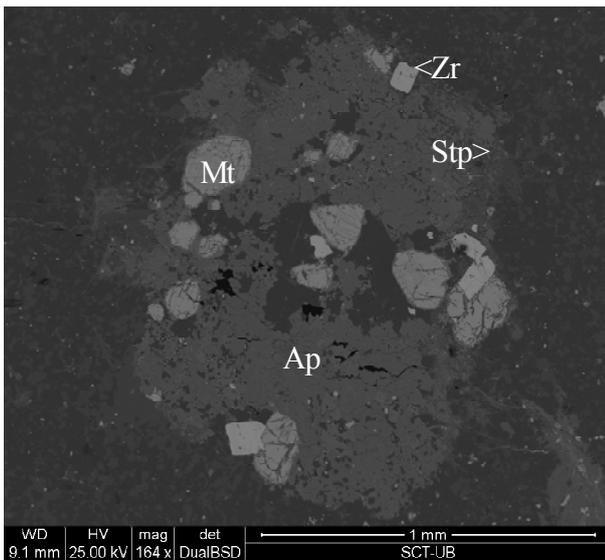


Figura 7.2.143. Granófiro alcalino; muestra CSA12, SW Tifariti. Mt, magnetita, Ap, apatito, Zr, zircón, Stp, stilpnomelana. Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 7.2.143. Alkaline granophyre; sample CSA12, SW Tifariti. Mt, magnetite, Ap, apatite, Stp, stilpnomelane, Zr, zircon. SEM image, BSE mode.

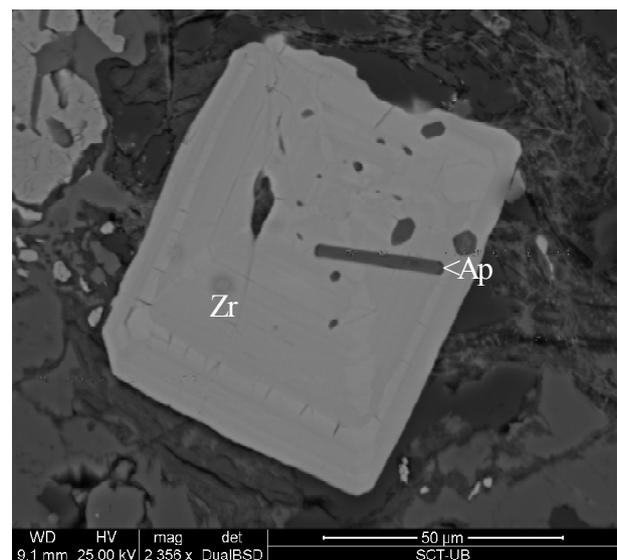


Figura 7.2.144. Granófiro alcalino; muestra CSA12, SW Tifariti. Zircón zonado (Zr) englobando apatito (Ap). Imagen de SEM, modo BSE.

Figure 7.2.144. Alkaline granophyre; sample CSA12, SW Tifariti. Zoned zircon (Zr) hosting apatite (Ap). SEM image, BSE mode.

presenta pleocroísmo y su extinción es casi total, posiblemente a consecuencia de isotropización por metamictización. No presenta HREE (fig. 7.2.142). Su estudio mediante SEM-BSE revela que no parece presentar zonación (fig. 7.2.141).

El zircón es bastante frecuente, apareciendo en cristales idiomórficos compuestos de prisma y bipirámide, con hábito prismático corto (fig. 7.2.143, 7.2.144). Está zonado y acostumbra a incluir apatito (fig. 7.2.144).

### 7.2.17. CUARZOSIENITAS DE FELDESPATO ALCALINO («NORDMARKITAS»)

El intrusivo de Hassi el Fogra, en el vértice SE de la zona norte del Sáhara, las nordmarkitas forman una facies en el borde del intrusivo, que abarca unos centenares de metros de anchura. Estas rocas están constituidas mayoritariamente por microclina (más del 80% modal), con cantidades accesorias de ferro-eckermannita (hasta el 20% modal) y cuarzo (menos del 2% modal; fig. 7.2.145 a 7.2.148).

La microclina forma cristales hipidiomórficos, de hábito tabular, de tamaño centimétrico, y que tienden a estar dispuestos

según una foliación magmática. La microclina es mesopertítica y acostumbra a tener rebordes albíticos, con las maclas de la ley de la albita. Las pertitas son macropertíticas y se observa bien la macla polisintética.

La ferroeckermannita forma cristales idiomórficos de hábito prismático largo a alotriomórficos intersticiales entre los feldespatos. El tamaño de grano de estos anfíboles es medio (hasta 1 cm). Los cristales poseen un pleocroísmo muy intenso, en tonos verde oscuro, azul violáceo muy oscuro y pardo. Pueden estar zonados.

El cuarzo se encuentra en raros cristales de grano fino, incluidos en el feldespato, o en posición intersticial.

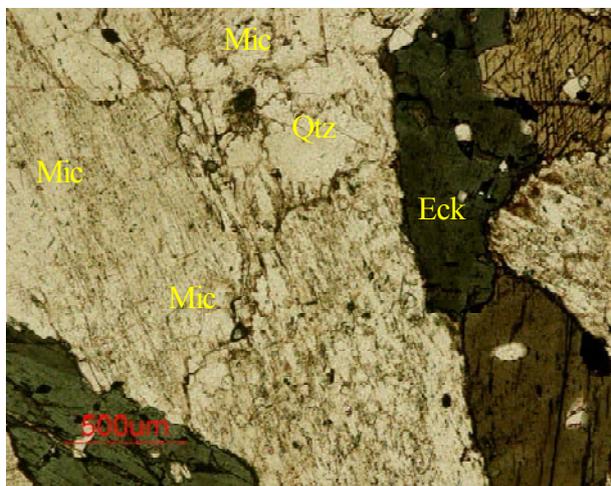


Figura 7.2.145. Nordmarkita. Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Eck, ferroeckermannita. PPL.  
Figure 7.2.145. Nordmarkite. Qtz, quartz, Mic, microcline, Eck, ferroeckermannite. PPL.

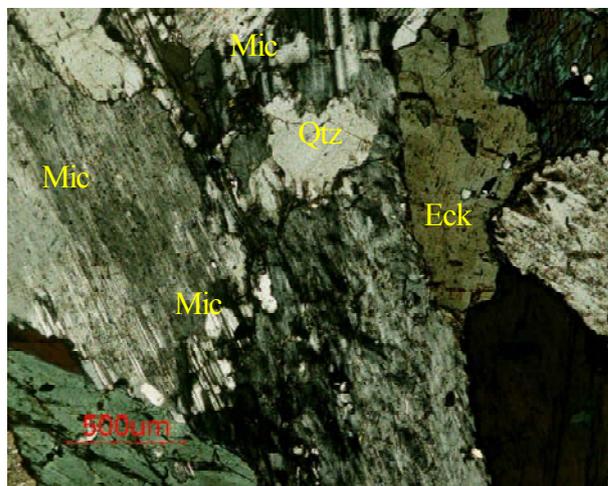


Figura 7.2.146. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra B5, Hassi El Fogra.  
Figure 7.2.146. The above image in crossed polars. Sample B5, Hassi El Fogra.

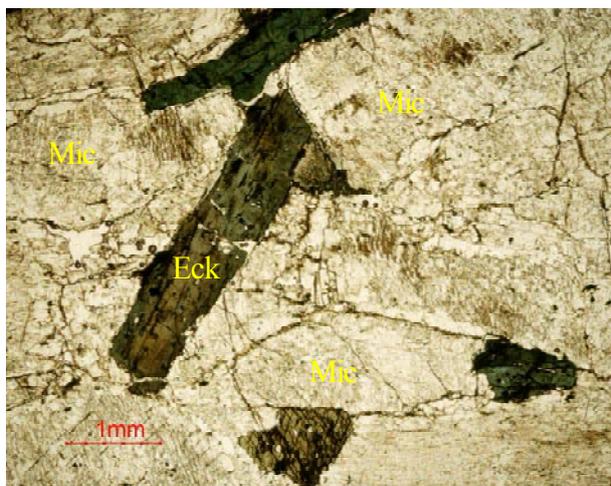


Figura 7.2.147. Nordmarkita. Qtz, cuarzo, Mic, microclina, Eck, ferroeckermannita. PPL.  
Figure 7.2.147. Nordmarkite. Qtz, quartz, Mic, microcline, Eck, ferroeckermannite. PPL.

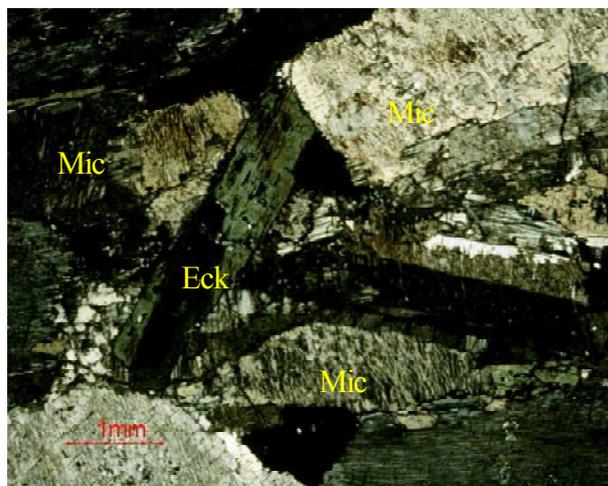


Figura 7.2.148. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra B5, Hassi El Fogra.  
Figure 7.2.148. The above image in crossed polars. Sample B5, Hassi El Fogra.

### 7.2.18. SIENITAS NEFELÍNICAS CON SODALITA, CANCRINITA Y BIOTITA («DITROITAS»)

Una zona más interna en el intrusivo de Hassi el Fogra contiene rocas de tamaño de grano grueso, en las que la meteorización ya permite intuir la presencia de feldespatoide. Estas rocas contienen principalmente feldespato alcalino (más del 80%, con menores proporciones de nefelina y sodalita; en cantidades accesorias mucho menores (menos del 2% modal) aparecen biotita, egirina, ferroeckermannita y trazas de apatito, magnetita e ilmenita; la cancrinita es un típico producto secundario (fig. 7.2.149 a 7.2.152).

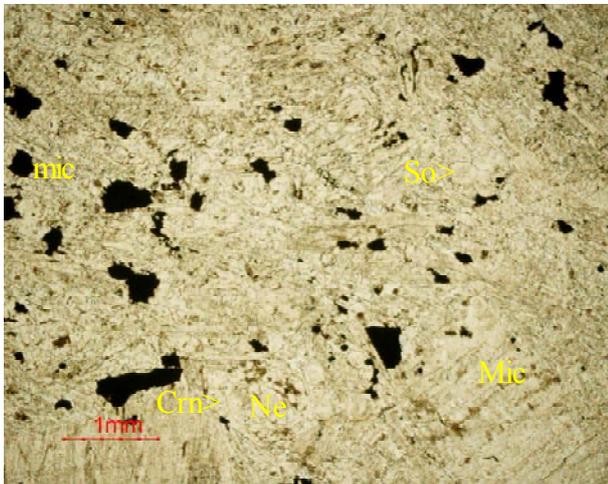


Figura 7.2.149. Ditroita. Mic, microclina, Ne, nefelina, Crn, cancrinita, So, sodalita. PPL.  
Figure 7.2.149. Ditroite. Mic, microcline, Ne, nepheline, Crn, cancrinite, So, sodalite. PPL.

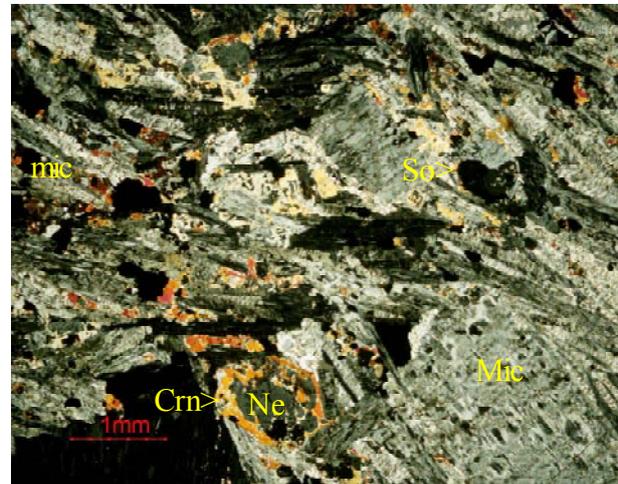


Figura 7.2.150. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra B6, Hassi El Fogra.  
Figure 7.2.150. The above image in crossed polars. Sample B6, Hassi El Fogra.

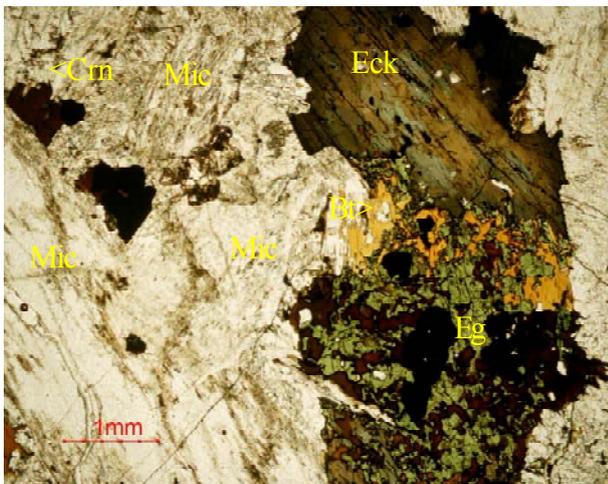


Figura 7.2.151. Ditroita. Mic, microclina, Bt, biotita, Eck, eckermannita, Crn, cancrinita. PPL.  
Figure 7.2.151. Ditroite. Mic, microcline, Bt, biotite, Eck, eckermannite, Crn, cancrinite, Eg, egirine. PPL.

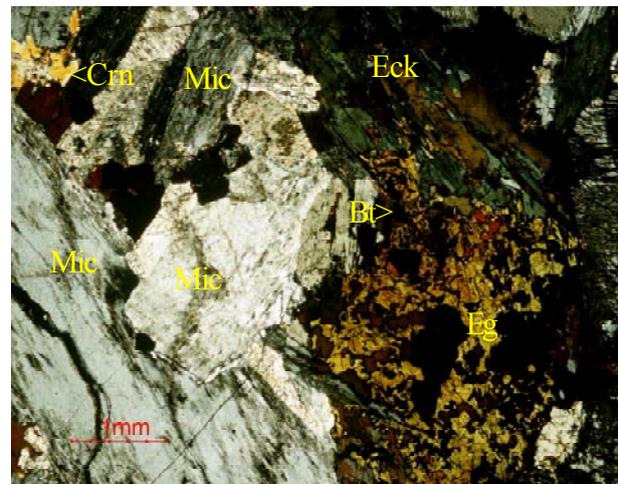


Figura 7.2.152. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra B6b, Hassi El Fogra.  
Figure 7.2.152. The above image in crossed polars. Sample B6b, Hassi El Fogra.

La sodalita es mucho más rara, de grano fino (menos de 2 mm de diámetro), tiene forma hipidiomórfica redondeada, y sus cristales están parcialmente reemplazados por cancrinita.

La cancrinita, aún siendo un producto secundario de alteración de los feldespatoideos, aparece en cristales poiquilíticos en posición intersticial y podría ser primario.

La egirina es muy escasa (menos del 1% modal), de formación tardía puesto que ocupa posición intersticial entre los feldespatos y feldespatoideos, y casi siempre se ve reemplazada por anfíboles alcalinos tardíos (fig. 7.2.151, 7.2.152). Es fuertemente pleocroica en tonos de verde hierba a esmeralda y no parece estar zonada. Tampoco se aprecian en ella maclado ni exsoluciones de otros piroxenos.

La eckermannita es también rara (menos del 1% modal), formando cristales hipidiomórficos de hábito prismático que parecen ser poiquilíticos con relación a la egirina, y que van asociados con biotita. Es un anfíbol con un pleocroísmo muy fuerte, pero además presenta una zonación muy acusada (fig. 7.2.151, 7.2.152). No se distingue en él maclado ni exsoluciones.

La biotita es asimismo alotriomórfica y muy tardía, de grano fino (menos de 2 mm) e invariablemente ocupa posiciones intersticiales entre los feldespatos y feldespatoideos, y reemplaza a la egirina. Es fuertemente

pleocroica en tonos de anaranjado a pardo (fig. 7.2.151, 7.2.152).

Los minerales opacos son magnetita e ilmenita, ambos representando menos del 2% modal. Forman cristales alotriomórficos, asimismo de génesis tardía, de menos de 1 mm de diámetro (fig. 7.2.149 a 7.2.152); pueden estar a veces reemplazados parcialmente por titanita en los bordes.

### 7.2.19. URTITAS SODALÍTICAS

Hacia las zonas más internas en el intrusivo de Hassi el Fogra las rocas parecen pasar a ser más ricas en feldespatoideos y a empobrecerse en feldespato alcalino, con lo que pasan a ser foidolitas, en este caso nefelinolitas, que ya han sido descritas en el interior del complejo de Hassi el Fogra ya dentro de Mauritania (Lameyre y Lasserre, 1967). Por otra parte, al ser muy pobres en minerales máficos, a estas rocas se les puede aplicar el término urtita para clasificarlas (fig. 7.2.153 a 7.2.7.2.154).

El mineral dominante llega a ser la nefelina, que tiende a ser de grano medio, hasta 8 mm de diámetro. Tiende a ser idiomórfica, con hábito prismático corto, con cristales compuestos de prisma y pinacoide. No se reconoce en ella exsoluciones o zonación, pero a menudo se ve reemplazada por cancrinita poiquilítica (fig. 7.2.153 a 7.2.154).

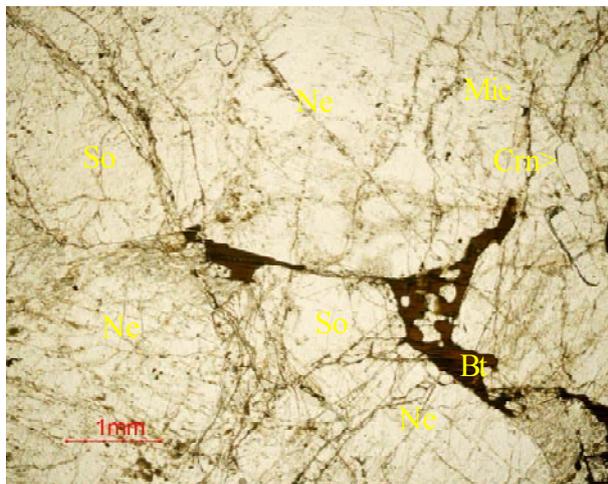


Figura 7.2.153. Urtita. Mic, microclina, Nf, nefelina, Crn, cancrinita, So, sodalita, Bt, biotita. PPL.  
Figura 7.2.153. Urtita. Mic, microcline, Nf, nepheline, Crn, cancrinite, So, sodalite, Bt, biotite. PPL.

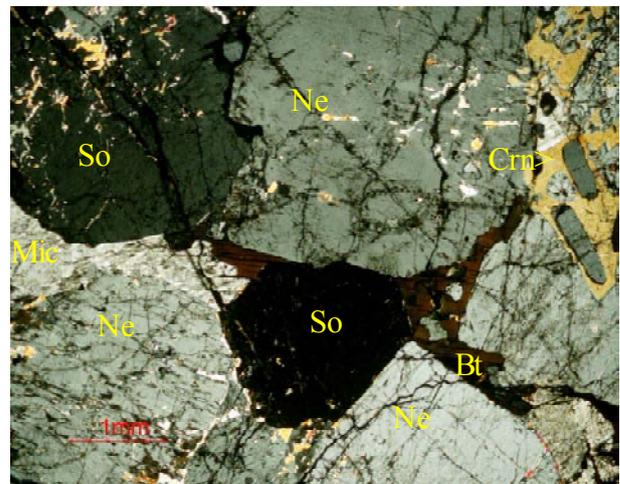


Figura 7.2.154. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra B6b1, Hassi El Fogra.  
Figure 7.2.154. The above image in crossed polars. Sample B6b, Hassi El Fogra.

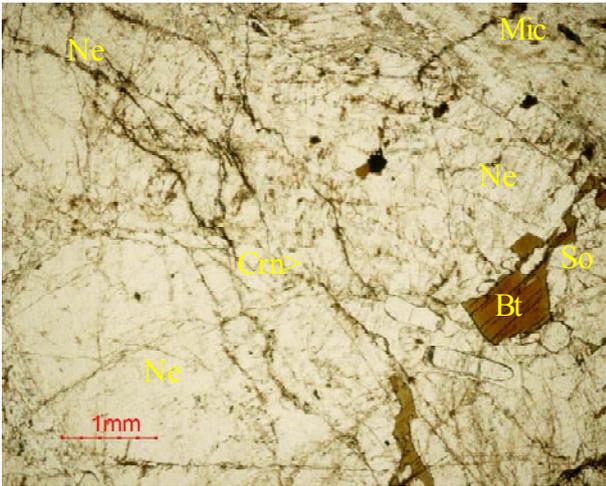


Figura 7.2.155. Urtita. Mic, microclina, Nf, nefelina, Crn, cancrinita, So, sodalita, Bt, biotita. PPL.  
 Figura 7.2.155. Urtita. Mic, microcline, Nf, nepheline, Crn, cancrinite, So, sodalite, Bt, biotite. PPL.

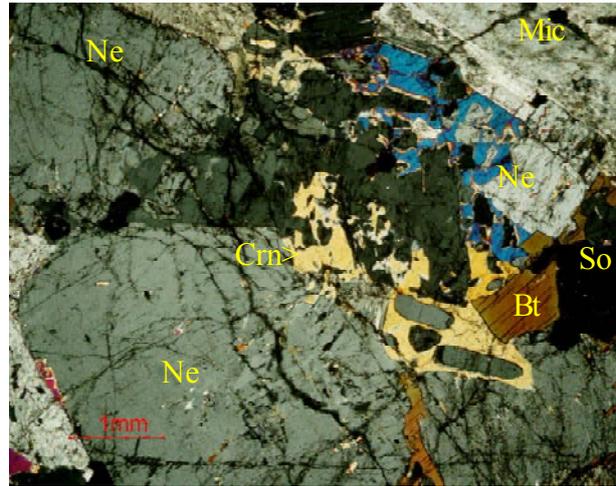


Figura 7.2.156. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra B6b1, Hassi El Fogra.  
 Figure 7.2.156. The above image in crossed polars. Sample B6b1, Hassi El Fogra.

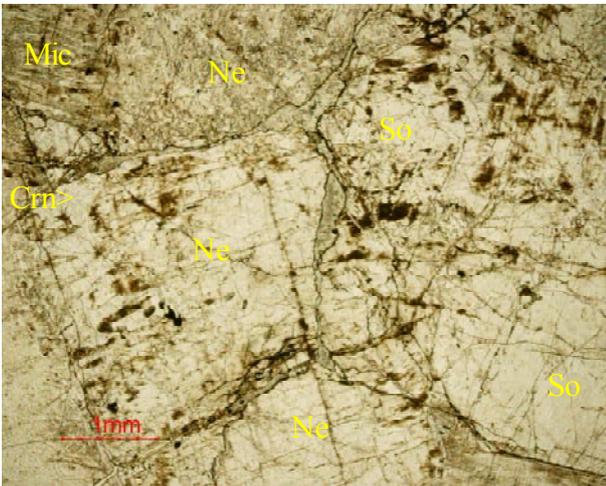


Figura 7.2.157. Urtita. Mic, microclina, Nf, nefelina, Crn, cancrinita, So, sodalita. PPL.  
 Figura 7.2.157. Urtita. Mic, microcline, Nf, nepheline, Crn, cancrinite, So, sodalite. PPL.

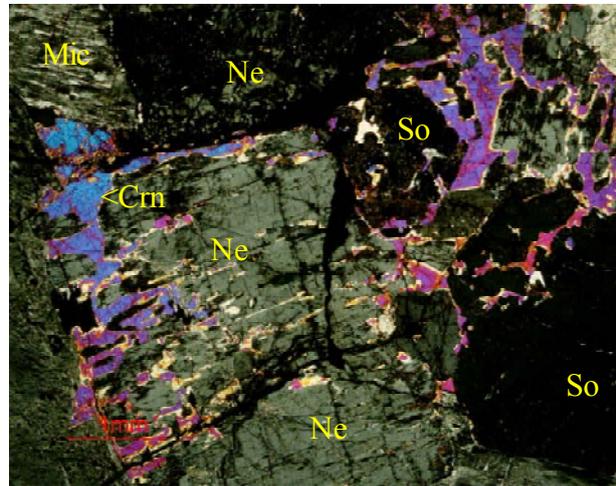


Figura 7.2.158. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra B6b1, Hassi El Fogra.  
 Figure 7.2.158. The above image in crossed polars. Sample B6b1, Hassi El Fogra.

La sodalita de las urtitas de Hassi el Fogra tiende a formar cristales de tamaño grande, por lo general de pocos milímetros pero a veces incluso en el orden centimétrico, idiomórficos, rombododecaédricos, de aspecto límpido. Este feldespatoide es muy común, y puede llegar a representar más del 10% modal de la roca. No obstante, estos cristales se ven reemplazados parcialmente casi siempre por grandes cristales de cancrinita poiquilítica (fig. 7.2.153 a 7.2.158). Aparentemente, no se aprecia zonación en estos cristales, pero debería examinarse atentamente con microsonda.

La microclina es también abundante, pudiendo por ello llegar a rozarse la inclusión de estas rocas en el campo de las sienitas nefelínicas, de modo que es posible que el contacto entre los diversos cuerpos sea transicional, aspecto que debería examinarse con un muestreo más denso. Es de tamaño de grano en el orden milimétrico, y sus cristales tienden a ser intersticiales entre los de los feldespatoides. Esta microclina presenta el típico maclado en parrilla y, a veces, maclas simples. Se distinguen en ella, además, macropertitas mesopertíticas con forma de vena (fig. 7.2.151, 7.2.158).

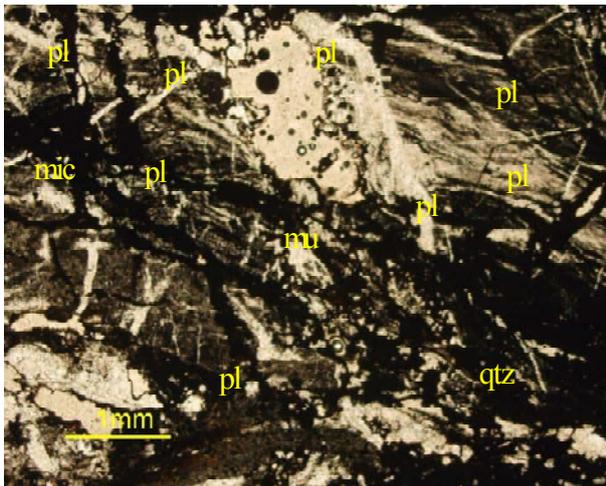


Figura 7.2.159. Silicificación en zona de cizalla. Muestra SAC55, Lemtareg. PPL.  
Figure 7.2.159. Silicification in shear zone. Sample SAC55, Lemtareg. PPL.

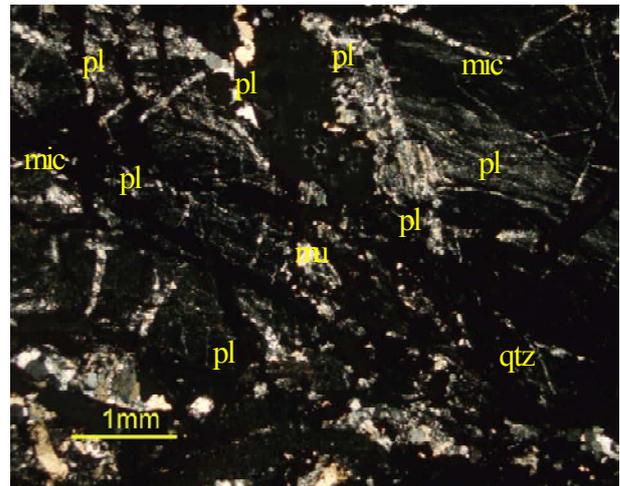


Figura 7.2.160. La imagen anterior en nicoles cruzados.  
Figure 7.2.160. The above image in crossed polars.

La cancrinita es uno de los minerales característicos de estas rocas, pudiendo llegar a ser considerado un mineral esencial, puesto que su proporción podría llegar a alcanzar a veces más del 5% y es de formación primaria. En efecto, sus cristales, aún siendo intersticiales y reemplazar parcialmente a los de los feldespatoides anhidros (fig. 7.2.153 a 7.2.158), forman cristales poiquilíticos de gran tamaño, que engloban a todos los demás (fig. 7.2.153 a 7.2.158). Por ello, posiblemente la cancrinita sea el último mineral en cristalizar en estas rocas a partir de un magma, que debería haberse enriquecido en volátiles. Estos cristales aparentemente son alotriomórficos, incoloros y nítidos, y no parecen estar zonados, pero este extremo debería analizarse cuidadosamente con microsonda.

La biotita forma cristales hipidiomórficos vagamente tabulares, con dimensiones en el orden milimétrico, pero más frecuentemente es alotriomórfica y muy irregular. Esta forma irregular se debe a que es un mineral de formación muy tardía durante la cristalización magmática, apareciendo en posiciones intersticiales entre los cristales de los feldespatoides, como acostumbra a pasar en las rocas agapaíticas. Presenta un pleocroísmo acusado en tonos de pardos anaranjados (fig. 7.2.155, 7.2.156); no se han observado alteraciones cloríticas, lo que indicaría la

ausencia de procesos hidrotermales severos en esta roca, lo que apoyaría la hipótesis de que la cancrinita no es hidrotermal sino de origen ígneo.

El apatito acostumbra a aparecer como accesorio en estas rocas. Forma cristales hipidiomórficos aunque redondeados, vagamente prismáticos, de tamaño de grano muy fino (menos de 500 micras de longitud). Casi siempre aparece como inclusiones en otros minerales. Este apatito no presenta zonación.

#### 7.2.20. ZONAS DE CIZALLA

Como en el caso de las zonas de cizalla de las zonas anteriormente comentadas para el resto de zonas, estas fallas han servido de canales de circulación de fluidos hidrotermales a gran escala, de manera que se han producido además de las modificaciones texturales de las rocas de caja (milonitización o, más frecuentemente, brechamiento), fuertes fenómenos de alteración hidrotermal de las rocas involucradas, así como la precipitación de minerales hidrotermales, especialmente diferentes generaciones de cuarzo (fig. 7.2.159, 7.2.160). Este cuarzo acostumbra a ser de grano fino y presentar extinción ondulante.

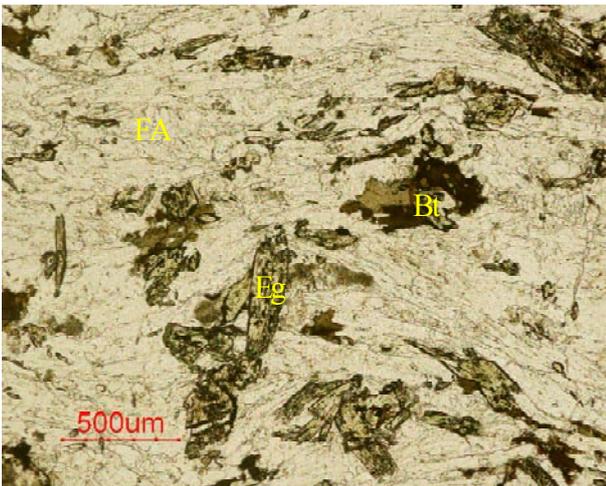


Figura 7.2.161. Sienita egirínica. FA, feldespato alcalino, Eg, egirina, Bt, biotita. PPL.  
Figure 7.2.161. Aegirine syenite. FA, alkali feldspar, Eg, aegirine, Bt, biotite. PPL.

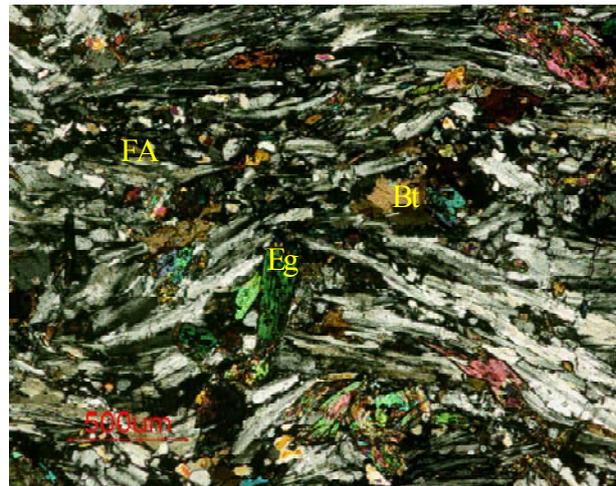


Figura 7.2.162. La imagen anterior en nicoles cruzados. Muestra B3. W de Hassi el Fogra.  
Figure 7.2.162. The above image in crossed polars. Sample B3. W of Hassi el Fogra.

### 7.2.21. DIQUES ALCALINOS

Aparte de los diques de diabasas, mencion aparte merecen los diques más tardíos de la zona, y que cortan a los de diabasas. Estos diques tardíos son de trazado muy rectilíneo, y pueden seguirse durante muchas decenas de kilómetros, cortando claramente a todas las estructuras tectónicas y a los granitoides más tardíos. no obstante, tampoco cortan a la discordancia pre-paleozoica.

En estos diques se identifican composiciones alcalinas, posiblemente de tipo sienítico. Son rocas de grano fino, de textura traquitoide, y están constituidos principalmente por feldespato alcalino y egirina, con cantidades accesorias de biotita y un mineral que no ha podido ser caracterizado por el momento (fig. 7.2.161, 7.2.162).

El feldespato alcalino forma cristales tabulares, casi aciculares, con longitud milimétrica. Están maclados pero su tamaño de grano fino no ayuda a discriminar el tipo de

feldespato; posiblemente es albitico (fig. 7.2.161, 7.2.162).

La egirina forma cristales hipidiomórficos, de hábito prismático largo y un pleocroísmo verde pálido por lo que más bien podría corresponder a una variedad subcálcica de piroxeno, posiblemente augita egirínica (fig. 7.2.161, 7.2.162). En ellos no se distinguen exsoluciones de otros piroxenos, maclado o zonado. En este caso, a diferencia de las rocas plutónicas, su cristalización no parece haber sido muy precoz.

La biotita tampoco es intersticial, sino que forma cristales hipidiomórficos, de hábito vagamente tabular y fuertemente pleocroicos en tonos pardos, a veces muy oscuros, indicando que contienen riqueza en hierro (fig. 7.2.161, 7.2.162).

Por último, el mineral adicional ocupa posiciones intersticiales y se encuentra en poca proporción; posiblemente sea un tectosilicato por su relieve bajo y aspecto incoloro. Se espera en el futuro poder analizarlo en detalle.

## 7.3. EL DOMINIO DE TIFARITI-BIR LEHLU- AIN BEN TILI: GEOQUIMICA MINERAL

### 7.3.1. INTRODUCCION

Como en otros casos, se ha realizado algunos análisis preliminares de algunos minerales de algunas rocas que pueden tener alguna implicación metalogenética. Aunque los datos son todavía muy escasos, debe tenerse en cuenta el alcance limitado que puede tener un estudio regional de estas características. Pese a ello, proporcionamos estos datos por si pueden ser de base para futuros trabajos nuestros o de otros investigadores.

Por el momento, se dispone de datos, exclusivamente, de algunos minerales de los diques de granitos alcalinos con textura granofídica, en que se llegan a reconocer algunas fases con elementos raros, por lo que se realizó un estudio mineralógico preliminar para caracterizar alguna de estas fases y de los minerales acompañantes.

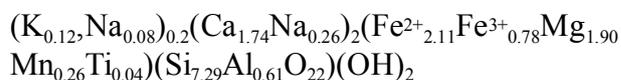
### 7.3.2. GRANÓFIROS ALCALINOS

Como se recordará, entre los conjuntos intrusivos del área considerada son muy característicos los de afinidad alcalina; no obstante, sólo en los granófiros alcalinos se ha encontrado alguna mineralización interesante con minerales de tierras raras. Estas rocas presentan textura porfídica y granofírica, con abundante feldespato alcalino, cuarzo y diversos minerales accesorios, entre los cuales destacan la egirina, biotita, stilpnomelana, titanita y, raramente, anfíbol.

Por el momento sólo se dispone de datos analíticos de los anfíboles, la stilpnomelana y la titanita.

#### 7.3.2.1. Anfíboles

El análisis del anfíbol produce fórmulas estructurales ricas en el componente ferrohornblenda, del tipo siguiente:



Como puede apreciarse, la proporción de álcalis es relativamente baja, aunque no desdeñable. Es también remarcable la fuerte proporción en que se presenta el  $Fe^{3+}$ , lo que puede explicar las coloraciones oscuras del mineral e indicaría un ambiente oxidante para la cristalización; es también sintomática de un cierto grado de evolución de la roca la fuerte proporción de Mn que se encuentra en este anfíbol; en cambio, es extraña la baja proporción de Ti en el mismo.

La existencia de un anfíbol cálcico como la ferrohornblenda no sería muy típico de una roca alcalina, más teniendo en cuenta la escasa proporción de minerales cálcicos en la roca. Por consiguiente, es posible que este anfíbol, por lo demás muy escaso en estas rocas y de origen secundario a partir de la alteración hidrotermal de los piroxenos, pueda haberse formado por interacción de los minerales de la roca con fluidos hidrotermales que hubieran interactuado a su vez con las rocas de caja,

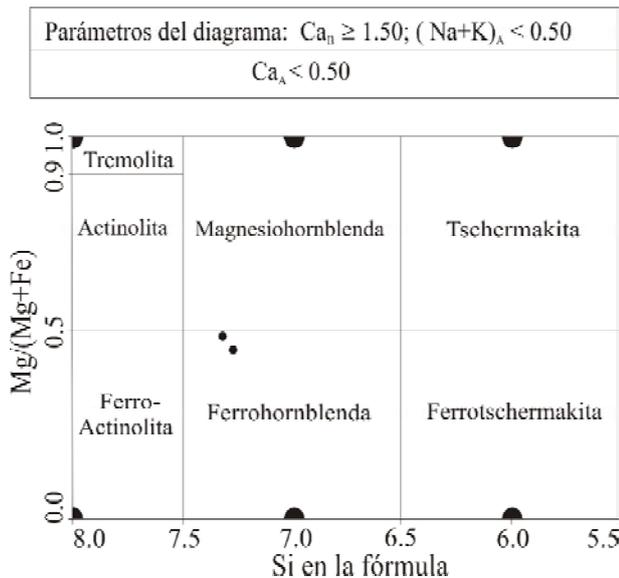


Figura 7.3.1. Representación de los análisis químicos de los cristales de anfíbol de los granófiros alcalinos en el diagrama de anfíboles cálcicos (parámetros superiores) de Leake et al. (1997).

Figure 7.3.1. Representation of the chemical analyses of the amphibole crystals of alkaline granophyres in the diagram for calcic amphiboles (upper parameters) after Leake et al. (1997).

aportando el calcio necesario para la formación del anfíbol.

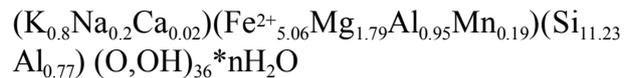
La representación de los resultados de los análisis en el diagrama de Leake et al. (1997) demuestra que la composición se halla cerca del límite composicional hornblenda-ferrohornblenda, teniendo en cuenta que una buena parte del hierro se encuentra en forma trivalente y que, por tanto, hay asimismo un fuerte componente de ferrihornblenda (fig. 7.3.1).

### 7.3.2.2. Stilpnomelana

La stilpnomelana es un filosilicato rico en Fe, que ha sido identificado en ocasiones como mineral accesorio en algunos granitos alcalinos. A veces se ha interpretado como un mineral secundario producido por alteración de fayalita, como en el Lachland fold Belt, en el SE de Australia (King et al., 1997) o como un

producto de alteración de biotita de rocas graníticas en condiciones de muy bajo grado metamórfico (p. ej., en los Alpes; von Raumer, 1969). En algunos casos se ha descrito como un producto de alteración de annitas litínicas en granitos alcalinos (Costi et al., 2009).

La fórmula estructural de la stilpnomelana de los granitos alcalinos del Sáhara se podría escribir de la siguiente manera:



Este tipo de fórmula podría corresponderse con una stilpnomelana s.s. que podría corresponder a la formada por alteración de filosilicatos de composición adecuada.

### 7.3.2.3. Titanita

La titanita es un mineral accesorio poco común en estas rocas, y como en el caso de la ferrohornblenda, su presencia puede ser atribuible a la asimilación por parte del magma granítico de calcio procedente de las rocas encajantes.

La titanita no se ve zonada y se analizó para localizar posibles concentraciones de elementos raros; no obstante, su análisis químico revela que sus contenidos en elementos raros como Nb, REE, U, Th y Sn se encuentran por debajo de los límites de detección del equipo.

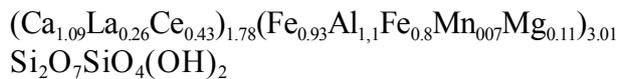
### 7.3.2.4. Allanita-(Ce)

La allanita es un mineral muy escaso en los granófiros alcalinos de la zona estudiada, en los que se encuentra asociada con otros silicatos con REE, como la perrierita. De hecho, la allanita es un accesorio común en granitoides y pegmatitas de tipo A de todo el mundo (por ejemplo, Prol et al., 2012).

En la allanita no se distingue una zonación clara en este mineral, que puede estar parcialmente reemplazado por productos secundarios como, por ejemplo, bastnäsita de tamaño de grano muy fino, lo que dificulta su

análisis químico, además es parcialmente metamáfica.

La allanita se analizó con microsonda para tener una estimación del contenido de elementos raros, en particular, de las REE, pero también de Th y U. La allanita puede contener proporciones elevadas de LREE, en particular Ce (hasta 11.5% Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y 7 %La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), pero los contenidos de Th y U tan sólo rozan el límite de detección del equipo. No se han detectado HREE. Su fórmula estructural puede escribirse de la siguiente manera:

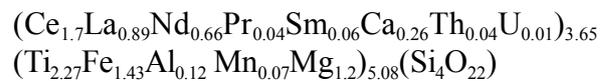


El déficit de ocupación en la posición del calcio y las REE puede ser atribuido a que faltan algunas REE en el análisis y al estado de alteración del mineral.

### 7.3.2.5. Perrierita-(Ce)

La perrierita es un mineral que aparece raramente como accesorio en rocas ígneas, excepto pegmatitas de elementos raros (Prol et al., 2012), aunque también ha sido descrito como un mineral accesorio en granitos, tanto alcalinos como calcoalcalinos (Macdonald et al., 2013).

En el caso de los granitoides del Sahara, la perrierita no parece acostumbrar a estar zonada, y su fórmula estructural podría escribirse de la siguiente manera:



Como se puede ver, los minerales de este grupo están moderadamente enriquecidos en Th y U y predominan en ellos las LREE.



## 7.4. EL PROTEROZOICO DEL DOMINIO DE TIFARITI-BIR LEHLU-AIN BEN TILI: GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL

### 7.4.1. INTRODUCCION

Como se ha visto, en el dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili hay una variedad de rocas ígneas, principalmente graníticas. A falta de recursos económicos para analizar todas estas rocas de un área tan enorme, se ha procedido a la datación de aquella tipología, entre los granitos, que parecía ser más joven (los granófiros alcalinos); con ello, se dispone también del análisis geoquímico. pese a disponerse de una única muestra, creemos que puede dar una primera idea de las características de las rocas de la región, de las que no se conoce por el momento ningún dato. Además, la ausencia de metamorfismo, deformación o alteraciones hidrotermales fuertes en muchas de estas rocas parecen ser idóneas para realizar en el futuro estos estudios geoquímicos. Por ello, presentamos estos datos para que puedan en el futuro engrosar una base de datos sobre la geoquímica de las rocas del área. Cabe recordar, no obstante, que una primera aproximación a la clasificación de estas rocas ígneas ya se efectuó en el apartado de petrografía.

### 7.4.2. CLASIFICACIÓN DEL GRANÓFIRO ALCALINO

A efectos de revisar la clasificación, se ha representado la composición del granófiro alcalino en el diagrama TAS de Cox et al. (1979) para las rocas plutónicas (fig. 7.4.1).

Como puede apreciarse, la muestra (CSA12, área de Bir Tigissit, al S de Tifariti) se representa claramente en el campo de los granitos, concordando con la clasificación preliminar con microscopía óptica de la muestra.

Resultados parecidos se obtienen si el análisis se representa mediante el mismo diagrama TAS modificado por Middlemost (1994), quedando la muestra asimismo

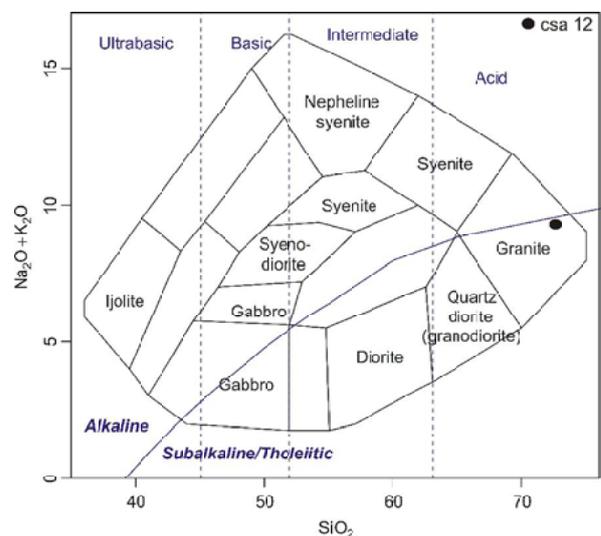


Figura 7.4.1. Representación del análisis químico del granófiro de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili en el diagrama TAS de Cox et al. (1979).

Figure 7.4.1 Representation of the chemical analyses of the granophyre from the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili zone in the TAS diagram by Cox et al. (1979).

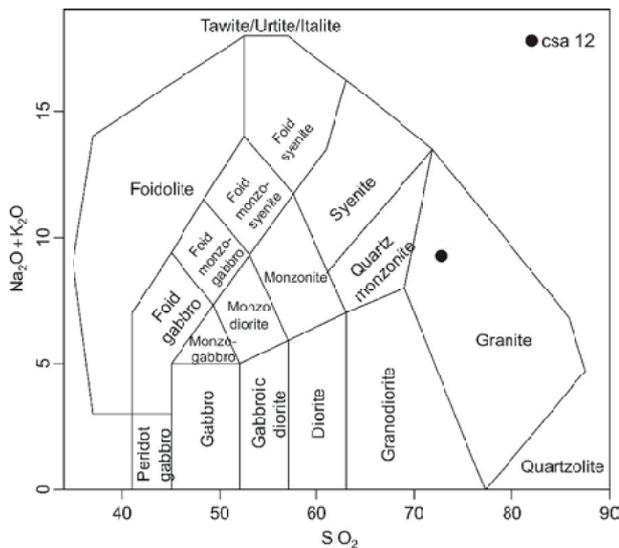


Figura 7.4.2. Representación de los análisis químicos del granito granofírico de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili en el diagrama TAS modificado por Middlemost (1994).

Figure 7.4.2. Representation of the chemical analyses of the granophyric granite from the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili zone in the TAS diagram modified by Middlemost (1994).

representada en el campo de los granitos (fig. 7.4.2).

Por otra parte, la representación de los mismos análisis en el diagrama R1-R2 de De la Roche et al. (1980) ofrece también resultados similares a los anteriores, concordando todos con los datos de la petrografía (fig. 7.4.3).

### 7.4.3. GEOQUIMICA DEL GRANITO GRANOFÍRICO

#### 7.4.3.1. Geoquímica de elementos mayores

Por otra parte, se ha realizado el análisis normativo del granito granofírico del dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili utilizando asimismo la norma CIPW calculada mediante las hojas de cálculo GCDkit 4.00 (Janoušek et al., 2015).

Para la discriminación geoquímica de los granitoides de la zona se ha utilizado los diagramas convencionales. En primer lugar, el granofiro alcalino tiene afinidades

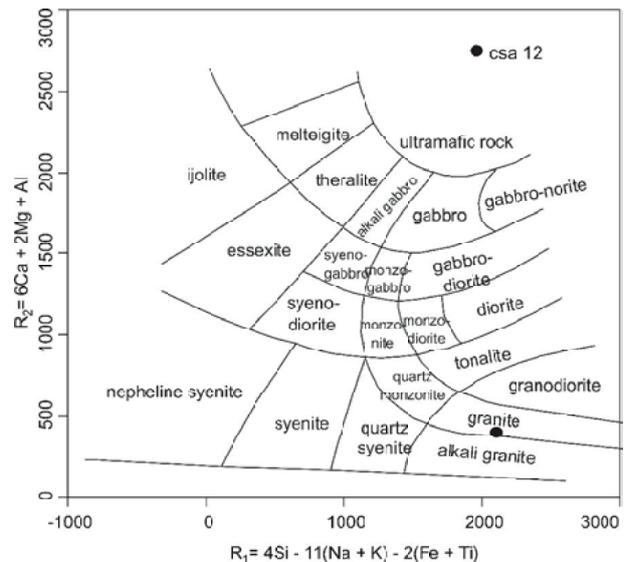


Figura 7.4.3. Representación del análisis químico del granito granofírico de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili en el diagrama de milicaciones R1-R2 de De la Roche et al. (1980).

Figure 7.4.3 Representation of the chemical analyses of the granophyric granite from the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili zone in the milication R1-R2 diagram of De la Roche et al. (1980).

metalumínicas (aunque se encuentra en el borde de dominio peralcalino) según el diagrama  $A/CNK-A/NK$  en los campos definidos por Shand (1943), como puede verse en la fig. 7.4.4; similares conclusiones se encuentran representando el dato disponible en el diagrama B-A de Villaseca et al. (1998); véase fig. 7.4.5.

Para clasificar la roca en función de su grado de alcalinidad se usó el diagrama  $SiO_2$  vs  $K_2O$  de Peccerillo y Taylor (1976). Como se puede apreciar, la muestra estaría representada en el campo de las series shoshoníticas, lo que indicaría como mínimo que estas rocas presentan un alto grado de alcalinidad (Fig 7.4.6).

Finalmente, la representación de los datos de la norma en el diagrama An-Ab-Or de O'Connor (1965) permite certificar que estos granitoides se representan en el campo de los granitos s.s., lejos del campo de las trondhjemitas (fig. 7.4.7), aspecto que debía clarificarse toda vez que como se vio en el apartado de petrografía, estas rocas son muy ricas en feldespato alcalino (granitos de

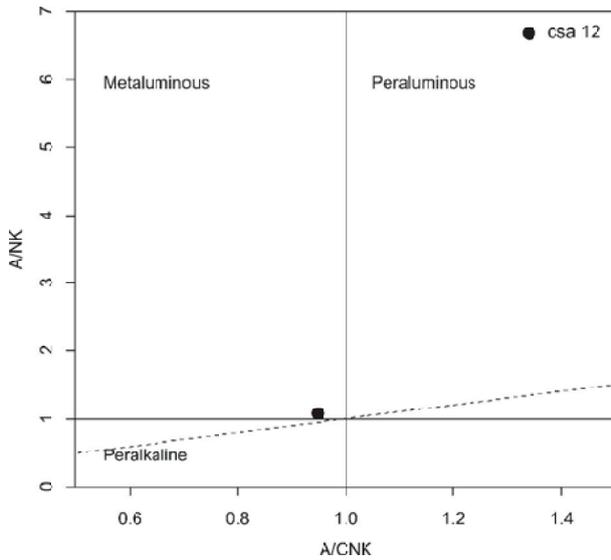


Figura 7.4.4. Representación binaria de los datos geoquímicos del granito granofírico de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili en el diagrama A/CNK-A/NK de Shand (1943).  
 Figure 7.4.4. Binary plot of the geochemical data of the granophyric granite from the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili zone in the normative diagram A/CNK-A/NK (Shand, 1943).

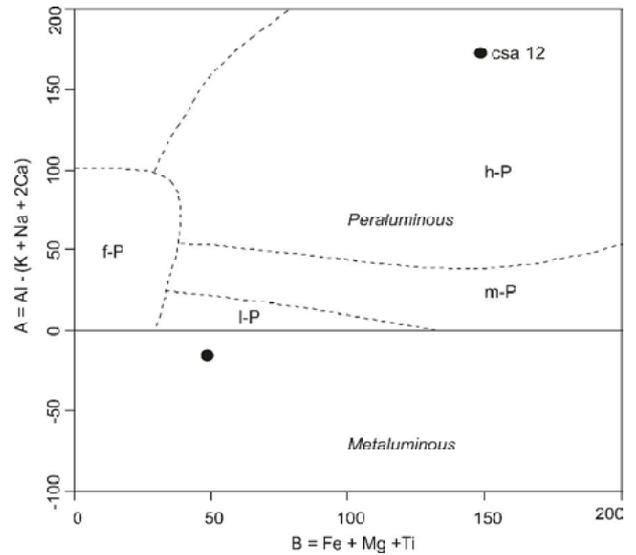


Figura 7.4.5. Representación binaria de los datos geoquímicos del granito granofírico de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili en el diagrama A-B de Villaseca et al. (1998).  
 Figure 7.4.5. Binary plot of the geochemical data of the granophyric granite from the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili zone in the normative diagram B-A of Villaseca et al. (1998).

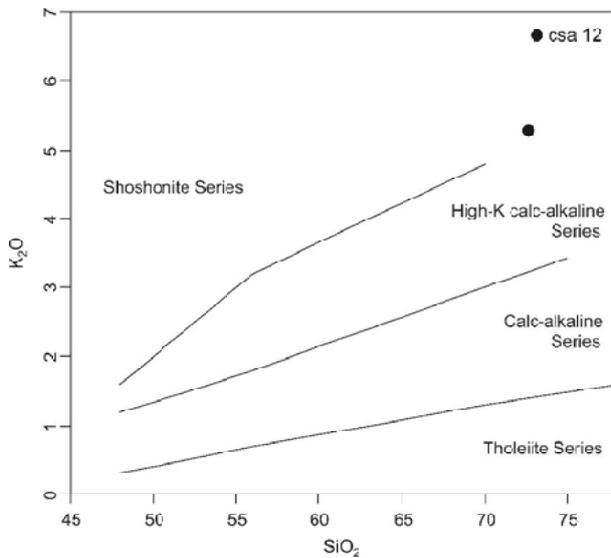


Figura 7.4.6. Representación de los análisis de SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O del granito granofírico de la zona de Sfariat-Bu Daira en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) para la discriminación de series tholeiíticas, calcoalcalinas y shoshoníticas.  
 Figure 7.4.6. Representation of the analyses of SiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O of some of the granophyric granite from the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili zone in the diagram of Peccerillo and Taylor (1976) used for the discrimination between tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic series.

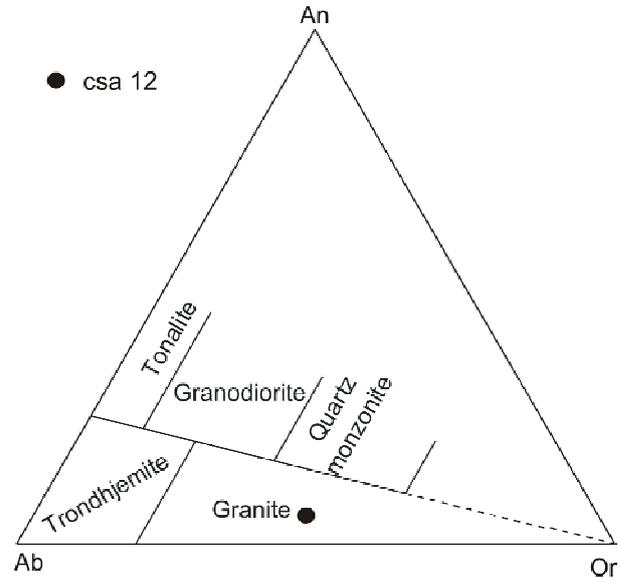


Figura 7.4.7. Representación ternaria de los datos normativos del granito granofírico de la zona de Sfariat-Bu Daira en el diagrama An-Or-Ab de O'Connor (1965) para la diferenciación de las rocas trondhjemíticas del resto de granitoides.  
 Figure 7.4.7. Ternary representation plot of the normative data of the granophyric granite from the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili zone in the An-Or-Ab diagram by O'Connor (1965) for the identification of trondhjemitic rocks.

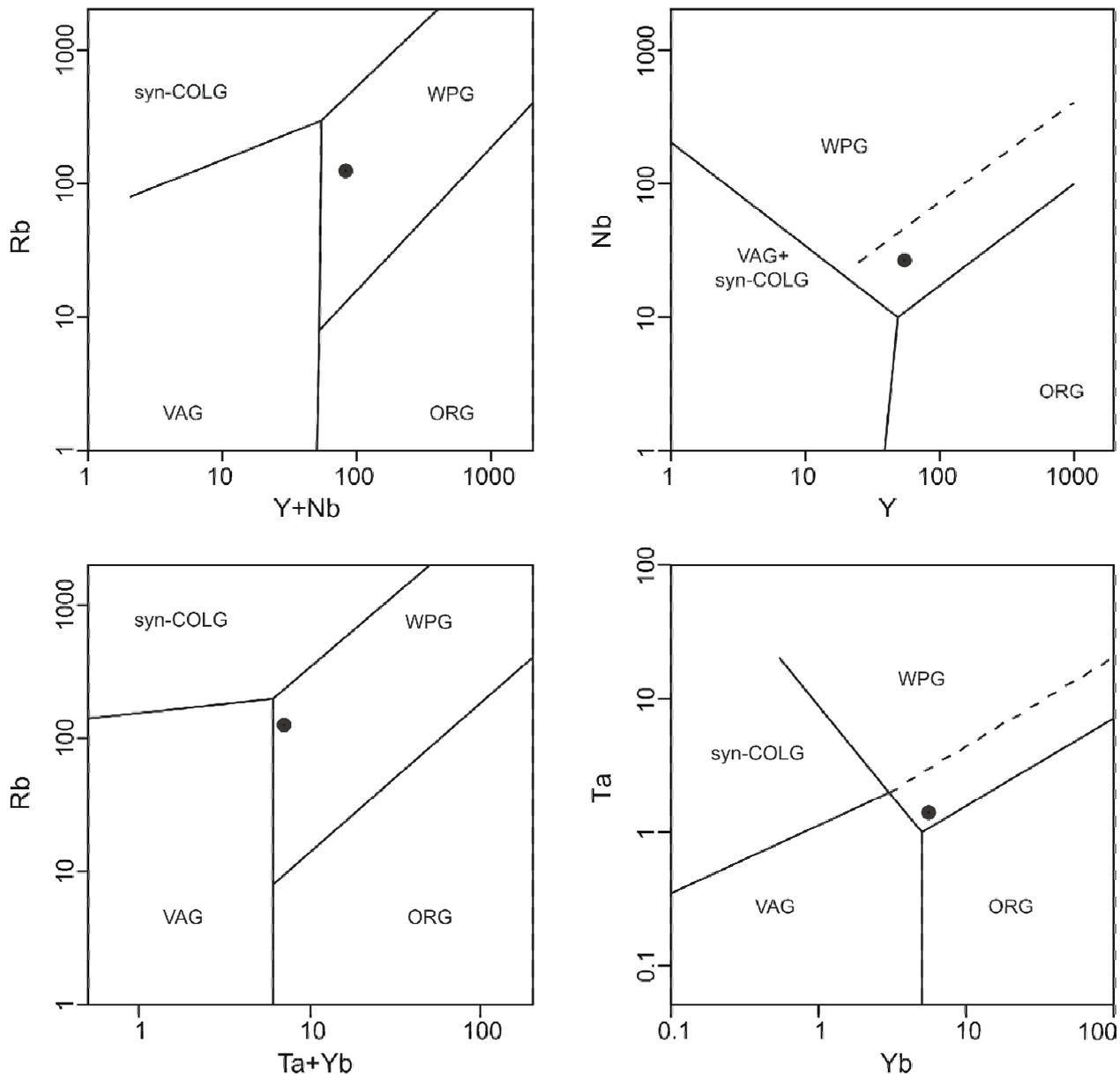


Figura 7.4.8. Representación de los análisis del granito granofírico de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili en los diagrama de discriminación tectónicos utilizables para rocas graníticas, incluso las alteradas (Pearce, 1984). WPG, granitos de intraplaca, ORG, granitos orogénicos, Syn-COLG, granitos sincolisionales, VAG, granitos de arco volcánico. Figure 7.4.8. Representation of the analyses of the granophyric granite from the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili zone in the Nb-Y discrimination diagrams suitable for the granitic rocks, even those altered (Pearce, 1984). WPG, within plate granites, ORG, orogenic granites, syn-COLG, syn-colisional granites, VAG, volcanic arc granites.

feldespato alcalino) y este feldespato era mesopertítico, con lo que a partir de tan sólo los datos microscópicos se hacía difícil certificar las proporciones relativas entre feldespato potásico y sódico en la roca, un aspecto crítico a la hora de clasificar estas rocas.

#### 7.4.3.2. Datos de elementos traza

Como se ha visto en otros apartados, algunos de los elementos traza considerados como inmóviles se usan para discriminar el ambiente geotectónico de formación de estas rocas. De entre los diagrams más usados para

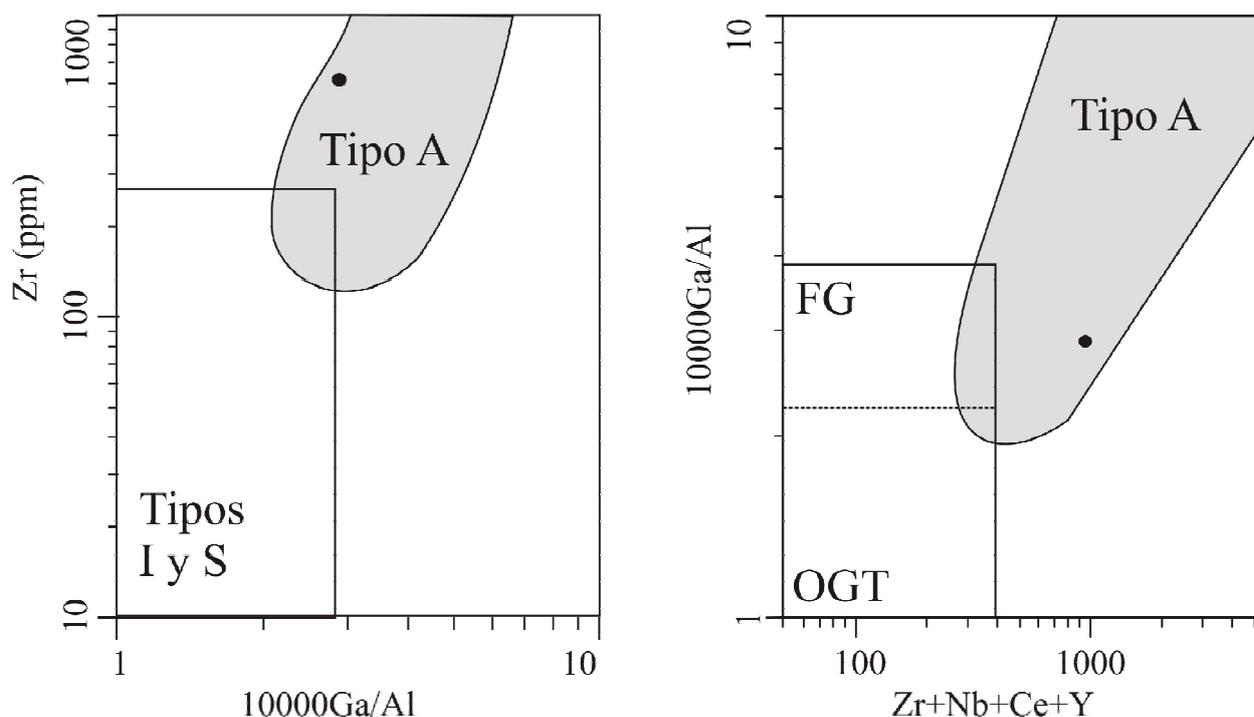


Figura 7.4.9. Representación de datos analíticos de elementos traza seleccionados del granito granofírico de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili. a) en el diagrama de discriminación de  $10000 \text{ Ga/Al}$  vs.  $\text{Zr}$  de Whalen et al. (1987). b) en el diagrama de  $\text{Zr+Nb+Ce+Y}$  vs  $10000 \text{ Ga/Al}$  de Whalen et al. (1987). OGT es el campo de los granitos no fraccionados de tipo M, I y S; FG, el campo de los granitos félsicos fraccionados, según Whalen et al. (1987). El campo composicional de los granitos de tipo A ha sido adaptado de Eby (1990).

Figure 7.4.9. Representation of selected trace element analyses of the granophyric granite from the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili zone. a) in the  $10000 \text{ Ga/Al}$  vs.  $\text{Zr}$  discrimination diagram (after Whalen et al., 1987). b) in the  $\text{Zr+Nb+Ce+Y}$  vs  $10000 \text{ Ga/Al}$  plot (Whalen et al., 1987). OGT (unfractionated M-, I- and S-type granites) and FG (fractionated felsic granites) fields taken from Whalen et al. 1987. A-type granite compositional field taken from Eby (1990).

los granitoides destacan los gráficos binarios de Pearce (1984). En estos gráficos (fig. 7.4.8) puede observarse cómo el granófiro analizado quedaría en el campo de los granitos alcalinos de intraplaca.

Otro tipo de clasificación de los granitoides es la de tipos I,S, A o M, basada en el quimismo de la roca pero en buena parte también relacionada asimismo con el contexto geotectónico en que se formó. La roca es alcalina y puede haberse formado en un contexto extensional de intraplaca, pero para certificar que se trata de un granito de tipo A se ha utilizado la representación de los datos en el diagrama de Whalen et al. (1987) Como

puede verse en este diagrama (fig. 7.4.9), la muestra se representa en el campo de los granitos de tipo A (anorogénicos). Además, el alto contenido en Zr concuerda con la presencia de abundante zircón en estos granitoides, como puede observarse en el microscopio óptico.

De este modo, puede concluirse que estos granófiros son posiblemente el resultado de la cristalización a baja profundidad de un granito alcalino anorogénico en un contexto extensional (rifting) de intraplaca. A falta de más datos, esta interpretación también concuerda con la presencia de anfíboles y piroxenos alcalinos en muchas de las rocas estudiadas.

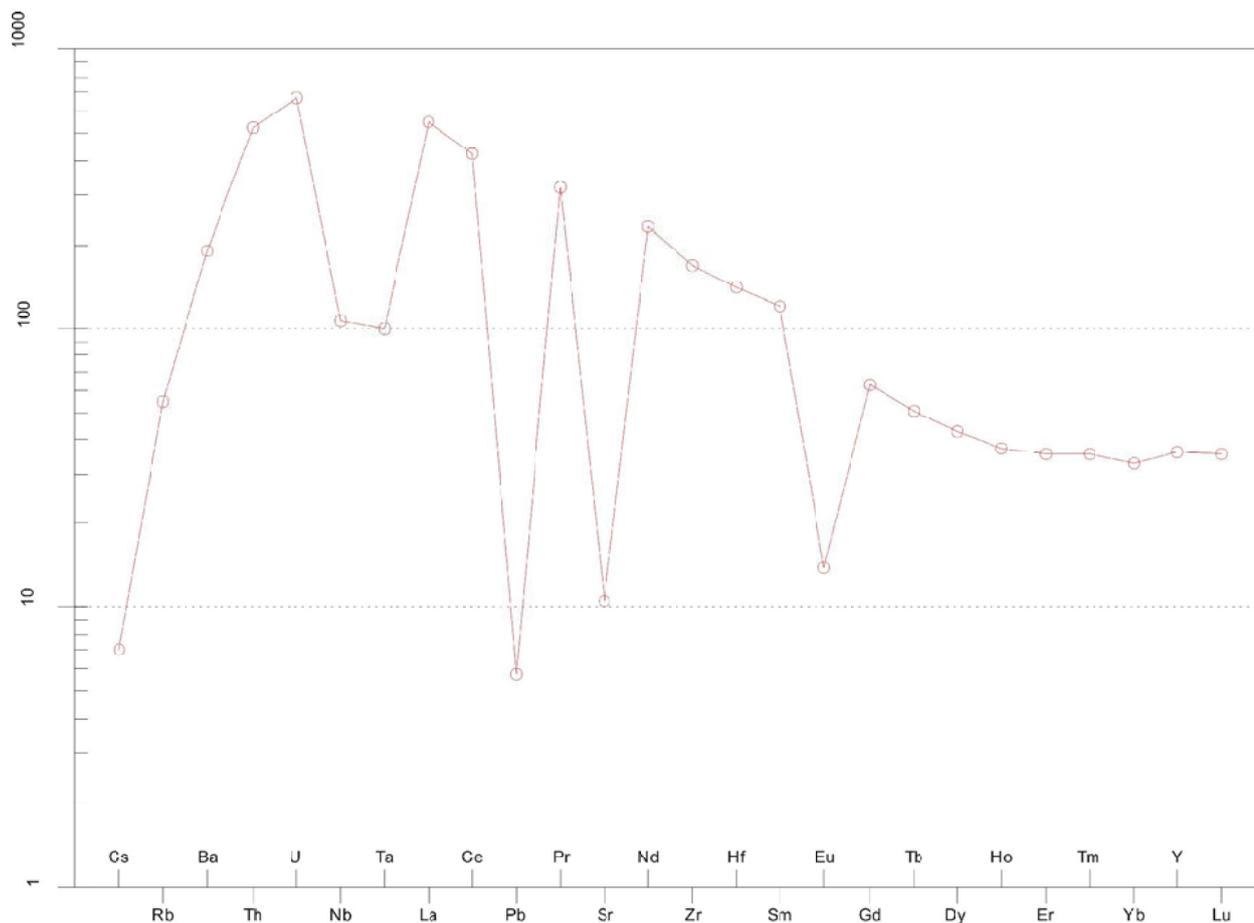


Figura 7.4.10. Representación de los análisis multielementales (spider) de la muestra de granito alcalino granofírico de la zona de Gleibat Musdar en el diagrama de normalización respecto a condritos (con los datos de Sun y Mc Donough, 1989).

Figure 7.4.10. Representation of the multielemental analyses (spider) of the granophiric alkaline granite sample from Gleibat Musdar in the chondrite normalization diagram (data from Sun and McDonough (1989)).

#### Diagrama multielemental

El diagrama multielemental muestra una anomalía negativa en algunos elementos LILE, especialmente de Cs y Rb, así como en algunos elementos típicamente asociados a la cristalización de plagioclasa, como el Sr, lo que podría ser debido a una cristalización masiva de plagioclasa en el área fuente o en una cámara profunda que hubiera eliminado este elemento de los magmas.

Se registran otras anomalías de Pb y otras mucho más ligeras de Nb-Ta. Las anomalías de Pb han sido citadas especialmente en medios asociados a plumas mantélicas, como por ejemplo en asociación con basaltos alcalinos (por ejemplo, Zhang et al., 2009).

Las anomalías de Nb han sido citadas como muy comunes en los procesos magmáticos de arcos volcánicos, pero en el caso que nos ocupa son muy poco acusadas, en contraste con lo que se observa en los arcos volcánicos. En conjunto, patrones multielementales relativamente parecidos a los aquí representados han sido descritos, por ejemplo, en los granitos alcalinos de Brasil (Seer y de Moraes, 2013)..

#### Diagrama de REE

En el diagrama normalizado de REE se aprecia una anomalía muy marcada de Eu, a la vez que una relación La/Lu cercana a 15, si

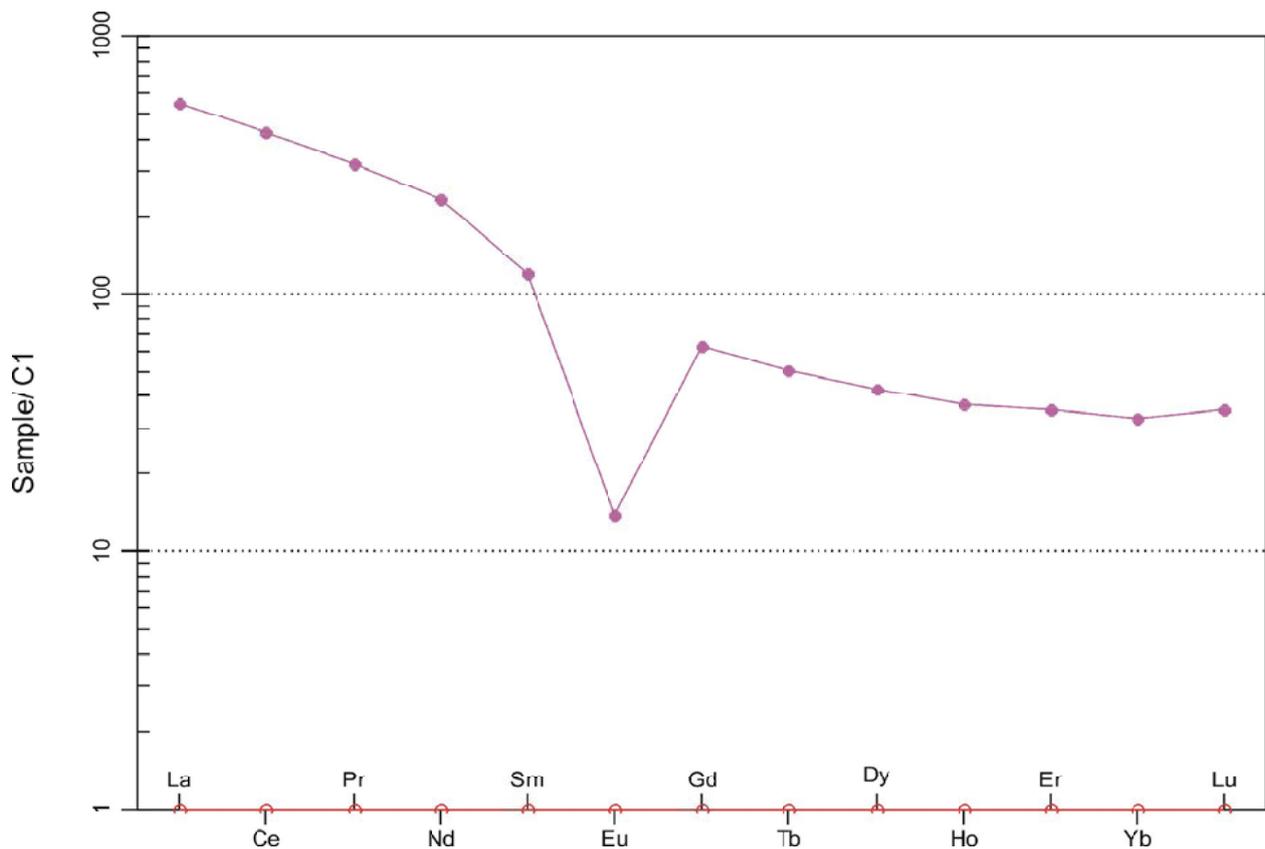


Figura 7.4.11. Representación de los análisis de REE de algunas rocas ígneas de la zona de Sfariat-Bu Daira, normalizados en base a condrito según la calibración de McDonough et al. (1991).

Figure 7.4.11. Representation of the analyses of the REE de algunas rocas ígneas from the Sfariat-Bu Daira zone, normalized on the basis of chondrite values after the calibration of McDonough et al. (1991).

bien las HREE tienden a tener una pendiente plana.

Esta anomalía fuerte de Eu ha sido relacionada con la cristalización de plagioclasa en el área fuente, y algunos autores relacionan este dato, común en muchos granitos anorogénicos (por ejemplo, Zozulya, 2005),

con la cristalización fraccionada de anortositas contemporáneas en sectores corticales más profundos, en los que se habría producido la cristalización masiva de plagioclasa, de manera que el europio habría quedado retenido selectivamente en las anortositas (por ejemplo, Bonin, 1996; Demaiffe y Moreau, 1996).



## **7.5. EL PROTEROZOICO DEL DOMINIO DE TIFARITI-BIR LEHLU-AIN BEN TILI: GEOCRONOLOGIA E HISTORIA GEOLÓGICA**

### **7.5.1. INTRODUCCION**

Por el momento se dispone de muy poco material para el trazado de una geocronología de los materiales de la zona, análogamente a lo que acontece con los datos de geoquímica. No obstante, la circunstancia de que se haya podido datar en este dominio un granitoide post-tectónico puede arrojar luz acerca de la edad de otros eventos importantes del área, por lo que creemos que es importante ofrecer y discutir estos datos.

### **7.5.2. GEOCRONOLOGIA DEL BASAMENTO DE GNEISES**

Por el momento desconocemos la edad de estos materiales en los materiales del Sáhara Occidental. Como se ve, entre la cobertura del Paleoproterozoico no afectada por metamorfismo regional (o por metamorfismo en grado sólo muy bajo) y el basamento (afectado por metamorfismo de grado alto) debe haber una discordancia y diferencias importantes de edad, puesto que se registran cambios importantes en el grado metamórfico.

En las zonas vecinas de Mauritania hay una datación algo imprecisa, realizada mediante el método de Rb/Sr, que da una edad Paleoarcaica de  $3288 \pm 162$  Ma (Rocci, 1957). Esta datación, no obstante, es muy antigua y debe tomarse con reservas.

Mucho más hacia el este, no obstante, en el dominio de Eglab en Argelia, se han encontrado por debajo de los materiales vulcanosedimentarios del Proterozoico (paquetes de riolitas y rocas sedimentarias, posiblemente muy parecidos a los que describimos en esta memoria) afloramientos de un basamento gneísico que da una edad de unos 2700 Ma (Peucat et al., 2005). Por consiguiente, puede ser interesante realizar en el futuro alguna datación de estos gneises en el basamento del Sáhara Occidental.

### **7.5.3. GEOCRONOLOGIA DE LOS MATERIALES DEL ARCO VOLCÁNICO**

No disponemos de datos de los granitoides calcoalcalinos de esta zona, como tampoco de los datos de las rocas volcánicas que constituirían los equivalentes superficiales de este magmatismo calcoalcalino.

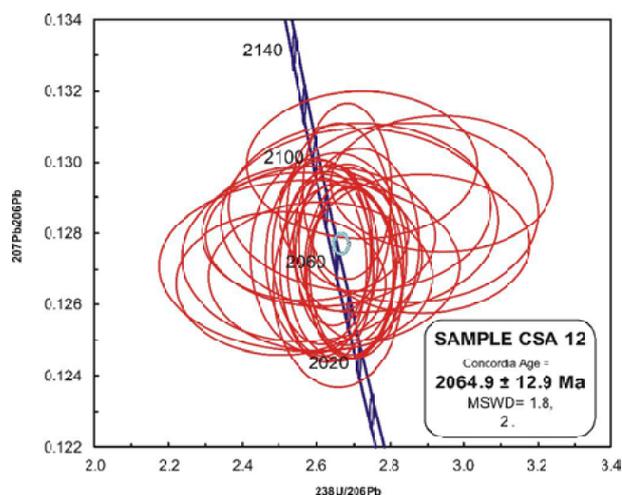
Por desgracia, no disponemos de datos de las grandes manifestaciones riolíticas de esta zona del Sáhara. Tampoco hemos encontrado muchos datos de las mismas en los estudios realizados hasta ahora en las zonas cercanas de Mauritania. Taleb (1994) cita de manera imprecisa que hay un magmatismo riolítico asociado a los granitoides de Ain Ben Tili. Estos materiales, tendrían de acuerdo con esta síntesis, una edad aproximada de  $2100 \pm 100$  Ma.

No obstante, el arco volcánico de la zona de Sfariat-Bu Daira podría tener una edad similar al de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili. Si se acepta esta hipótesis, en este caso los cuerpos dioríticos de Agarazraz Lajdar (que podrían representar un estadio precoz del magmatismo del arco) si que estaban datados como Paleoproterozoico (en  $2064,9 \pm 15$  Ma, véase capítulo 6.5 de esta memoria). Como puede verse, esta edad concuerda con la obtenida en Mauritania para los granitos de Ain Ben Tili, de manera que en espera de datos más precisos provisionalmente proponemos que ésta podría ser asimismo la edad del magmatismo calcoalcalino del arco de la zona de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili.

Edades todavía relativamente similares (de unos 1900 Ma, correspondiendo al ciclo Birimiense) han sido descritas asimismo en Mauritania para los granitoides más modernos del complejo de Ain Ben Tili (citados en la síntesis de Taleb, 1994), pero sin excepción todas estas dataciones fueron efectuadas mediante el método de Rb/Sr y todos ellos dan edades muy diversas. De este modo, los granitos de Ain ben Tili dan edades Rb/Sr de  $1930 \pm 30$ ,  $1980 \pm 30$ ,  $2150 \pm 13$ ,  $2180 \pm 13$  y  $2260 \pm 16$  (Boher et al., 1992), es decir, con algo más de 300 millones de años de diferencia. Cabe recordar que estos granitoides están afectados por importantes procesos de cizalla de escala regional y por circulación generalizada de fluidos hidrotermales, por lo que es posible que estas dataciones sean poco fiables.

En Argelia las edades de los granitoides parecen reportar dos pulsos calcoalcalinos, uno hacia 2.21-2.18 Ga y el otro hacia 2.09 Ga (Peucat et al., 2005). No hay evidencias por el momento de que estos mismos pulsos se encuentren en el Sáhara Occidental.

Por otra parte, la edad de los materiales gabroicos y peridotíticos (ofiolíticos) que en nuestra interpretación conforman la corteza oceánica asociada a los arcos volcánicos debería aproximadamente corresponderse al menos en parte con la del arco volcánico, aunque por la misma razón parte de ella podría ser mucho más antigua. Por desgracia, por el momento no se han podido datar estos



*Figura 7.5.1. Representación de la concordia para análisis de U/Pb en zircón en la muestra de granófono CSA12 de la zona de Gleibat Musdar.*

*Figure 7.5.1. Concordia plot for zircon U/Pb analyses of the CSA12 alkaline granophire sample from the Gleibat Musdar zone.*

materiales en el Sáhara Occidental y no hay dataciones de materiales similares en Mauritania que se puedan utilizar para comparar.

#### 7.5.4. GEOCRONOLOGIA DE LOS GRANITOIDES ALCALINOS TARDÍOS

La muestra CSA12, un granófono de granito alcalino, es la única muestra que hemos podido datar en todo este dominio hasta el momento mediante el método de U/Pb. Aunque algunos de los resultados marcarían una edad más antigua, en el orden de 2090 Ma, otros resultados más confiables dan una edad algo más reciente, de unos  $2064 \pm 13$  Ma (fig. 7.5.2).

Muy posiblemente este granófono no marca el final de los procesos magmáticos alcalinos, sino el tránsito entre los granitoides calcoalcalinos y los alcalinos, puesto que como se recordará este granito todavía presenta hornblenda.

En las áreas de Mauritania más cercanas, en la síntesis de Taleb (1994) se obtienen edades parecidas, así como en Argelia (Peucat et al., 2005; ver fig. 7.5.2).

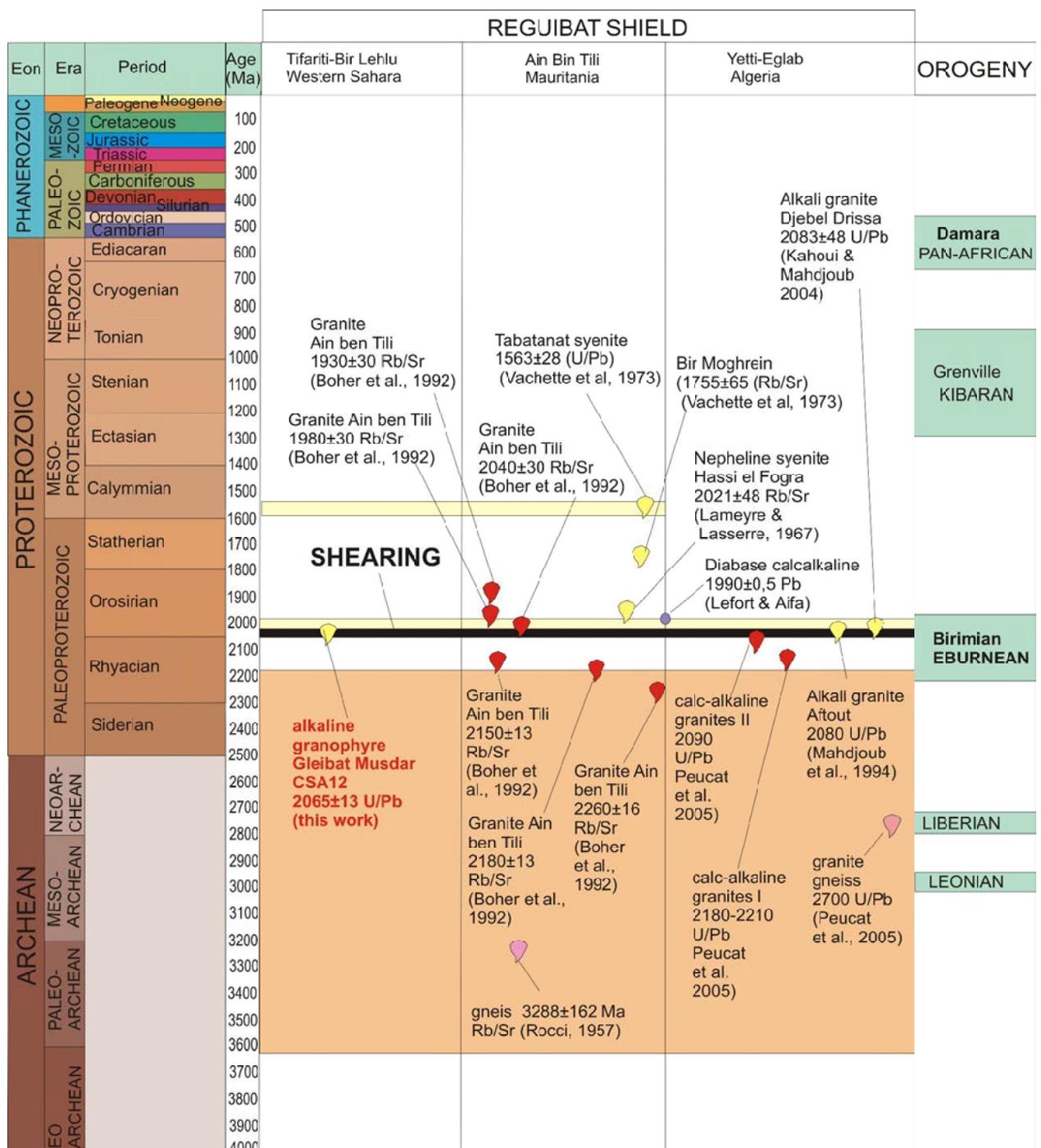


Figura 7.5.2. Cronograma provisional de los procesos geológicos que han sido identificados hasta el momento en el dominio de Tifariti-Bi Lehlu-Ain Ben Tili, con indicación de las dataciones realizadas hasta el momento, los procesos geodinámicos y magmáticos. En rojo, las dataciones propias de rocas ígneas; las otras dataciones de otros autores (en negro) en las zonas vecinas se indican a efectos de comparación. Plutones rosa, gneises; plutones rojos, calcoalcalinos; plutones amarillos, alcalinos. Marca violeta, diabasas; línea negra gruesa, cizallas. Véase texto para referencias.

Figure 7.5.2. Provisional chronogram of the up-dated geological processes that have been identified in the Tifariti-Bi Lehlu-Ain Ben Tili domain, with indication of the dating done until the present, the magmatic events and the geodynamic processes. In red colour, our own dating results; the results from other authors (in black) are offered for comparison purposes. Rose plutons, gneisses; red plutons, calcoalcaline; yellow plutons, alkaline. Violet, diabase. Black line, shearing. Please see text for references.

### 7.5.5. GEOCROLOGIA DE LOS INTRUSIVOS ALCALINOS SUBSATURADOS

Los intrusivos alcalinos subsaturados del Sáhara no ha estado todavía datados, aunque son claramente post-tectónicos. Por ello, es posible que tengan una edad similar a la de los granitos alcalinos, o sea, de unos 2.06 Ma.

Similares edades han sido obtenidas, asimismo mediante el método de U-Pb, en los cuerpos alcalinos saturados o sobresaturados de Argelia, aunque mucho más hacia el este (Mahdjoub et al., 1994; Kahoui i Mahdjoub, 2004).

### 7.5.6. HISTORIA GEOLOGICA

Las dataciones realizadas hasta ahora permiten poco más que perfilar la historia geológica del área. En la figura 7.5.2 se encuentran sintetizadas todas las dataciones que hemos localizado a manera de síntesis de los procesos geodinámicos, metamórficos y magmáticos que se han producido en el dominio considerado y en las zonas vecinas de Mauritania y de Argelia.

Los datos que disponemos de los tiempos arcaicos en el área son casi nulos. Es posible que algunos de los materiales gneísicos del basamento tengan esa edad, y un estudio sistemático posiblemente acabe por certificarlo. Por el momento parece que hay algunos ejemplos de evidencias de la existencia de dominios con basamento continental mesoarcaico en Mauritania y Argelia. Pero este puede que no sea el régimen para todas las zonas, puesto que hay abundantes cuerpos serpentiniticos o gabroicos en todo el dominio que pueden ser interpretados tentativamente como ofiolíticos. De ser ello cierto, se abre la posibilidad de que existiera un basamento oceánico de edad incierta porque no hay ninguna datación de estos materiales, pero que abarque muy posiblemente desde el Arcaico hasta el Proterozoico inferior.

Por otra parte, la existencia de magmatismo bimodal, incluso con cuerpos de riolitas y posiblemente ignimbritas, y la posible presencia de magmatismo boninitico, unido a

lapresencia de intrusivos calcoalcalinos con algunas señales geoquímicas de arco, al menos en las zonas adjuntas (véase capítulo 6). No obstante, todos los autores que han desarrollado estudios geoquímicos en las rocas ígneas calcoalcalinas vecinas, tanto de Mauroitania como de Argelia, coinciden en proponer un modelo de arco para la formación de las rocas de este dominio durante el Paleoproterozoico (por ejemplo, Mahdjoub et al., 1994; Kahoui i Mahdjoub, 2004, Peucat et al., 2005). Así pues, proponemos que en el dominio de Tifariti-Bir Leh-lu-Ain Ben Tili se instaló durante el Paleoproterozoico inferior un conjunto de paleoarcos volcánicos, posiblemente separados entre ellos por microcontinentes con basamento continental, en los que se desarrolló un activo magmatismo, generando cuerpos intrusivos y extrusivos de afinidad calcoalcalina, con granitoides desde dioritas hasta granitos y rocas volcánicas desde basaltos hasta riolitas (incluyendo dacitas y riolitas y, posiblemente, andesitas y boninitas).

La presencia de cuerpos básicos y ultrabásicos, como se ha comentado, se ha interpretado en términos de rocas ofiolíticas, de manera que estos arcos posiblemente estuvieran, al menos en part, instalados sobre corteza oceánica. Esta corteza oceánica puede ser potencialmente fuente de mineralizaciones de Cr (en la zona de suprasubducción) o de Cu (en cuerpos de sulfuros masivos).

Por otra parte, la erosión simultánea de los edificios volcánicos y del basamento produjo una serie de sedimentos en las zonas de forearc y backarc, esencialmente detríticos, muy a menudo gruesos y poco maduros, ricos en feldespatos, como las grauvacas. No son raros tampoco sedimentos químicos como los cherts y las pizarras negras; estos sedimentos finos y ricos en materia orgánica podrían representar cuencas euxínicas con sedimentos en posición distal a las fuentes detríticas. Son, a su vez, una fuente probable de muchos metales base y preciosos, base para futura mineralizaciones en otros contextos.

Este régimen podría haberse extendido hasta el dominio de Sfariat, donde hay no obstante un mayor desarrollo de materiales del

basamento. La edad de este magmatismo ha sido calculada en Argelia y Mauritania entre 2.1 y 2.2 Ma., aunque en el Sáhara podría ser algo más joven, hacia 2.06 Ma quizás por migración de los arcos. En asociación con este magmatismo se han producido en numerosos dominios del Sáhara mineralizaciones de Au de tipo epitermal. Es posible que haya habido, además, otros tipos de mineralización típicos de este contexto (p. ej., skarns o depósitos de pórfidos), pero debe realizarse una exploración con más detalle.

A finales del Paleoproterozoico inferior se produce una compresión que implica la formación de grandes cabalgamientos con un acortamiento crustal muy importante, reflejado en el extenso desarrollo de las cizallas regionales, con un desarrollo aparentemente sinistral, desplazándose los materiales hacia el W. Estas cizallas cortan a los materiales de los arcos anteriormente citados, produciéndose a menudo cabalgamientos del basamentos sobre la cobertera. Estas cizallas han sido motor de circulación de fluidos hidrotermales que han formado mineralizaciones auríferas (y, posiblemente, de PGE y REE) en numerosos puntos de todo el Sáhara. Estas fracturas serían posiblemente contemporáneas con algunos de los cuerpos intrusivos.

Hacia finales del Paleoproterozoico inferior se produce, además, un cambio en el magmatismo, de manera que aparece un nuevo

magmatismo alcalino, saturado o subsaturado, que produce grandes cuerpos intrusivos post-tectónicos, en lo que podrían ser evidencias de un fin de ciclo, con procesos de rifting generalizados y la génesis de grandes volúmenes de magma asociados a un ascenso mantélico. En este contexto se espera que puedan encontrarse recursos de elementos raros, principalmente REE (especialmente, HREE), Nb, U y, posiblemente, Sn. No se puede descartar que se pueda encontrar en el futuro mineralizaciones de elementos raros en carbonatitas o, incluso, diamantes en kimberlitas.

El proceso se cierra con dos series de diques de diabasas de afinidad geoquímica todavía desconocida y edad incierta, pero claramente pre-Paleozoica.

A finales del Proterozoico se instala un régimen cratónico, con desarrollo de procesos erosivos que tienden a arrasarse los paleorelieves existentes formados durante los ciclos orogénicos anteriores, y a formar una vasta penillanura erosiva.

Procesos de rifting a finales de este periodo generan amplios márgenes continentales en que se instalan series de plataformas sedimentarias, especialmente carbonatadas, durante el conjunto del Paleozoico. Estos sedimentos se depositan sobre la penillanura erosiva formada a finales del Neoproterozoico y antes del Paleozoico.



## 7.6. EL PROTEROZOICO DEL DOMINIO DE TIFARITI-BIR LEHLU-AIN BEN TILI: METALOGENIA

### 7.6.1. INTRODUCCION

El Proterozoico de la franja norte del Sáhara Occidental ocupa una franja de terreno relativamente estrecha y muy alargada en dirección E-W, en la que hasta el momento no se han realizado operaciones de minería. No obstante. Tampoco en la época colonial se realizó ningún avance en el estudio de los recursos del área.

No obstante, en las zonas del norte de Mauritania limítrofes sí que se han realizado operaciones mineras muy recientemente por parte de una empresa española (mina de oro Conchita), incluyendo abundantes labores de reconocimiento mediante trincheras de las mineralizaciones, aunque se encuentran paralizadas en este momento.

Por otra parte, en este dominio también Hanno Resources ha realizado campañas de exploración para oro y el autor de esta monografía ha participado como miembro del equipo de exploración en diversas campañas en el área en 2012 y 2013. En el curso de estas campañas, y en las realizadas por el autor en el año 2007, se han localizado diversos indicios de mineralización en el área. En estas campañas no se ha podido realizar una exploración sistemática y exhaustiva, sino tan sólo una exploración muy preliminar de aquellos elementos geológicos detectados en la foto satélite y marcados como posibles objetivos más relevantes. De todos modos,

aunque los datos disponibles son todavía muy preliminares, y deben complementarse con una exploración mucho más completa y sistemática, pueden ofrecer una visión general de los posibles objetivos mineros de interés en la unidad.

De hecho, en el dominio afloran una amplia variedad de posibles metalotectos. En primer lugar, unas series con volcanismo de arcos-isla, con granitoides asociados, y que podría ir asociado con depósitos de tipo porphyry o con VMS, o epitermales. En la misma línea, la presencia de posibles ofiolitas puede conllevar la presencia de depósitos VMS tipo Chipre o incluso de mineralizaciones de Cr-PGE asociada a series ofiolíticas.

Por desgracia, no se han encontrado trazas de depósitos VMS o pórfidos. No obstante, algunas mineralizaciones de la zona más oriental del Sáhara presentan características más bien típicas de los depósitos epitermales, aunque se encuentran en zonas sujetas a una fuerte tectonización y pueden corresponder a depósitos orogénicos de oro, parecidos a los descritos en otras áreas contiguas. Sea como sea, la presencia de las cizallas de alcance regional representa sin duda un evento metalogenético de primer orden también en esta zona.

Finalmente, la presencia del magmatismo alcalino generalizado en este dominio abre otra puerta para la exploración sistemática del área, en este caso para elementos raros.

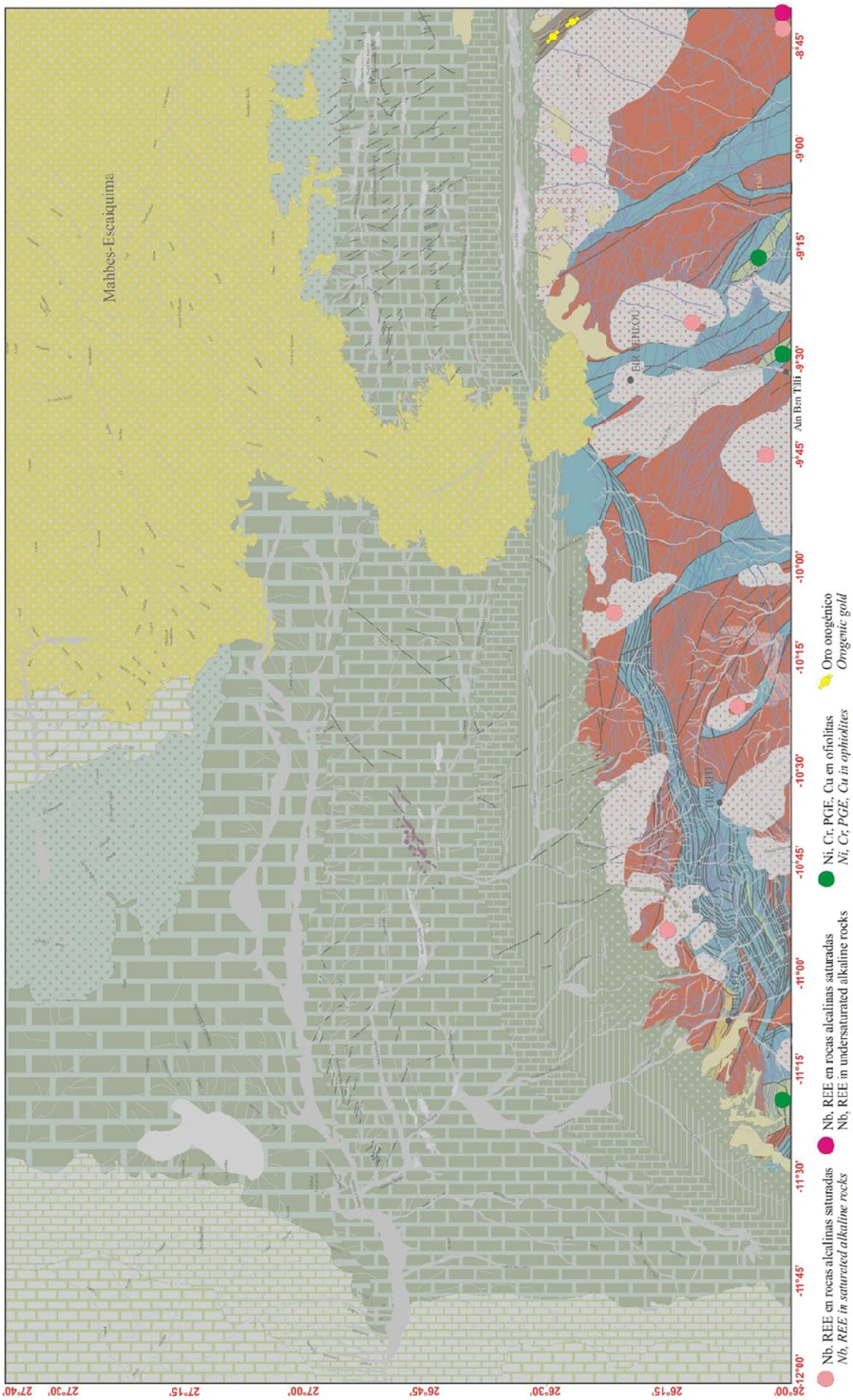


Figura 7.6.1. Mapa metalogénico del dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain-Ben Tili.

Figure 7.6.1. Metallogenetic map of the Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili domain.

Como se verá en los siguientes apartados, los recursos de minerales metálicos efectivamente localizados en esta zona no son importantes, 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 7.6.1.

### **7.6.2. METALOGENIA DEL BASAMENTO DE GNEISES Y MIGMATITAS**

Se dispone por el momento de muy pocos datos sobre las rocas del basamento, cuyos afloramientos parecen ser muy limitados a algunas bandas de cizalla; de momento no se han localizado mineralizaciones de interés, aunque por el tipo de materiales presente no parecen ser muy perspectivas.

Algunas rocas gneísicas y, muy particularmente, las migmatíticas, podrían ser aprovechadas para la preparación de rocas ornamentales.

### **7.6.3. METALOGENIA DE LAS SERIES METAPELÍTICAS**

Por el momento no se han encontrado mineralizaciones interesantes en estas rocas. En caso de que se diera un contacto discordante entre las series de pizarras negras del Proterozoico con series terrígenas continentales del Paleozoico, en este caso sería interesante examinar la posibilidad de que existiera alguna mineralización de U-REE asociada a discordancias, siguiendo el modelo de depósitos de U asociados a discordancias, como lo son, por ejemplo, los depósitos de Saskatchewan en Canada (Marmont, 1990; Ruzicka, 1995; Fayek y Kyser, 1997; Kyser y Cuney, 2009). No obstante, por el momento no han aparecido evidencias de este tipo de depósito en el Sáhara Occidental. Si bien es verdad que tampoco se ha explorado buscando precisamente este tipo de recurso, muchas de las series del Paleozoico son marinas.

Ahora bien, las pizarras negras pueden ser un material especialmente propenso a actuar como trampa reductora para elementos RSE (redox sensitive elements) pero también de platinoídes (Pašava, 1993), de modo que la presencia de series potentes de pizarras negras podría haber actuado al menos como mecanismo eficaz de preconcentración de estos elementos, creando así un stock metálico que sería especialmente crítico de cara a los procesos hidrotermales posteriores (por ejemplo, las cizallas o los intrusivos) para poder proporcionar alimentación de metales o azufre a un nuevo proceso mineralizante. Además, teniendo en cuenta que las pizarras negras actúan como un excelente nivel de despegue de los cabalgamientos, es posible que la conjunción de estas preconcentraciones y las cizallas hayan podido ser un buen elemento metalogenético, por lo que sería importante realizar una exploración profunda en aquellas zonas en que las pizarras negras hayan podido actuar como niveles de despegue de cabalgamientos y haya evidencias de circulación hidrotermal, como por ejemplo zonas de alteración hidrotermal o filones de cuarzo. Por el momento esto no se ha llevado a cabo de manera sistemática, aunque Hanno ha desarrollado un muestreo de muchos filones de cuarzo de la zona.

Las grauvacas y cuarcitas no tienen el mismo papel metalogenético, y pueden considerarse como estériles en primera instancia. No obstante, este tipo de cuencas podrían contener recursos de tipo sedimentario-exhalativo (SEDEX; Large, 1979, 1980, 1981, 1983; Gustafson y Williams, 1981; Russell, 1983; Pouit, 1984; Russell, 1988a,b; Russell et al., 1991). No se puede ser muy optimista para encontrar grandes recursos de este tipo de fácil localización, puesto que el estudio fotogeológico los hubiera localizado fácilmente, gracias a que normalmente presentan zonas de gossanización muy grandes y éstas no han sido observadas hasta el momento. Queda como posibilidad, no obstante, que estos depósitos no lleguen a aflorar y puedan encontrarse en profundidad, aunque para ubicarlos harían falta campañas de exploración geofísica complejas.

#### 7.6.4. METALOGENIA ASOCIADA A LOS CUERPOS OFIOLÍTICOS

En el dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain-Ben Tili afloran profusamente cuerpos de rocas básicas y ultrabásicas cuyas características texturales y su localización, a falta de datos analíticos, sugieren que pueden corresponder a cuerpos ofiolíticos.

##### *Cromitas podiformes*

La presencia de corteza oceánica en esta zona abre la posibilidad de que puedan existir cuerpos de cromitas podiformes (Lago et al., 1982, Proenza et al., 1999), que podrían estar asimismo mineralizadas en PGE, especialmente Ir, Os, Ru (véase, por ejemplo, Economou-Eliopoulos, 1996) y quizás en Ni y asbestos (Maiolits y Michaelides, 1979).

Estos depósitos estarían más bien asociados con los niveles mantélicos ricos en peridotita serpentizada más que no con los gabroicos. Por el momento, se han localizado cuerpos de peridotitas de apariencia ofiolítica por lo menos en un afloramiento del dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili. Puesto que la cartografía no es en absoluto exhaustiva y que la zona es de gran extensión, pueden haber esperanzas de encontrar algún depósito.

##### *Depósitos de sulfuros masivos VMS tipo Chipre*

Por otra parte, no puede tampoco descartarse en este caso la presencia de un volcanismo basáltico que podría asimismo estar asociado a la presencia de depósitos VMS principalmente con Cu de tipo Chipre (Large, 1977; Coleman, 1977; Franklin et al., 1981; Sawkins, 1990).

No obstante, por el momento no se han encontrado en otras partes del mundo depósitos de este tipo más antiguos que el Neoproterozoico (Dergachev et al., 2010), lo que pone un primer punto negativo.

Además, como estos depósitos son de sulfuros masivos podemos proponer para ellos las mismas objeciones que se han indicado para el caso de los sedex.

#### 7.6.5. METALOGENIA ASOCIADA AL MAGMATISMO CALCOALCALINO DEL PALEOPROTEROZOICO INFERIOR

Uno de los elementos más característicos de la zona es la presencia de un magmatismo calcoalcalino que comprendería por una parte las raíces plutónicas (con granitos, granodioritas, dioritas, etc.) y las manifestaciones volcánicas correspondientes (incluyendo riolitas, riodacitas, dacitas, basaltos y muy posiblemente boninitas). Todas estas rocas parecen corresponder a un magmatismo de arco volcánico, representando un magmatismo bimodal en grados diversos de madurez del arco. Aparentemente en esta zona, queha sufrido un gran acortamiento durante el Proterozoico con la formación de las cizallas, pueden haber cabalgado varios paleoarcos volcánicos, posiblemente en su mayoría desarrollados sobre corteza oceánica (por la presencia de ofiolitas).

Es evidente que, si aceptamos este tipo de contexto, se abren posibilidades de localizar las típicas mineralizaciones asociadas a los arcos (Sawkins, 1990).

De este modo, en las zonas del dominio epizonal del arco pueden esperarse depósitos porfidicos (principalmente de Cu, quizás Mo, Au; Lowell y Guilbert, 1970; Titley y Beane, 1981; Westra y Keith, 1981; White et al., 1981; MacMillan y Panteleyev, 1988) y skarns en los contactos de los intrusivos con rocas carbonatadas (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1983, 1989, 1992). Además, podrían darse depósitos VMS (Franklin et al., 1981; Cox y Singer, 1986; Stanton, 1991) o epitermales (Hayba et al, 1985; Heald et al, 1987; Lydon, 1988; Berger y Henley, 1989, White, 1991, White y Hedenquist, 1995) en paleoambientes superficiales. Discutiremos cada una de estas posibilidades.

##### *Depósitos asociados a pórfidos*

Por el momento, en el Sáhara Occidental no se han observado mineralizaciones de sulfuros en asociación con los cuerpos calcoalcalinos intrusivos, lo que no es una buena señal para la presencia de

mineralizaciones de tipo porfirico (Cu-Mo-Au), aunque el examen es todavía muy preliminar.

Una importantelimitación para la existencia de estos depósitos parece ser que aparentemente no se distinguen en las imágenes de foto satélite importantes zonas de desarrollo degossan sobre los granitoides calcoalcalinos del área.

### *Skarns*

Para el desarrollo de skarns se requiere de la presencia de potentes plataformas carbonatadas interaccionando con cuerpos graníticos, y sin embargo en el dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili la presencia de carbonatos parece ser mucho más minoritaria que en otras zonas. Por ello, no parece que este tipo de yacimiento vaya a ser importante en este dominio.

### *Depósitos VMS de sulfuros masivos*

Puesto que las series encajantes de las rocas volcánicas se formaron en medios aparentemente oceánicos, podría esperarse la formación de depósitos de sulfuros masivos de tipo VMS. En la zona existe un abundante volcanismo bimodal ácido-básico, con importante desarrollo sobretodo de los términos dacíticos y riolíticos, lo que podría ser motor de circulación de fluidos hidrotermales. Además, la presencia de pizarras negras también podría contribuir a mejorar la eficacia del proceso mineralizante.

No obstante, como hemos indicado, por el momento no se han encontrado gossan importantes, aunque no se descarta en absoluto la presencia de este tipo de mineralizaciones en profundidad.

Por ello, debe estarse excepcionalmente atento en futuras campañas a cualesquier señal de posible removilización, por ejemplo, el hallazgo hipotético de pequeños filones con mineralizaciones de sulfuros o sus alteraciones, que puedan sugerir indirectamente con su presencia que se haya producido en profundidad un lavado de preconcentraciones de minerales metálicos.



*Figura 7.6.2. Afloramiento de filones de cuarzo fuertemente meteorizados en la penillanura de Lemtareg, E del Sáhara.*

*Figure 7.6.2. Outcrop of strongly weathered quartz veins on the Lemtareg peneplain, E of Sahara.*

### *Depósitos epitermales*

Los arcos volcánicos son un ambientes en el que pueden aparecer mineralizaciones epitermales, especialmente en asociación con vulcanismo ácido.

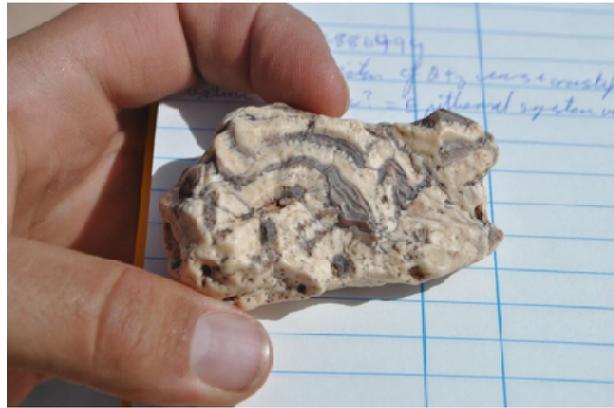
Por consiguiente, debe hacerse una referencia a una serie de filones de cuarzo que afloran en el este del Sáhara occidental, en la llanura de Lemtareg (fig. 7.6.2). Los afloramientos son de muy mala calidad y es difícil poder precisar la estructura de los mismos e incluso el tipo de roca encajante, puesto que en la penillanura afloran solamente restos de filones muy destrozados por efecto de la intemperización y los fuertes cambios térmicos del desierto (fig. 7.6.2). Sólo con dificultad llega a intuirse la situación de los filones y su trazado; aparentemente hay varios filones y están muy poco espaciados, con una potencia en el orden métrico. No obstante, se trata de típicos filones de cuarzo hidrotermal, lechoso, que debían tener una potencia notable a juzgar por la anchura de la zona con fragmentos de cuarzo. Las vetas se encuentran en un contexto en el que aparecen potentes cuerpos riolíticos pero también metasedimentos, todo ello afectado por las cizallas, de manera que siempre planea un interrogante sobre el papel de las cizallas en la génesis de estos filones.

No obstante, este cuarzo cuarzo presenta típicas texturas de los yacimientos epitermales de baja sulfidación, como pueden ser la presencia de calcedonia o de un bandeado centimétrico muy continuo, con cristales de cuarzo aciculares o columnares, dispuestos en agregados paralelos o radiales resultando crecimientos coliformes-crustiformes (fig. 7.6.3). También se han observado en algunos casos brechas rebozadas por crecimientos de cuarzo drusiforme, con los ejes de los cristales aproximadamente perpendiculares al contacto con los fragmentos de roca (textura en cocarda o «cockade»).

La textura coliforme-crustiforme y el bandeado rítmico son texturas que han sido interpretadas como el producto de una precipitación de cuarzo, originalmente en forma de calcedonia, en cavidades abiertas en sistemas epitermales someros (Bodnar et al., 1985; Fournier, 1985).

Además, llegan a verse muchísimos moldes de cristales tabulares de longitud centimétrica (fig. 7.6.4). La presencia de moldes tabulares en el cuarzo podrían corresponder a la disolución de calcita hojosa dentro del cuarzo; a veces, además, se produce el relleno de la cavidad por otras generacione de cuarzo (Dong et al., 1995; Etoh et al., 2002). La presencia de calcita hojosa en los ambientes epitermales, a su vez, ha sido explicada como el resultado de fenómenos de ebullición durante la precipitación de las vetas; precisamente, la ebullición de los fluidos hidrotermales es el factor que puede ayudar a desestabilizar los complejos que transportan los metales preciosos, y por ello éstos precipitan de forma masiva en estas zonas de ebullición (Simmons y Christenson, 1994; Hedenquist et al., 2000).

Así pues, pese a la ausencia de buenos afloramientos que permitan delimitar la forma de los afloramientos y sus relaciones con la roca de caja, todas estas texturas sugieren que estas vetas se formaron a partir de procesos epitermales de baja sulfuración, y que en ellos llegaron a producirse localmente fenómenos de ebullición, los cuales son los responsables de la precipitación de los metales nobles que puedan existir en solución y, por tanto, de la



*Figura 7.6.3. Muestra de la mineralización filoniana anterior, mostrando cuarzo bandeado con texturas coliforme-crustiformes.*

*Figure 7.6.3. Sample of the above vein mineralization, showing banded colloform-crustiform textures.*



*Figura 7.6.4. Otro detalle de una muestra de la veta anterior, con cuarzo mostrando fantasmas de calcita hojosa disuelta.*

*Figure 7.6.4. Another sample of the above quartz vein, with quartz showing phantoms of solved bladed calcite crystals.*

aparición de depósitos de alta ley. Ahora bien, para poder certificar el modelo de depósito puede ser crítico llegar a disponer de láminas delgadas para estudiar la mineralogía de las zonas de alteración del encajante y ver si, efectivamente, puede haber una alteración del tipo adularia-sericita, típica de los depósitos epitermales de baja sulfidación (Simmons et al., 2005).

En todo caso, además, el papel de las cizallas en estos depósitos debe ser también cuidadosamente evaluado, pues como mínimo pueden haber producido removilizaciones de la mineralización primaria.

### **7.6.6. METALOGENIA ASOCIADA AL MAGMATISMO ALCALINO DEL PALEOPROTEROZOICO INFERIOR**

Como se recordará, en el dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain-Ben Tili existen extensos afloramientos de rocas alcalinas post-tectónicas sobresaturadas, además de menores afloramientos de rocas alcalinas subsaturadas. En realidad, es el dominio que presenta mayor cantidad de rocas de esta afinidad en todo el Sáhara Occidental. Estas rocas son indicativas a escala global casi siempre de un volcanismo alcalino de intraplaca anorogénico, típicamente asociado con rifting (Bonin, 2007). Como se ha indicado, en el caso del Sáhara Occidental, este rifting se habría producido a finales del Paleoproterozoico.

A escala mundial, este tipo de rocas son generalmente ricas en elementos raros, muy particularmente Nb, REE, Nb, Th, Ta, etc; Kogarko, 1990; Salvi y Williams-Jones, 2005, Chakhmouradian y Zaitsev, 2012), especialmente en los litotipos más evolucionados y más ricos en volátiles, muy particularmente el F (p. ej., Dudkin, 1997). De hecho, estas rocas por lo menos presentan siempre anomalías geoquímicas en estos elementos cuando se comparan con otros granitoides (p.ej. Vlasov, 1966). Además, ya se han discutido perspectivas de mineralización de este tipo para otros dominios del Sáhara (Lehbib et al., 2011; véase otros capítulos de metalogenia de esta memoria).

Las mineralizaciones localizadas hasta el momento en la zona de Tiferiti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili no pasan del nivel de indicio mineralizado; no obstante, la amplísima distribución de estas rocas en el dominio considerado, la presencia contrastada de algunas mineralizaciones y la existencia de algunos litotipos geoquímicamente muy evolucionados, potencialmente favorables para estar mineralizados, sugiere que pueden haber mineralizaciones de interés y que no debe descartarse una exploración en el área. Además, las rocas alcalinas acostumbran a estar enriquecidas en HREE (Chakhmouradian y Wall, 2012) y estos elementos son

actualmente de importancia estratégica para la UE (Hatch, 2012).

Cabe recordar que, por otra parte, la presencia de magmatismo anorogénico alcalino puede ir asociado con otras rocas típicas de este ambiente, como carbonatitas y kimberlitas, con sus mineralizaciones correspondientes (Barker, 1996; Pell, 1996; Downes et al., 2005; Mitchell, 2005; Woolley y Kjarsgaard, 2008; Verplanck et al., 2014). No debe olvidarse que en la actualidad las carbonatitas son una fuente importantísima de Nb y de REE (Mariano, 1989a,b; Möller, 1989). Por tanto, debe realizarse una exploración mucho más completa de estos litotipos.

#### **7.6.6.1. Rocas plutónicas alcalinas sobresaturadas**

Las rocas alcalinas sobresaturadas son las más comunes en el dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain Ben Tili, y algunos tipos son muy evolucionados, llegando a presentar abundantes accesorios apgáuticos e incluso fluorita (véase capítulo 7.2), por lo que son buenos candidatos para contener mineralización.

A escala mundial, por lo general, los depósitos de REE que encajan en plutones alcalinos tienden a desarrollarse en las rocas más agpáíticas, que pueden ser identificadas fácilmente en el campo precisamente por la existencia de minerales accesorios ricos en álcalis, como egirina y anfíboles alcalinos (especialmente riebeckita, pero también arfvedsonita) y muy especialmente por la presencia de minerales ricos en volátiles y sobretodo, de fluorita u otros fluoruros (Belolipetsky, 1997).

De hecho, los granitoides alcalinos ricos en fluor han sido reconocidos a escala mundial como un potencial recurso para REE, pudiendo encontrarse depósitos grandes de este tipo, como en Canadá (Pinckston y Smith, 1995; Taylor y Pollard, 1996; Sheard et al., 2012), Arabia Saudí (Drysdall et al., 1984, Drysdall y Douch, 1986; Harris et al., 1986), Mongolia (Kovalenko et al., 1995) o Brasil

(Horbe y Costa, 1999; Neto et al., 2009). Por tanto, estos magmas ricos en volátiles pueden ser especialmente eficaces para el transporte de elementos raros, concentrándose a menudo los minerales de elementos raros en los estadios tardíos (Salvi y Williams-Jones, 1990, 1996; Salvi et al., 2000).

Por otra parte, estos tipos de granitoides pueden tener asociadas pegmatitas de tipo NYF, muy particularmente en las zonas apicales o en sus proximidades (Černý, 1982, 1991a, Černý et al., 1997, Černý y Ercit, 2005; Ercit, 2005; London, 2008; Prol-Ledesma et al., 2012), las cuales acostumbran a presentar mineralizaciones de elementos raros, muy particularmente de Nb, Y y HREE (Möller, 1989, Černý, 1991b; Linnen et al., 2012).

En el caso del Sáhara disponemos de muy pocos datos todavía sobre las mineralizaciones ligadas a estos granitoides, pero el estudio preliminar de algunas láminas delgadas confirma que existen mineralizaciones de REE en todas ellas y eventualmente de Zr y Nb.

Los granitos alcalinos granofíricos de Gleibat Musdar, al SW de Tifariti, han sido los primeros en ser estudiados detalladamente con ayuda del microscopio electrónico. Aunque estos granitoides no se cuentan entre los más evolucionados, presentan mineralización de REE, encontrándose muchos de los minerales característicos de este tipo de depósitos. De este modo, ya se vió que el zircón es un mineral común, así como la allanita. Como ha se indicó en los capítulos anteriores, la allanita es bastante frecuente, y corresponde al término extremo de la serie rica en Ce, siendo muy pobre en Y+REE.

Por otra parte, como se recordará, la allanita acostumbra a reemplazar a otros silicatos de REE, muy particularmente a cristales preexistentes de perrierita-(Ce), otro mineral muy pobre en Y+REE; no obstante, como otros productos de este reemplazamiento además de la allanita aparecen pequeños cristales de monacita-(Ce) y, a veces, de aeschynita-(Y). Este último es el primer mineral de HREE que ha aparecido en esta zona (fig. 7.6.5). Puesto que la perrierita precursora es pobre en Y+REE, es posible que los fluidos residuales se concentren progresivamente en

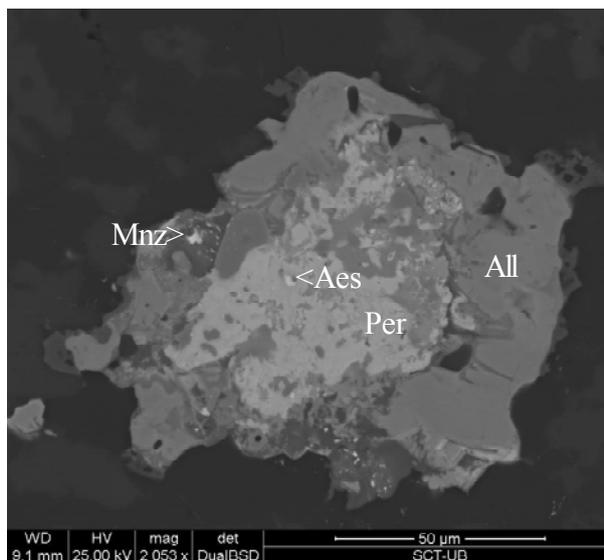


Figura 7.6.5. Secuencia de reemplazamiento de perrierita en el granófico alcalino de Gleibat Musdar. Per, perrierita-(Ce), All, allanita-(Ce), Aes, aeschynita-(Y), Mnz, monacita-(Ce). Imagen de SEM, modo BSE. Figure 7.6.5. Sequence of replacement of perrierite from the Gleibat Musdar alkaline granophyre. Per, perrierite-(Ce), All, allanite-(Ce), Aes, aeschnynite-(Y), Mnz, monazite-(Ce). SEM image, BSE mode.

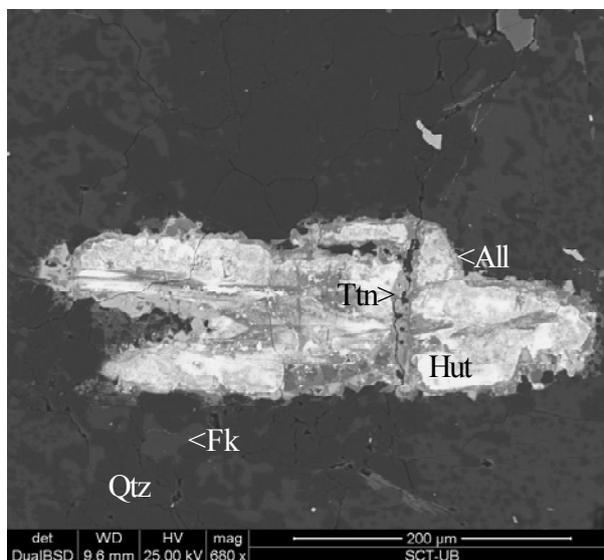


Figura 7.6.6. Secuencia de reemplazamiento de huttonita en el granófico alcalino de Gleibat Musdar. Hut, huttonita, All, allanita-(Ce), Ttn, titanita, FK, microclina, Qtz, cuarzo. Imagen de SEM, modo BSE. Figure 7.6.6. Sequence of replacement of perrierite from the Gleibat Musdar alkaline granophyre. Hut, huttonite, All, allanite-(Ce), Ttn, titanite, FK, microcline, Qtz, quartz. SEM image, BSE mode.

HREE, de manera que deberían examinarse con especial atención los posibles enriquecimientos en HREE en las mineralizaciones tardías asociadas a estos granitos y, quizás, en los posibles skarns que pudieran generarse.

La allanita puede también reemplazar a otros minerales, como la huttonita (fig. 7.6.6, 7.6.7), asimismo en asociación con titanita; o la fluorbritholita-(Ce). Así pues, estos granitoides están enriquecidos en Th y posiblemente en U, lo que es común en los granitos alcalinos pero puede ser un aspecto penalizante.

De acuerdo con los datos de microsonda disponibles, la allanita de Gleibat Musdar no parece ser especialmente rica en HREE, al contrario que las de otros granitos alcalinos (Peterson y MacFarlane, 1993), pero este es un extremo que debe comprobarse mucho más detalladamente en muchas más muestras en el resto de granitoides.

Por todo ello, el potencial de los granitos alcalinos de la zona de Tifariti-Bir Lehlou-Ain Ben Tili puede catalogarse de moderado. Se desconoce si estos granitoides, a semejanza de lo que acontece en otros granitoides alcalinos, no pueden presentar mineralizaciones de Sn asociadas a cúpulas albitizadas o en filones hidrotermales peribatolíticos.

#### 7.6.6.2. Rocas plutónicas alcalinas subsaturadas

Las rocas alcalinas subsaturadas pueden ser otra fuente de elementos raros (Sørensen, 1974, 1992), principalmente Nb y REE. En ocasiones han sido utilizadas, atendiendo a la alterabilidad de la nefelina, como fuente de álcalis para suelos agrícolas.

En el caso de las sienitas nefelínicas de la zona de Tifariti-Bir Lehlou-Ain Ben Tili se desconoce totalmente su potencial en elementos raros. En las láminas realizadas hasta el momento no se han descubierto mineralizaciones interesantes, pero se considera que el potencial está intacto.

Por otra parte, en todo caso la porción de afloramiento del intrusivo de Hasi el Fogra comprendido dentro del Sáhara Occidental es

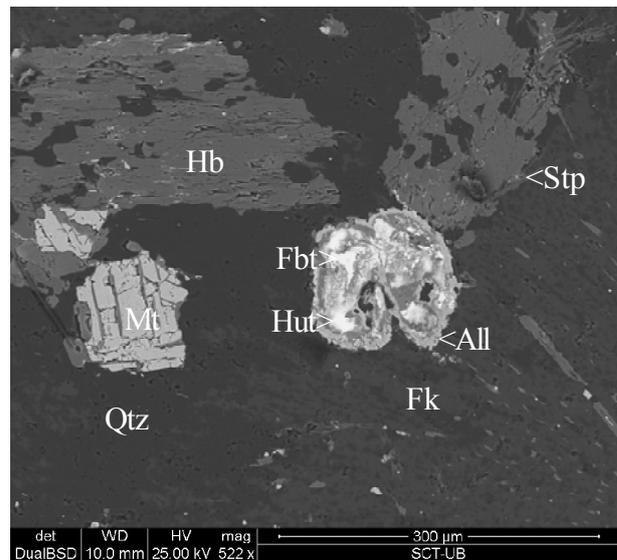


Figura 7.6.7. Reemplazamiento de huttonita (hut) y fluorbritholita (Fbt) por allanita-(Ce) (All) en el granófilo alcalino de Gleibat Musdar. FK, microclina, Qtz, cuarzo, Hb, Hornblenda, Mt, magnetita, Stp, stilpnomelana. Imagen de SEM, modo BSE. Figure 7.6.7. Replacement of huttonite (Hut) and fluorbritholite-(Ce) (Fbt) by allanite-(Ce) (all) at the Gleibat Musdar alkaline granophyre. FK, microcline, Qtz, quartz, Mt, magnetite, Hb, ferrohornblende, Stp, stilpnomelane. SEM image, BSE mode.

muy reducida, por lo que de existir, los recursos disponibles sólo pueden ser muy limitados.

#### 7.6.7. METALOGENIA ASOCIADA A LAS ZONAS DE CIZALLA

Como se recordará, en el dominio de Tifariti-Bir Lehlou-Ain Ben Tili se reconocen importantes zonas de cizalla regionales, en las que se encuentran involucrados gabros ofiolíticos, series pelíticas incluyendo pizarras negras, rocas volcánicas y granitoides del arco y los materiales del basamento continental.

Ya hemos visto en apartados anteriores que existen interesantes mineralizaciones en las cizallas, y en Mauritania en las zonas vecinas parecen existir otras parecidas (por ejemplo, en los filones de cuarzo aurífero de la zona

minera de «Conchita», a pocos kilómetros al SE de la frontera del Sahara).

Pese a que Hanno Resources ha efectuado exploraciones preliminares en los últimos años en la parte más al E del Sáhara Occidental, en la zona de Lemtareg (obviamente al ser la continuación de la zona minera de Conchita), el potencial de estas cizallas está todavía por reconocer, especialmente el de las que se encuentran en el sector central u occidental. Desconocemos los resultados de esta primera campaña de exploración en la parte de Lemtareg.

Por otra parte, como se recordará, las REE pueden ser también transportadas por los fluidos minerales asociados a cizallas profundas y pueden llegarse a producir concentraciones (Rolland et al., 2003). No obstante, estas cizallas están principalmente asociadas a mineralizaciones de oro orogénico (Roberts, 1988).

### **7.5.8. OTROS POSIBLES METALOTECTOS Y OBJETIVOS DE INTERÉS ECONÓMICO**

Como hemos visto, en los granitoides del dominio de Tifariti-Bir Lehlu-Ain-Ben Tili se reconocen al menos preconcentraciones de REE. Sería interesante comprobar si la meteorización de estos granitoides, en el marco de medios hipersalinos como son las sabkhas, no puede propiciar enriquecimientos en minerales de REE, que son fácilmente transportables por fluidos hipersalinos incluso en medios supergénicos. Por consiguiente, sería interesante analizar las arcillas que puedan existir en las costras salinas que se forman en las sabkhas en los dominios en que existan estos granitoides.

Muchas de las rocas del área, con excepción de las rocas nefelínicas, pueden utilizarse como rocas ornamentales o materiales de construcción.