

**FIGURA 4.2** Microfotografías de los esquistos actinolíticos **A.** Foliación principal  $S_1$  marcada por la alineación de la actinolita. Plegamiento de la foliación marcado por la actinolita. COLC-92. **B.** Cristales de cuarzo, epidota y plagioclasa estirados y orientados. COLC-91. **C.** Cristales de clorita y porfiroclastos de hornblenda alargados y rodeados por la matriz de actinolita, epidota y cuarzo. COLC-02. **D.** Porfiroclastos de hornblenda con bordes difusos y sombras de presión de clorita COLC-02. **E.** Porfiroblasto de epidota y porfiroclastos de plagioclasa alargados y rodeados de una matriz de actinolita y muscovita. COLC-91 **F.** Porfiroclastos de plagioclasa y cristales de cuarzo rodeados por la matriz foliada de actinolita, clorita y muscovita. COLC-05. **G.** Cristales de pirita recristalizados rodeados por una matriz de calcita y venas de cuarzo. Textura de borde de presión del cuarzo. COLC-91. **H.** Venas con cristales de esfena anhedral con *boudinage*. COLC-12a.

La sericita se encuentra en franjas con muscovita, clorita y actinolita, como agregados de tamaño muy fino, especialmente en zonas donde hay fracturamiento. La saussurita se presenta como alteración de la plagioclasa. Otros minerales de alteración comunes son los óxidos de hierro como hematita e ilmenita que se presentan en venillas de 1 a 5  $\mu\text{m}$ , con frecuencia orientadas con la foliación y alrededor de los bordes de algunos cristales de pirita. Tienen un característico color rojo carmesí.

## 4.2 Esquistos cuarzo-muscovíticos con calcita y grafito

Estos esquistos están compuestos principalmente por cuarzo, muscovita, calcita y grafito, con proporciones variables (TABLA 4.2), debido a una probable heterogeneidad en los componentes del protolito sedimentario. También se encuentran otros constituyentes como sericita, clorita, actinolita, plagioclasa, esfena, rutilo y pirita (FIGURA 4.3 A, B, C y D).

Este tipo de rocas se constituyen por dominios de clivaje de 1 a 2 mm de espesor, definidos por la muscovita, grafito y/o sericita. Los dominios de clivaje tienen forma lisa a sinuosa con geometría anastomosada, ocasionalmente subparalela. Los dominios de clivaje conforman entre el 50 y 60% del volumen total de la roca y el porcentaje restante lo constituyen los microlitones (FIGURA 4.3 B y D). Los dominios de clivaje se alternan con microlitones compuestos por una matriz de carbonato y/o sericita con cristales de cuarzo y en menor proporción de muscovita y grafito (FIGURA 4.3 A, B, C y D). En algunos de los microlitones se puede apreciar orientación y plegamiento de la muscovita y el grafito. El tamaño de grano es muy fino, inclusive criptocristalino. Es común encontrar franjas de actinolita de unos pocos milímetros con la misma orientación que la de los dominios de clivaje de muscovita y grafito, especialmente en las intercalaciones con esquistos actinolíticos. En estas zonas también se presenta plagioclasa, epidota y esfena.

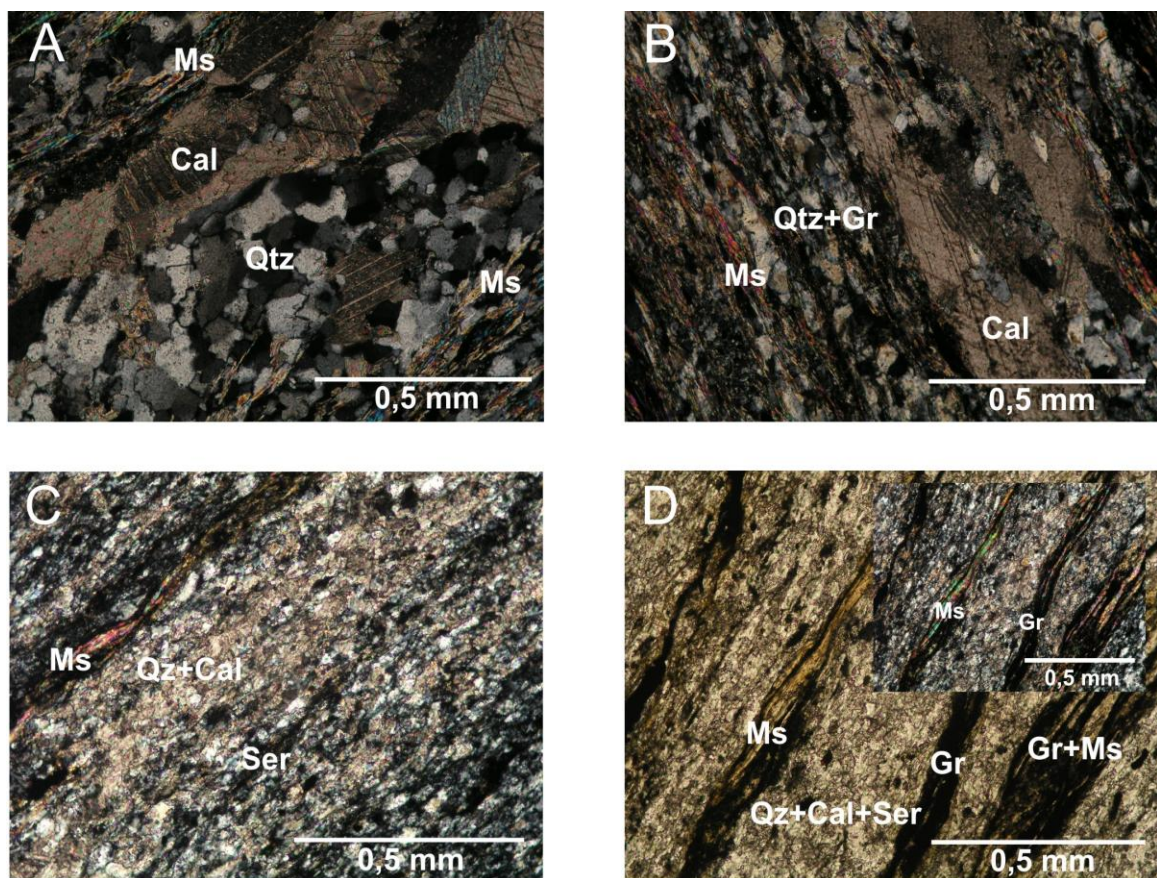
El cuarzo se presenta en los microlitones dentro de una matriz carbonatada, algunas veces con sericita y grafito. Los cristales son subredondeados a redondeados, de tamaños entre 1 y 5  $\mu\text{m}$  (FIGURA 4.3 C y D). También aparece como cristales alotriomorfos de tamaños entre 5 a 15  $\mu\text{m}$ , con bordes suturados, extinción, ondulatoria y migración de bordes de cristal (FIGURA 4.3 A). La calcita cristaliza en franjas de unos 2 mm de espesor como una matriz con cristales de cuarzo (FIGURA 4.3 C y D), ocasionalmente forma agregados de cristales alotriomorfos de 0,5 a 1 mm orientados con la foliación principal y con maclado (FIGURA 4.3 A y B). Es común que estos cristales estén plegados. Sus bordes se encuentren rodeados por sericita y materia grafitosa.

La muscovita se encuentra en bandas continuas de hasta 2 mm de espesor junto con el grafito, con una textura lepidoblástica anastomosada (FIGURA 4.3 C y D). Tiene hábito laminar, algunas veces tipo *fish*. Es incolora a verde amarillenta y tiene colores de inferencia violeta, amarillo y verde de tercer orden (FIGURA 4.3 A, B, C y D). Se encuentran también en los microlitones con cuarzo, donde algunas veces conforma bandas que tienen plegamiento.

**TABLA 4.2 Composición modal de los esquistos cuarzo-muscovíticos con calcita y grafito.** En la primera columna se encuentran las fases minerales encontradas. La columna principal representa el nombre de la sección delgada. Las abreviaturas de los minerales son las sugeridas por la Subcomisión para la Sistemática de Rocas Metamórficas de la IUGS (Siivola & Schmid, 2007).

	<b>COLC-11</b>	<b>COLC-95</b>	<b>COLC-96</b>	<b>COLC-97</b>	<b>COLC-110</b>
<b>Qtz</b>	35,7	46,2	36,5	48,2	20,3
<b>Mus</b>	25,5	15,3	46,1	9,6	1,4
<b>Cal</b>	14,9	10,32	2,6		44,3
<b>Gr</b>	8,6	7,2	8,6	9,2	6,1
<b>Ep</b>		0,9			12,7
<b>Ser</b>	13,3	12,1	3,0	30,3	3,8
<b>Ttn</b>		1,4			2,8
<b>Op</b>	1,6	3,1	3,4	2,2	
<b>Chl</b>					6,6
<b>Rt</b>	0,5	0,5			0,5
<b>Act</b>					1,4
<b>Pl</b>		2,7	0,5	0,5	

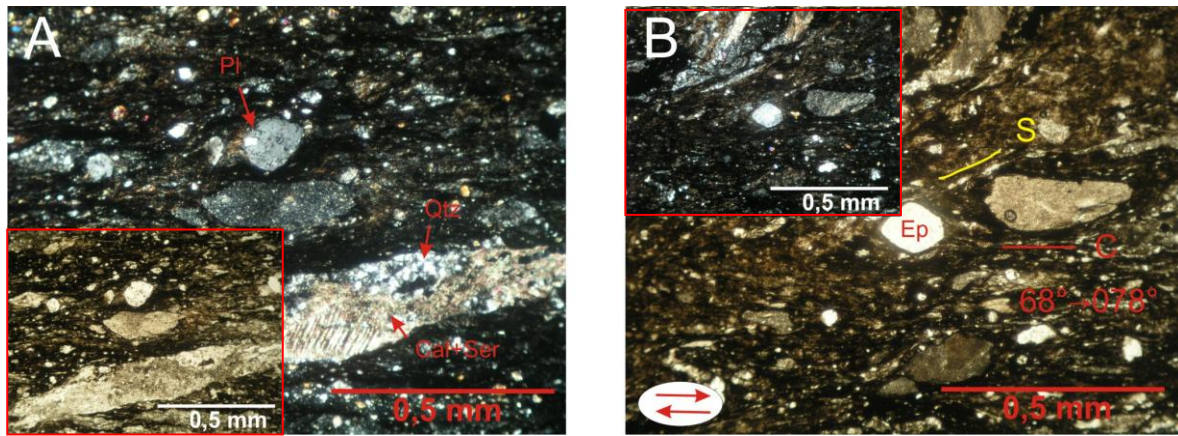
La pirita se encuentra en forma de cristales subidiomorfos alargados rodeados por la muscovita, en otras ocasiones tienen formas cúbicas bien formadas, alcanzando tamaños de hasta 2mm. El rutilo se encuentra como cristales muy finos de color marrón intenso. La sericita se presenta como un agregado de tamaño muy fino, haciendo parte de la fábrica metamórfica. La plagioclasa se presenta como porfiroclastos alterados, algunos de ellos con maclado sintético. La actinolita, epidota, clorita y esfena, se encuentran en rocas que están finamente intercaladas con esquistos actinolíticos, de los cuales son constituyentes comunes.



**FIGURA 4.3** Microfotografías de los esquistos cuarzo-muscovíticos **A** y **B**. Agregados de cristales de cuarzo y calcita con desarrollo de clivaje en una y dos direcciones. Extinción ondulatoria, flexión de maclas, bordes irregulares, evidenciando la deformación. COLC-11. **C** y **D**. Clivaje espaciado con dominios de clivaje compuestos por grafito y muscovita, que limitan los microlitones compuestos por cuarzo, calcita y sericita. COLC-95.

### 4.3 Basaltos y tobas de la Formación Barroso

Los basaltos y tobas de la Formación Barroso presentan foliación generalmente desordenada, que algunas veces alcanzan el patrón anastomosado. Los basaltos están compuestos por fenocristales de hornblenda, cuarzo, plagioclasa y epidota en una matriz muy fina a criptocristalina de la misma composición. Es común el fracturamiento en los basaltos, aunque en algunos sectores desarrollan foliación y plegamiento. Los niveles de tobas y lodolitas vulcano-clásticas están compuestos por una matriz oscura criptocristalina que envuelve fragmentos y cristales individuales de plagioclasa, epidota, cuarzo y carbonato (FIGURA 4.4 A). Estos niveles desarrollan un patrón de foliación mejor definido que el de los basaltos, donde los fragmentos resisten la deformación y son rodeados por el material criptocristalino con foliación milonítica, conformando una textura anastomosada (FIGURA 4.4 B). Se aprecia un plegamiento cerrado, desordenado, con fracturas y disminución en el tamaño de los cristales y fragmentos. A medida que se avanza hacia el E, al contacto con los Esquistos de Sabaletas, el patrón de foliación y el plegamiento se organizan de forma gradual y se comienzan a presentar minerales metamórficos como muscovita y actinolita.



**FIGURA 4.4** Microfotografías de rocas vulcano-sedimentarias con milonitización de la Formación Barroso. **A.** Porfiroclastos de plagioclasa y fragmentos líticos compuestos por cuarzo, calcita y sericita, dentro de una matriz oscura criptocristalina foliada. **B.** Estructural S/C en rocas vulcano-sedimentarias, donde se observan los plano de cizalla (C), marcados por los planos dominios de grafito y sericita, que en este caso tienen una cinemática de tipo dextral. Se desarrolla foliación milonítica (S) orientada por los cristales de calcita y cuarzo, posiblemente por un evento de cizallamiento posterior (Passchier & Trouw, 2005). Plano de observación XZ.

## 4.4 Mecanismos de deformación en los Esquistos de Sabaletas

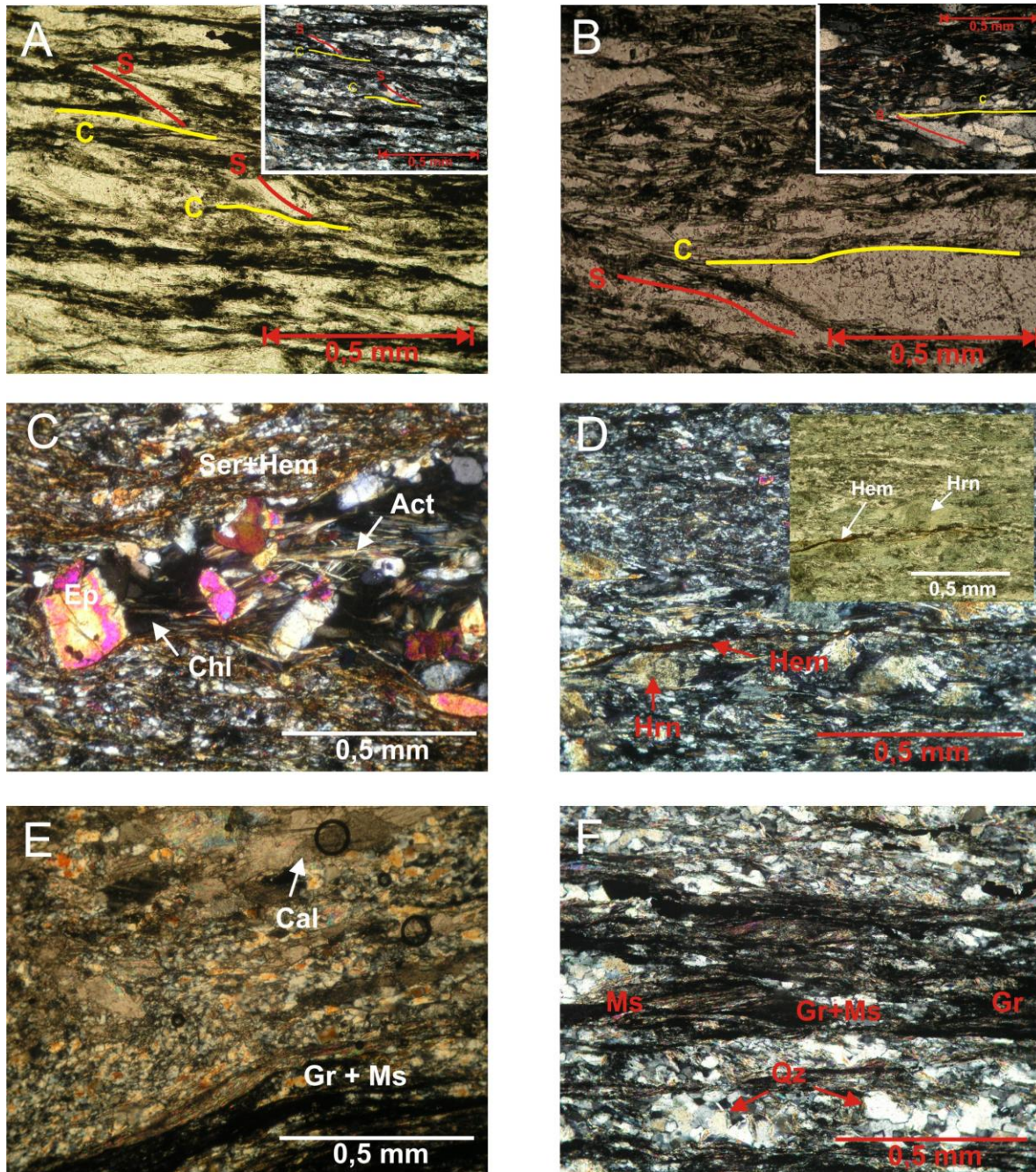
La deformación en rocas metamórficas se puede analizar a diferentes escalas, desde la escala regional, hasta las escalas micrométricas y manométricas. La deformación implica factores extrínsecos de las rocas, como: temperatura, presión litostática, esfuerzos tectónicos, presión de fluidos, velocidad de deformación, etc. y factores intrínsecos, como: mineralogía, composición de la fase fluida, tamaño de los cristales, orientación preferente cristalográfica, porosidad y permeabilidad (Sibson, 1977; Hanmer & Passchier, 1991; Passchier & Trouw, 1998; Snoke *et al.*, 1998; Vernon, 2004). Los mecanismos de deformación son la respuesta que tienen las rocas ante las alteraciones de los factores intrínsecos y extrínsecos, antes mencionados, que se traducen en una serie de texturas de deformación cristalina, como son: microfracturación, cataclasis, deslizamiento friccional, maclado mecánico, difusión por arrastre, dislocaciones por esfuerzos, recuperación, recristalización dinámica, reptación por difusión en estado sólido, recristalización estática, formación de porfiroblastos e inclusiones rígidas, sombras de presión, objetos tipo *fish*, clivaje de crenulación, estructuras S/C, etc.

### 4.4.1 Estructuras S/C

Los Esquistos de Sabaletas se caracterizan por el desarrollo de fábricas S/C, donde existe la superposición de bandas de cizalla tipo-C (Hanmer & Passchier, 1991), sobre los planos de clivaje penetrativo  $S_1$ . Estas bandas de cizalla están generalmente constituidas por la misma mineralogía del resto de la roca, aunque tienden a concentrar material insoluble como sericita y grafito (FIGURAS 4.5 A y B). Las condiciones de presión y temperatura son similares a las que generan el clivaje penetrativo  $S_1$  y posiblemente se generan de forma sincrónica (Passchier & Trouw, 2005). Las bandas de cizalla se forman en respuesta a un esfuerzo de cizalla puro (Hanmer & Passchier, 1991), que en el caso de los Esquistos de Sabaletas, por ser rocas anisotrópicas, las bandas de cizalla C se desarrollan con ángulos entre  $15^\circ$  y  $35^\circ$  de forma sintética al clivaje penetrativo  $S_1$  (FIGURAS 4.5 A y B). En cada una de estas bandas se produce cizallamiento de tipo sintético al cizallamiento principal.

Los Esquistos de Sabaletas evidencian deformación progresiva típica de una zona de cizalla, representadas por el desarrollo de fábricas de elementos y estructuras con formas de simetría monoclinica como son los porfiroclastos de plagioclasa, hornblenda, cuarzo y epidota. En los esquistos cuarzo-muscovíticos se forman venillas de 1 a 10  $\mu\text{m}$  espesor, rellenas por óxidos de hierro, algunas veces paralelas al clivaje  $S_1$ , otras veces cortando éste. Se presentan núcleos con porfiroclastos que generan sombras de presión donde cristaliza clorita, que a su vez es rodeada por el clivaje  $S_1$  (FIGURAS 4.5 C y D). Se presenta recuperación, extinción ondulatoria y formación de subgranos en el cuarzo. Los esquistos cuarzo-muscovíticos muestran flexión en las maclas de los cristales de calcita, presencia de porfiroclastos de plagioclasa con bordes difusos y formas poligonales en los agregados de cuarzo de los microlitones (FIGURAS 4.5 E y F). Estas

características evidencian procesos de deformación dúctil, bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado, en facies esquistos verde.



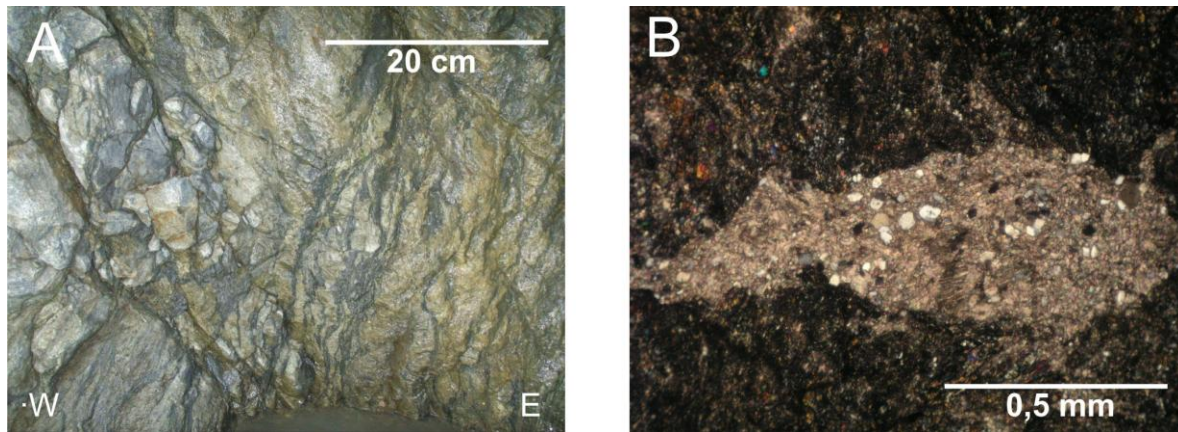
**FIGURA 4.5 Microfotografía de las estructuras S/C.** A. Bandas de cizalla extensionales (C') que cortan oblicuamente la foliación penetrativa (S) marcada por la muscovita y el grafito en los esquistos cuarzo-muscovíticos. B. Bandas de cizalla extensionales asimétricas en los esquistos actinolíticos. C. Porfiroclastos de epidota dentro de una matriz de clorita y actinolita y láminas de óxidos de hierro. D. Porfiroclastos de hornblenda dentro de una matriz de actinolita. Lamina muy delgada de óxidos de hierro paralela al Clivaje  $S_1$ . E. Cristales de calcita y láminas de grafito y muscovita afectados por plegamiento. F. Microlitones de agregados de cuarzo poligonal. Patrón anastomosado de la foliación.

#### **4.4.2 Microfracturación, cataclasis y deslizamiento friccional**

La microfracturación, la cataclasis y el deslizamiento friccional son mecanismos de deformación que se producen en ambientes de deformación frágil, como las zonas de falla, donde ocurre un fracturamiento masivo, se disminuye el tamaño de grano por trituración y ocurre un deslizamiento por las superficies planas (planos de falla), facilitado por el material triturado (Snoke *et al.*, 1998). La microfracturación ocurre por la pérdida de capacidad de las rocas de acomodar deformación elástica, generando rompimiento. Estas fracturas pueden generarse con mayor facilidad debido a defectos en las rocas como son: límites de grano, inclusiones, poros, maclas, dislocaciones u otras microgrietas previas (Passchier & Trouw, 2005). La cataclasis es la fractura frágil penetrativa y granulación de las rocas. Produce un agregado de fragmentos de roca policristalinos dentro de una matriz de menor dimensión y con fragmentos angulosos. Los agregados desmenuzados producen superficies por donde es más fácil el deslizamiento friccional y la rotación rígida de fragmentos (Passchier & Trouw, 2005).

La cataclasis está representada en los Esquistos de Sabaletas por una franja de unos pocos metros de meso-cataclastitas (FIGURA 4.6 A), ubicadas en el contacto entre la Gabro de Pueblito y los Esquistos. Este tipo de rocas corresponden a rocas de falla con cohesión primaria y una matriz de calcita y sericita amorfas, que constituye entre el 50% y 90% del total de la roca, con ausencia de esquistosidad y que contiene fragmentos de cristales de cuarzo y epidota de tamaño muy fino, subredondeados a subangulares. La presencia de estas rocas en la zona de contacto muestra una zona con deslizamiento y fricción, donde la roca es desmenuzada y los fragmentos producidos, disminuyen su tamaño gradualmente produciendo la matriz. Esta zona de fricción en sitios como la Quebrada Sabaletas, alcanza aproximadamente unos 50 m y está acompañada de fragmentos de rocas ultramáficas.

Las zonas de cizalla no son exclusivas del contacto con el Gabro de Pueblito, sino que se encuentran a lo largo de toda la unidad, franjas, algunas de unos pocos metros otras sólo de decímetros, de harinas y brechas de falla sin cohesión, con fragmentos de cuarzo y esquistos que varía en su porcentaje. En afloramientos no se observa un patrón de foliación claro de las zonas de estas cizalla, aunque en ocasiones alcanzan una geometría anastomosada (FIGURA 4.6 B). El flujo cataclástico como el que se produce en los Esquistos de Sabaletas, es propio de condiciones de metamorfismo dinámico de grado bajo a muy bajo y velocidades de deformación relativamente altas, aunque este proceso también puede estar ligado a la mineralogía propia del protolito y a la presencia de fluidos que favorecen el flujo (Passchier & Trouw, 2005).



**FIGURA 4.6 Cataclastitas A.** Afloramiento de cataclastitas, donde se aprecian fragmentos de esquistos rodeados por una matriz arcillosa sin cohesión. Se desarrolla una foliación incipiente de patrón anastomosado, caótico. **B.** Esquistos actinolíticos con efectos de cataclasis. La matriz conforma entre 50% y 90% del total de la roca. La matriz ha tenido una recrystalización de calcita, que contiene los fragmentos subangulares a angulares de tamaño fino de cuarzo de cuarzo y plagioclasa. COLC-13.

### 4.4.3 Maclado mecánico

El maclado mecánico consiste en una flexión de la red cristalina de los cristales. Una macla mecánica se forma cuando la red cristalina de un mineral se somete a un esfuerzo de cizalla simple paralelo a un plano cristalográfico favorable. Es común formar este maclamiento en condiciones cristal-plásticas a bajas temperatura en minerales como calcita, plagioclasa y piroxeno (Passchier & Trouw, 2005). El maclado mecánico en los Esquistos de Sabaletas es común en los cristales de los agregados de calcita (FIGURA 4.7 A). Se diferencia de las maclas primarias por tener formas lenticulares y tender a acuñarse dentro del cristal. Este maclado depende principalmente de que los esfuerzos diferenciales sean capaces de deformar la red cristalina. Este mecanismo no es especialmente sensible a la presión confinante, ya que este proceso no implica deslizamiento friccional o dilatación. Esta capacidad de generar maclas tampoco varía mucho con la temperatura, sin embargo se considera que la deformación en el maclado de la calcita se produce a temperaturas entre 300°C y 350°C (Hanmer & Passchier, 1991; Passchier & Trouw, 2005).

### 4.4.4 Difusión por arrastre

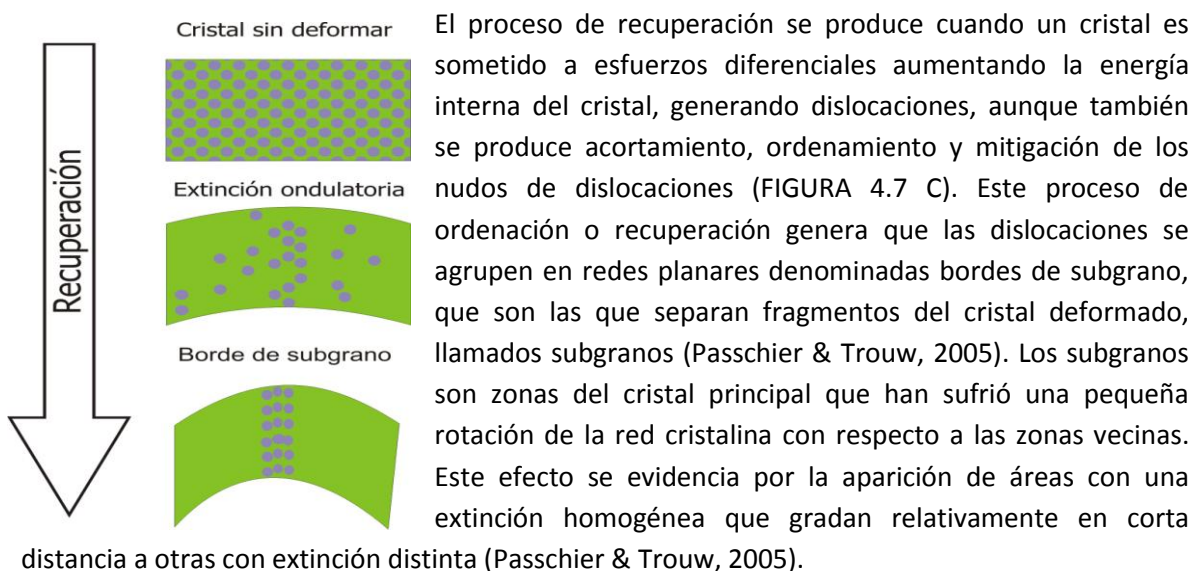
La difusión por arrastre o disolución por presión consiste en un proceso de disolución selectiva, transporte y precipitación de material por medio del fluido intersticial, presente en los límites de grano o en los poros entre granos (Hanmer & Passchier, 1991; Passchier y Trouw, 2005). La difusión por arrastre en los Esquistos de Sabaletas es representada por la conformación de venas, entre 1 y 5  $\mu\text{m}$  de espesor, de materia orgánica grafitosa, óxidos de hierro, sulfuros y esfenas. Este material es disuelto, transportado y depositado, de las zonas de mayor presión a las de relativa menor presión, en este caso se extiende paralelo a la foliación  $S_1$  y algunas veces cortándola por superficies de cizallamiento (C) o simplemente en fracturas de la roca. La materia

residual como el grafito y la sericita también se acumula alrededor de los cristales de calcita y cuarzo de los esquistos cuarzo-muscovíticos (FIGURA 4.7 A).

#### 4.4.5 Deformación intracristalina (Dislocaciones por esfuerzos)

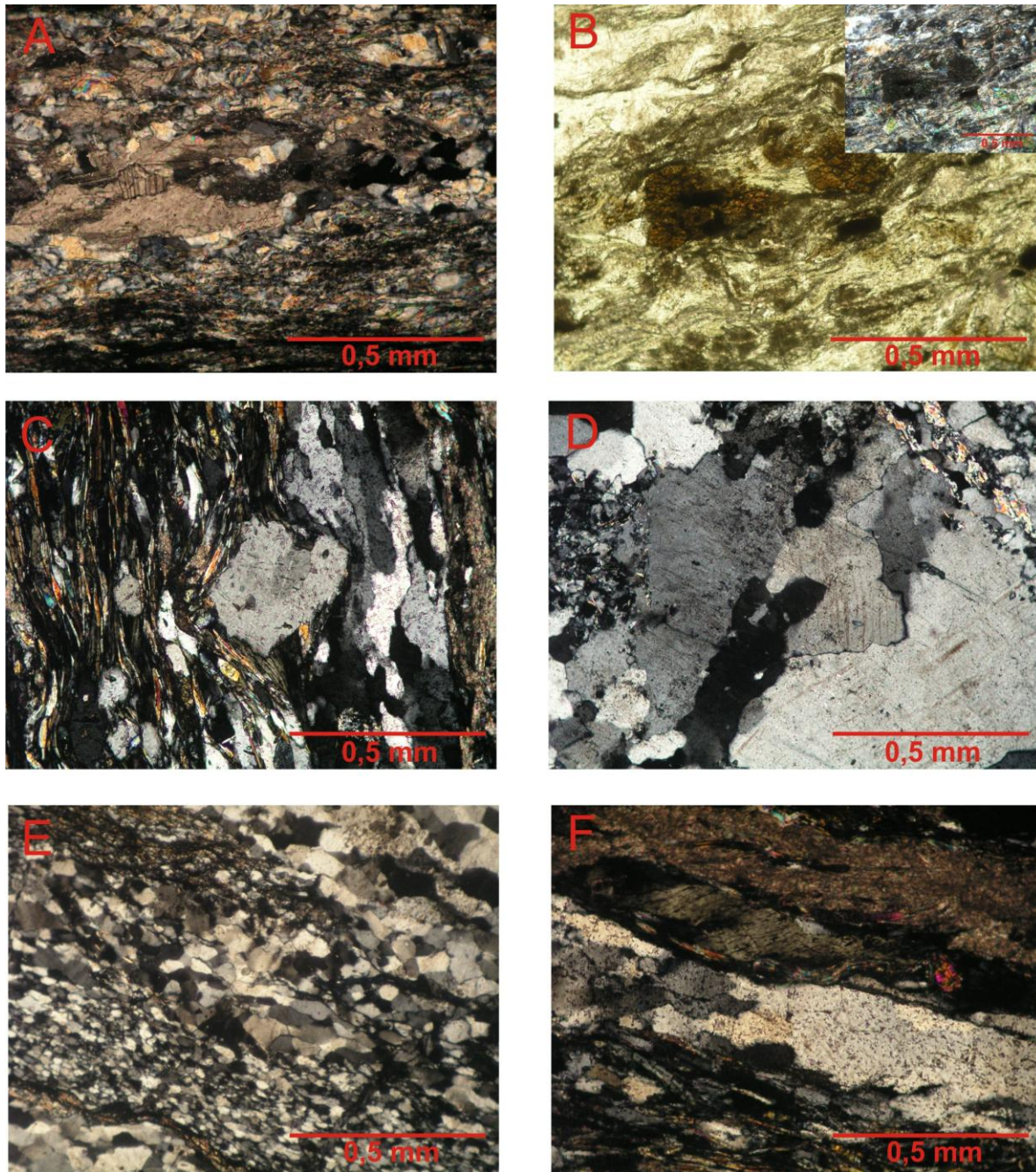
La deformación intracristalina se produce cuando la red cristalina es sometida a esfuerzos y se produce un desplazamiento reticular no reversible. Este fenómeno es favorecido por los defectos cristalinos como son las vacancias, los átomos intersticiales y los planos incompletos en la red cristalina. Las dislocaciones son controladas por la red cristalina y sólo pueden moverse en determinadas direcciones (Passchier & Trouw, 2005). Otra de las manifestaciones de la dislocación por esfuerzos es la extinción ondulatoria, que es el efecto producido en un cristal por varias dislocaciones del mismo tipo de forma regular o irregular, que producen una extinción heterogénea del cristal (Passchier & Trouw, 2005). La extinción ondulatoria es una de las evidencias de deformación más común en los Esquistos de Sabaletas, se presenta principalmente en los cristales de cuarzo, aunque también se presenta en los cristales de plagioclasa y calcita, mostrando condiciones de deformación de un ambiente dúctil (FIGURA 4.7 C).

#### 4.4.6 Recuperación y formación de subgranos



Esquema basado en Passchier & Trow (2005)

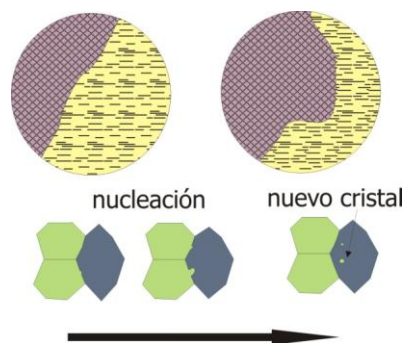
En los esquistos actinolíticos y cuarzo-muscovíticos de Sabaletas es común encontrar la formación de subgranos en los agregados de cuarzo, que presentan una extinción heterogénea en un área de unas pocas micras. Esta formación de subgranos también es posible verla en los agregados de cuarzo-muscovíticos. Esta característica es propia de una deformación dúctil, que para el caso particular de las rocas de Sabaletas, supera los 300°C.



**FIGURA 4.7 Mecanismos de deformación** A. Maclado mecánico en cristales de calcita de esquistos cuarzo-muscovíticos B. Porfiroclastos de hornblenda fracturados con bordes difusos rodeados por una matriz foliada, compuesta por cristales de epidota secundarios, actinolita, cuarzo y clorita. C. Porfiroclasto de plagioclasa con bordes suturados, rodeada por una matriz foliada de actinolita, clorita y cuarzo recristalizado. D. Cristales de plagioclasa recristalizados con maclas deformadas, bordes suturados, extinción ondulatoria y migración de borde de subgrano E. Agregados de cuarzo de forma poligonal de tamaño fino a muy fino, alargados y con extinción ondulante. Textura en mosaico de cuarzo F. Agregados de cuarzo con extinción ondulatoria y migración del borde de grano. Franjas de clorita secundaria, calcita, sericita y actinolita.

#### 4.4.7 Recristalización por migración de borde de grano

La recristalización por migración del límite de grano que ocurre cuando existe un cristal con una mayor densidad de dislocaciones junto a otro de menor densidad (FIGURA 4.7 D y F). Esta zona con mayor energía interna tiende a transmitirla a la de menor, ocasionando que un cristal más deformado crezca e invada otros menos deformados. Si el proceso es continuo se puede generar un nuevo cristal generando progresivamente cristales nuevos con menor deformación. Una de las evidencias más claras de este proceso es la presencia de bordes muy irregulares o bordes suturados (Passchier & Trouw, 2005).



Esquema basado en Passchier & Trow (2005)

#### 4.4.8 Recristalización dinámica

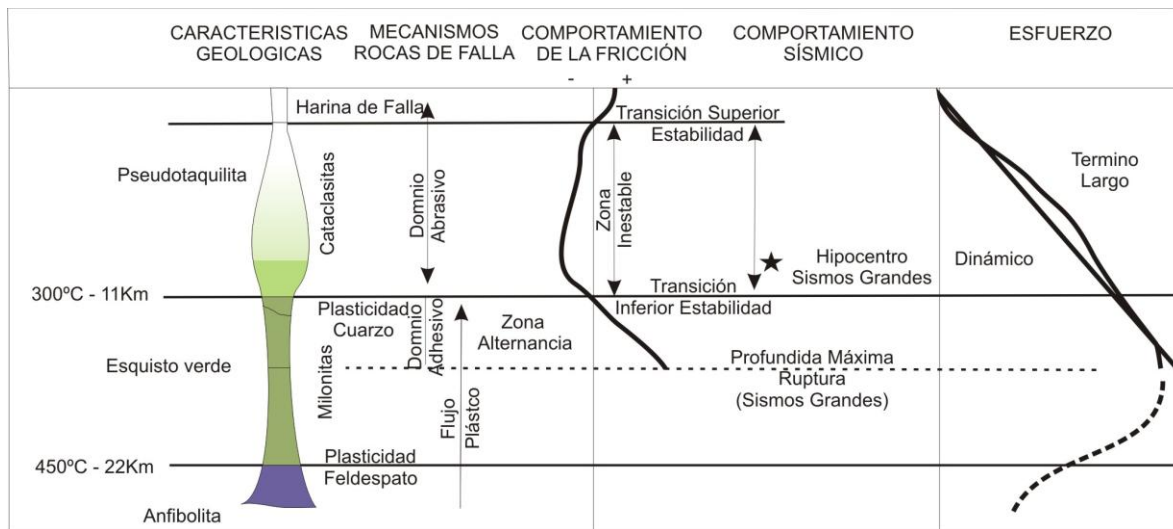
La recristalización dinámica es otro de los mecanismos de deformación, que se evidencia en la sección COLC-06, donde se forma una fábrica recristalizada de cuarzo y plagioclasa con tamaños de hasta 50  $\mu\text{m}$  con bordes suturados, formando una textura mosaico típica (FIGURA 4.7 E). Junto con la formación de la fábrica de cuarzo y plagioclasa, también recristaliza la fábrica de actinolita que se caracteriza por la disminución del tamaño de los cristales de esta matriz y los cambios en la orientación de la foliación, que en ocasiones carece de orientación, formando una textura decusada.

### 4.5 Características y facies del metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas

Las rocas de Sabaletas tienen características de un metamorfismo dinámico bajo condiciones dúctiles, como son la foliación milonítica anastomosada neocristalizada y/o recristalizada de grano fino, que rodea porfiroclastos (Vernon, 2004). En los esquistos cuarzo-muscovíticos, la foliación dinámica es representada por el desarrollo de un clivaje laminado o pizarroso donde la muscovita se encuentra bien alineada junto con grafito, formando un patrón anastomosado a subparalelo, rodeando dominios o microlitones compuestos por cuarzo y algunas veces carbonato, mientras que en los esquistos actinolíticos se forman porfiroclastos de hornblenda, epidota y plagioclasa estirados con sombras de presión de clorita, rodeados por un clivaje continuo a espaciado de patrón anastomosado, marcado por minerales metamórficos como actinolita, muscovita y clorita. Las diferencias en el patrón de la foliación se atribuyen a la competencia de las rocas, relacionada con diferencias en las propiedades físicas de los protolitos.

El patrón anastomosado que presenta la foliación de los Esquistos de Sabaletas es una característica propia de las zonas de cizalla, producida por esfuerzo compresivo no homogéneo

en función de la competencia primaria de la roca (Snoke *et al.*, 1998). Sin embargo, existen diferencias de las rocas generadas en las zonas de cizalla dependiendo de la profundidad (Sibson, 1990). Se han realizado algunos modelos (Scholz, 1988; Snoke *et al.*, 1998) integrando las variaciones texturales, condiciones de presión y temperatura, procesos de deformación y reología, abarcando la transición frágil-dúctil, a lo largo de una zona de cizalla (FIGURA 4.8). Sibson (1990) determina que la transición entre una cataclasita y una milonita representa el cambio de fractura a un flujo plástico, el cual se produce a una temperatura aproximada de 300-350°C en el cuarzo y 450°C en el feldespato. También define que el inicio de una deformación dúctil coincide aproximadamente con el inicio de la facies esquistoso verde, como es el caso de las rocas de Sabaletas.



**FIGURA 3.8 Sinopsis del modelo de una zona de cizalla.** La zona de transición entre la zona frágil con comportamiento friccional y la deformación cristal-plástica. Modificado de Scholz (1988) y Snoke *et al.* (1998).

Teniendo en consideración lo anterior, las secuencias de los Esquistos de Sabaletas se deforman en un ambiente de cizalla que alcanza una temperatura mayor de 300°C, evidenciada por las texturas de deformación que presenta el cuarzo, como por ejemplo: la extinción ondulatoria, formación de subgranos, migración del límite de cristal y recuperación (FIGURA 4.7 A y B). Esta zona de cizalla tiene una zona de deformación dúctil representada por Esquistos de Sabaletas y una zona con deformación frágil representada por las rocas de la Formación Barroso, que se caracteriza por el cambio del patrón de deformación dúctil con desarrollo de foliación penetrativa, cristalización de minerales metamórficos y plegamiento cerrado, a un patrón frágil, donde predomina el fracturamiento, las zonas de despegue, los pliegues esporádicos y abiertos y la foliación milonítica no está bien desarrollada.

La profundidad a la cual se produce el metamorfismo  $M_1$  y la deformación  $D_1$  de las rocas de Sabaletas está por debajo de los 10 km, según los parámetros de Scholz (1988), aunque hay que tener en cuenta que este autor establece los valores de profundidad para una corteza cuarzo-feldespática, mientras que Snoke *et al.* (1998) llaman la atención en que la temperatura absoluta

requerida para un comportamiento cristal-plástico en rocas máficas a intermedias y ultramáficas, es significativamente más alto que para las cuarzo-feldespáticas.

Las consideraciones sobre la profundidad y la temperatura a la cual se deforman los Esquistos de Sabaletas, coinciden con los esquemas de subducción clásicos (Stern, 2002), donde una corteza oceánica hidratada, densa y fría, subduce un borde continental, produciendo una alteración en el gradiente geotérmico, simultaneo a la deshidratación progresiva de la cuña que subducente, generación de fusión parcial en las partes más profundas, magmatismo en la parte continental, así como metamorfismo en las rocas oceánicas.

#### **4.5.1 Facies metamórfica de los esquistos actinolíticos**

El metamorfismo que se produce en los esquistos actinolíticos de Sabaletas presenta la asociación mineral actinolita+clorita+epidota+albita+cuarzo+esfena+pirita±muscovita±calcita, que concuerda con la asociación que reporta Miyashiro (1994) para las metabasitas en la facies esquistos verde: actinolita+clorita+epidota+albita (+cuarzo+muscovita+esfena+calcita+minerales opacos). Este autor define que un aumento del potencial químico del CO<sub>2</sub>, producido principalmente por el aumento en la temperatura, tiende a descomponer los silicatos ricos en calcio, dando lugar a actinolita, epidota, esfena y carbonatos, como se evidencia las rocas de Sabaletas (secciones delgadas COLC-03, COLC-08b, COLC-90, COLC-91, COLC-93 y COLC-110).

Graham *et al.* (1983) proponen la siguiente clasificación por tipos de asociación mineral para metabasitas asociadas a meta-sedimentos, teniendo en cuenta que las rocas oceánicas tienen variaciones en las fuentes, por lo tanto su paragénesis mineral varía:

Tipo I: actinolita+epidota+clorita+cuarzo+albita+esfena±muscovita±biotita. Sin carbonato. Dentro de esta asociación se encontrarían las secciones COLC-02, COLC-05 y COLC-92.

Tipo II: actinolita+epidota+clorita+calcita+cuarzo+albita+esfena±muscovita±biotita. Dentro de este tipo se encontrarían las secciones COLC-03, COLC-08b, COLC-90, COLC-91 y COLC-93.

Tipo III. 1: epidota+clorita+calcita+cuarzo+albita±esfena±rutilo±muscovita±biotita. Dentro de este tipo se encontraría la sección COLC-110.

Tipo III. 2: clorita+cuarzo+albita+rutilo+muscovita±dolomita±calcita. Dentro de este tipo se encontrarían las secciones COLC-11, COLC-95, COLC-96 y COLC-97.

Los Tipos I y II corresponden a una asociación mineral típica de metabasitas, mientras que los Tipos III. 1 y III.2 son asociaciones de metabasitas intercaladas con meta-sedimentos, que como en el caso de las rocas de Sabaletas se presenta una intecalación hasta en las escalas microscópicas, como en se puede observar en la sección COLC 110, produciendo un aumento en

los contenidos de CO<sub>2</sub> en los fluidos intergranulares (Miyashiro, 1994). Los cuatro tipos de asociación son estables a altos rangos de potencial químico de CO<sub>2</sub> en el fluido.

#### **4.5.2 Facies metamórfica de los esquistos cuarzo-muscovíticos**

Las asociaciones minerales metamórficas en los esquistos cuarzo-muscovíticos de Sabaletas tienen una variación considerable en los porcentajes de los constituyentes principales, por ejemplo la calcita alcanza porcentajes del 44,3% en la sección delgada COLC-110, mientras que en la sección COLC-97 este mineral está ausente. De igual forma, se presenta para el cuarzo, muscovita, epidota, sericita, esfena (Sección 4.2-Esquistos cuarzo-muscovíticos). Esta variación en la asociación mineral de los esquistos cuarzo-muscovíticos se atribuye a diferencias en los protolitos sedimentarios (Sección 4.6-Protolito de los Esquistos de Sabaletas), aunque no se descarta la influencia de otros factores como introducción de fluidos secundarios silicatados y carbonatados que afectan la composición.

De acuerdo con lo anterior, se puede definir por lo menos tres tipos de asociación para los esquistos de protolito sedimentario: El primero de ellos corresponde a cuarzo+muscovita+calcita+grafito+sericita, que concuerda con el ensamblaje definido por Miyashiro (1994) para metapelitas en la facies esquisto verde en la zona de la clorita: clorita+muscovita (fengita)+cuarzo±carbonato (calcita o dolomita)±albita±grafito ± titanita (esfena, rutilo o ilmenita)±óxido de hierro (hematita o magnetita)±turmalina. Dentro de este ensamblaje se pueden incluir las secciones delgadas COLC-11, COLC-95, COLC-96. La segunda asociación mineral se caracteriza por cuarzo+muscovita+grafito+sericita+albita, que corresponde con las metalodolitas en facies esquisto verde de Miyashiro (1994) con un asociación muscovita+cuarzo+albita±clorita±epidota±biotita, a la cual se puede asociar la sección COLC-97. La tercera asociación mineral es calcita+cuarzo+muscovita+clorita+grafito+actinolita+esfena, que corresponde a la asociación de metacalizas de Miyashiro (1994) que tiene una asociación: calcita+cuarzo+muscovita+clorita±albita±microclina, a la cual se asocia la sección COLC-110. Se debe tener presente que estas asociaciones tipo son aproximadas y pueden variar de acuerdo con los componentes de los protolitos (Sección 3.6-Protolito de los Esquistos de Sabaletas).

Miyashiro (1994) relaciona las asociaciones minerales que presentan las metapelitas y las metabasitas para las diferentes facies metamórficas, incorporando las zonas metamórficas definidas por Barrow (FIGURA 4.9). Tratando de aplicar esta relación a los Esquistos de Sabaletas se podría concluir que tanto los esquistos actinolíticos como los cuarzo-muscovíticos se encuentran en la facies esquisto verde y no se puede asegurar que se encuentran en la zona de la biotita debido a la ausencia de este mineral marcador en los esquistos cuarzo-muscovíticos.

	Zona	Clorita	Biotita	Granate	Estaurolita	Silimanita
Metapelitas	Cuarzo			2 fases		
	Plagioclasa sódica			Fengita		
	Muscovita					
	Clorita				-----	
	Biotita					
	Granate			Rico en Mn		
	Estaurolita					-----
	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>				Sillimanita	
	<b>Facies Metamórfica</b>	<b>Esquisto Verde</b>		<b>Epidota Anfibolita</b>	<b>Anfibolita</b>	
Metabasitas	Albita			-----		
	Oligoclasa o Pl más cálcica			-----		
	Epidota			-----		
	Anfíbol	Actinolita		Act – Hbl		Hornblenda verde o marrón
	Clorita			-----		
	Muscovita	Fengita				
	Granate			-----		
	Cuarzo			-----		
Biotita			-----			

FIGURA 4.9 Diagrama comparativo de los cambios mineralógicos progresivos de metasedimentitas (parte superior) y metabasitas (parte inferior). La parte sombreada muestra la zona donde se encuentran metasedimentitas y metabasitas de los Esquistos de Sabaletas de acuerdo a la mineralogía encontrada. Modificado de Miyashiro (1994)

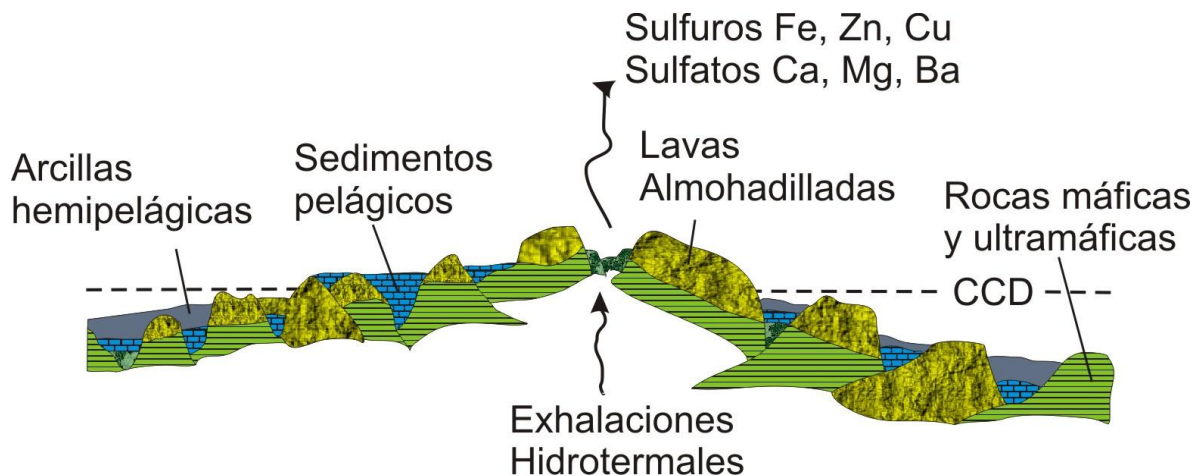
## 4.6 Protolito de los Esquistos de Sabaletas

El protolito de los Esquistos de Sabaletas se puede deducir comparando las características petrográficas como: la asociación mineral, las texturas y la geoquímica. Se sabe que esta unidad proviene del metamorfismo de una corteza oceánica, debido a las asociaciones minerales antes mencionadas, donde los esquistos actinolíticos y cuarzo-muscovíticos representan las rocas ígneas volcánicas y vulcano-sedimentarias oceánicas metamorfoseadas, respectivamente. Para establecer un protolito preciso se debe tener en cuenta que la corteza oceánica tiene variaciones litológicas y geoquímicas de acuerdo al ambiente geodinámico donde se genera, es así como existen un gran número de ambientes geodinámicos con características bien definidas, que pueden tener semejanzas o ser totalmente distintas de un ambiente a otro (Wilson, 1989). En las rocas de Sabaletas el metamorfismo ha modificado parcial o totalmente la mineralogía y las estructuras ígneas y sedimentarias, aumentando la incertidumbre en la determinación del protolito. Sin embargo, se hacen algunas consideraciones sobre los posibles orígenes, comparando con las características de ambientes oceánicos actuales y antiguos.

Para determinar el protolito de los Esquistos de Sabaletas se tienen que considerar sus dos tipos de constituyentes, los esquistos actinolíticos y los esquistos cuarzo-muscovíticos. El protolito de

los esquistos actinolíticos de Sabaletas se puede inferir de acuerdo a la asociación mineralógica típica de los esquistos verdes: clorita+actinolita+epidota+albita±cuarzo, que coincide con la de los esquistos actinolíticos, que según Miyashiro (1994) proviene del metamorfismo de rocas máficas.

Las rocas máficas por lo general se generan en ambientes oceánicos de dorsal oceánicas (FIGURA 4.10). En estos ambientes se constituyen principalmente rocas basálticas cubiertas por sedimentos sin consolidar de unos pocos a cientos de metros de espesor, semejante a la intercalación de esquistos actinolíticos y cuarzo-muscovíticos de Sabaletas. Las rocas basálticas son en su mayoría toleítas olivínicas con contenidos de K<sub>2</sub>O por debajo del 0,3% y extremadamente bajas en Ba, Sr, Pb, Th, U y Zr, aunque se pueden presentar variaciones dependiendo de la tasa de desprendimiento de la dorsal y la fuente de proveniencia de los magmas (Wilson, 1989). Las rocas máficas son ricas en MgO, FeO, CaO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y comúnmente forman actinolita, clorita, epidota cuando son sometidas a un metamorfismo de baja temperatura en la facies esquistos verde (Miyashiro, 1994; Bucher & Frey, 2002), como se presenta en los esquistos actinolíticos de Sabaletas.



**FIGURA 4.10** Perfil esquemático de una dorsal medio oceánica donde emanan lavas de basaltos toleíticos, que constituyen la mayor proporción de la corteza oceánica. Se aprecian los depósitos de los sedimentos pelágicos, producto de la litificación del material biogénico carbonatado y silíceo y los sedimentos hemipelágicos, producto del aporte terrígeno y vulcano-clástico. CCD-Nivel de compensación de carbonatos, debajo del cual el carbonato de calcio es altamente solubles, sí no es enterrado, dando paso a oozona silícea y arcillas rojas. Modificado de Orton (1996).

Los porfiroclastos de hornblenda en Sabaletas pueden ser un relicto del componente original de la roca ígnea, pero también pueden formarse por uralitización de piroxenos, comunes en las rocas máficas. La uralitización puede generarse por procesos ígneos, donde los fluidos tardíos reaccionan con las rocas ya cristalizadas ó en procesos metamórficos que incluyen la introducción de fluidos (Bucher & Frey, 2002). Los porfiroclastos de epidota se derivan de la epidotización de minerales de rocas ígneas básicas, aunque existe epidota de grano fino a muy fino, orientada con la foliación principal, probablemente generada durante el proceso metamórfico.

La plagioclasa presente en los esquistos actinolíticos tiene una composición aproximada entre albita y oligoclasa, aunque no se descarta que originalmente sea más cálcica y debido a procesos

de espilitización y/o saussuritización, se libera calcio y se da lugar a una plagioclasa sódica y a inclusiones de grano muy fino de minerales como epidota, sericita, actinolita, cuarzo y calcita. La plagioclasa en los esquistos actinolíticos se encuentra en porcentajes menores al 10% del total, pero existen secciones como COLC-91 con un contenido de plagioclasa cercano al 25%, que probablemente provenga de basaltos o gabros. La presencia de minerales como calcita, grafito y sericita como en el caso de la sección COLC-08b, sugieren una intercalación con niveles sedimentarios que aportan este material.

Las características de los sedimentos del fondo oceánico concuerdan con los componentes de los esquistos cuarzo-muscovíticos. Estos sedimentos de los fondos oceánicos profundos consisten principalmente de sedimentos pelágicos y hemipelágicos, y en menor medida, por flujos de masa como: turbiditas y flujos de detritos (Nichols, 1999). Los sedimentos hemipelágicos se constituyen de material terrígeno y volcánico de grano fino, mientras que los sedimentos pelágicos son de material biogénico calcáreo y silíceo, en su mayoría de grano muy fino, generados por los esqueletos y conchas de los organismos neotónicos y planctónicos muertos (Nichols, 1999).

Los sedimentos negros oceánicos en las dorsales generalmente están compuestos por fragmentos líticos de basaltos, con alto grado de madurez textural, pero con madurez composicional baja debido a que los fragmentos líticos son inestables en ambientes de alta energía (Nichols, 1999). En los esquistos cuarzo-muscovíticos de Sabaletas se distinguen porfiroclastos de plagioclasas con alto grado de alteración y deformación, que constituyen una posible evidencia del aporte volcánico, como en el caso de las secciones COLC-95, COLC-96 y COLC-97 (Sección 3.2-Esquistos cuarzo-muscovíticos).

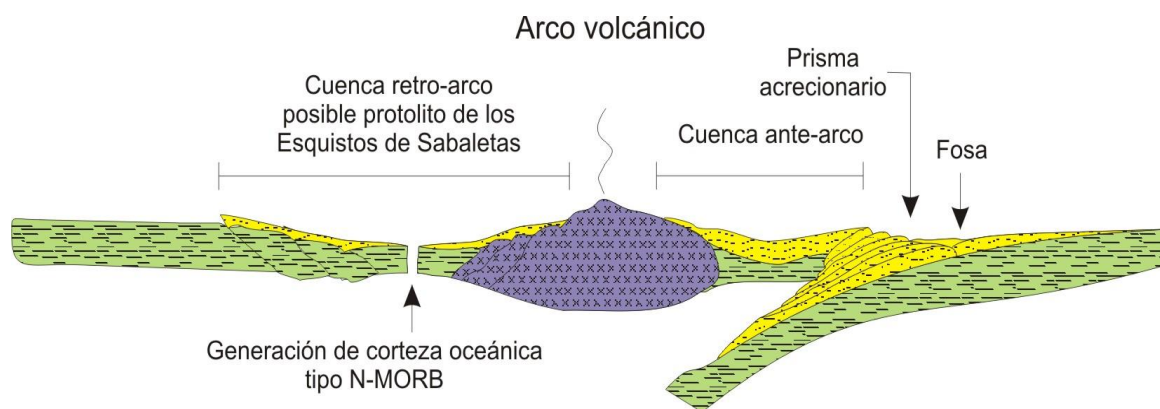
Los medios que transportan los flujos de masas hacia el fondo oceánico, son principalmente de dos tipos: las turbiditas y los flujos de detritos, que sufren transporte y sedimentación rápidos ocasionados por eventos catastróficos como sismos, impactos de tormentas oceánicas, aumentos en el aporte de deltas de ríos, depósito en zonas inestables o descensos en el nivel del mar (Nichols, 1999). Estos flujos producen principalmente arenas lodosas con una mala selección. La composición de estas arenas lodosas varía dependiendo de la fuente de aporte, por ejemplo si se encuentra cerca de una zona con actividad volcánica tendrían material vulcano-clástico retrabajado ó si tienen aporte de un río que eroda material ígneo y metamórfico contarían con material lítico, o por el contrario, si está cerca de una plataforma continental con alta producción de carbonatos, conformarían turbiditas calcáreas. Estos flujos podrían ser una explicación del origen del protolito de los esquistos cuarzo-muscovíticos de Sabaletas, aunque no se puede asegurar que esta sea una fuente de aporte, debido a que las estructuras sedimentarias han sido borradas por la deformación y no es posible distinguir estructuras originales como estratificación tipo Bouma o grano-decrecimiento.

Las observaciones petrográficas acerca del protolito de Sabaletas concuerdan con los análisis geoquímicos que Giraldo (2010) realiza en los Esquistos de Sabaletas, donde determina que el protolito de los esquistos actinolíticos de Sabaletas son basaltos sub-alcalinos toleíticos con bajos contenidos de Potasio. Según la interpretación que hace la autora de los diagramas

discriminatorios de elementos traza y tierras raras relativamente inmóviles, los esquistos actinolíticos de Sabaletas muestran patrones comparables con basaltos de una fuente de magma empobrecido tipo N-MORB (*Normal-Mid Ocean Ridge Basalts*). Aunque también señala que la afinidad N-MORB de los Esquistos de Sabaletas, no es exclusiva de los ambientes de dorsales medio-oceánicas, sino que también se pueden presentar en ambientes de cuencas de retro-arco (FIGURA 4.11).

Este tipo de ambiente se puede considerar como una opción para el protolito de Sabaletas, apoyado en diferentes características como la presencia abundante de calcita en algunas muestras de esquistos cuarzo-muscovíticos (ej. COLC-110). La presencia de este mineral se atribuye a una abundancia en el protolito y el cual posiblemente es generado por los organismos con exoesqueletos calcáreos, que se encuentran con abundancia en ambientes de plataforma y en arcos volcánicos oceánicos, gracias a las condiciones propicias para el desarrollo de estos organismos, como son: una columna de agua somera, temperaturas cálidas y disponibilidad de alimento (Nichols, 1999). Los ambientes de cuencas retro-arco son propicios para la conservación de carbonatos, por presentar profundidades por encima del nivel de compensación de carbonatos a diferencia de las profundidades abisales de las dorsales medio-oceánicas (Nichols, 1999) y pueden ser una fuente de magmatismo tipo N-MORB.

Los minerales primarios hidratados como la hornblenda que se presenta en porfiroclastos de Sabaletas, podría representar magmas interactuando con una columna de agua oceánica. La presencia de niveles vulcano-sedimentarios intercalados con los niveles sedimentarios del protolito de Sabaletas, también es una característica común de ambientes con aporte de un arco volcánico activo cercano, que tiene erupciones periódicas (Nichols, 1999). Aunque Giraldo (2010) no encuentra una afinidad geoquímica de arco magmático, no se descarta que existan rocas de esta afinidad en alguna unidad geológica contemporánea, que sean protolito de los sedimentos volcánicos.



**FIGURA 4.11** Perfil esquemático de un de arco volcánico oceánico donde se observa la posición del ante-arco y el retro-arco, este último es un posible ambiente para la generación de magmatismo tipo N-MORB, que presentan los esquistos actinolíticos de Sabaletas según (Giraldo, 2010). Esquema basado en Nichols (1999) y Wilson (1989).

## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 Generación de los protolitos

Los Esquistos de Sabaletas provienen del metamorfismo de una corteza oceánica compuesta por rocas ígneas volcánicas y rocas vulcano-sedimentarias, posiblemente basaltos, tobas, limolitas y limolitas calcáreas. Las estructuras ígneas y sedimentarias han sido parcial a totalmente modificadas, lo cual hace difícil precisar un ambiente tectónico de formación específico, pero gracias a los datos geoquímicos se sabe, que estas provienen de un magma empobrecido tipo N-MORB, que puede generarse en ambientes de dorsal meso-oceánica ó en una cuenca de retro-arco volcánico (Giraldo, 2010). Los aportes de material vulcano-sedimentario, pueden provenir de un arco volcánico oceánico cercano, representado en alguna unidad cercana, pero no existen datos geoquímicos y geocronológicos para relacionar genéticamente los Esquistos de Sabaletas con unidades vecinas de afinidad de arco.

La composición mineralógica y las texturas de la Formación Barroso se relacionan con rocas de corteza oceánica (González, 2001) como la de los protolitos de los Esquistos de Sabaletas. Los horizontes volcánicos de ésta Formación son descritos por este autor como basaltos alterados de coloración verde, masivos, fino-granulares, compuestos por plagioclasa albitizada, anfíboles, producto de la uralitización y lentes ricos en epidota. Esta mineralogía es similar a los porfiroclastos de los esquistos actinolíticos de Sabaletas como son: hornblenda, plagioclasa (principalmente andesina) y epidota. Adicional a esto, los horizontes volcánicos de la Formación Barroso están intercalados con limolitas silíceas, lentes de calcita finogranular, cherts con presencia de radiolarios y secuencias vulcano-clásticas de aglomerados con cantos de basaltos y cherts, similar a la de los protolitos de los esquistos cuarzo-moscovíticos. La intercalación de niveles basálticos con niveles vulcano-sedimentarios y sedimentarios de Barroso, se puede asociar con los protolitos de la intercalación entre esquistos cuarzo-muscovíticos y actinolíticos de Sabaletas. Se hace necesario ampliar los estudios geoquímicos establecer la afinidad geoquímica de la Formación Barroso para poder argumentar una relación genética de estos dos fragmentos de corteza oceánica.

La edad absoluta de la generación de los protolito de Sabaletas no se ha podido definir, pero se infiere una edad pre-Triásica, de acuerdo a con las relaciones intrusivas con el Gabro de Pueblito (Rodríguez *et al.*, 2009). De ser cierta esta relación intrusiva, la corteza oceánica protolito de Sabaletas se genera en un evento magmático anterior al que origina la Formación Barroso,