

Trabajo Fin de Grado  
Grado en Geología

# Estudio de feldespatos potásicos asociados a gneises de la facies “Ollo de Sapo” en afloramientos del Sistema Central

Autora:

Sara Del Rey García

Directores:

Alfonso Pesquera y Pedro Pablo Gil

© 2017 /Sara Del Rey García

Leioa, 27 febrero 2017



## ÍNDICE

	<b>Pág.</b>
<b>1. Objetivos e Introducción general</b>	1
1.1. Objetivos	1
1.2. Introducción	1
1.2.1. Localización geológica	1
1.2.2. Localización geográfica	3
1.2.3. Características generales de los feldespatos alcalinos	8
<b>2. Estructura y Composición Química</b>	9
2.1. Estructura cristalina	9
2.2. Composición química	13
2.2.1. Soluciones sólidas	14
<b>3. Grado de orden y polimorfismo</b>	17
<b>4. Métodos Analíticos</b>	21
<b>5. Resultados y discusión</b>	26
5.1. Difracción de Rayos X	26
5.1.1. Determinación de la triclinicidad	27
5.1.2. Determinación de la composición	29
5.1.3. Determinación del grado de orden	30
5.2. Índice de deformación elástica para los feldespatos potásicos	35
5.3. Albitización	38
<b>6. Conclusiones</b>	40
<b>7. Bibliografía</b>	43
<b>8. Anexos</b>	47



## 1. Objetivos e Introducción

### 1.1. Objetivos

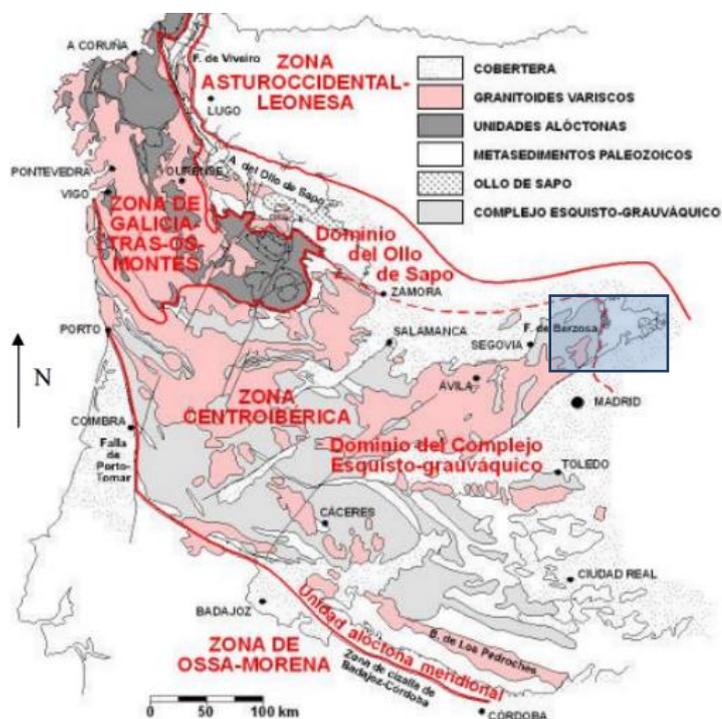
El objeto del presente trabajo es la caracterización de los feldespatos potásicos presentes principalmente en varios afloramientos de los ortogneíses de la Formación de Olla de Sapo que afloran en el extremo oriental de la Sierra de Guadarrama (**Fig. 1**).

En primer lugar, se realiza una revisión bibliográfica de los aspectos mineralógicos relacionados con la clasificación, estructura y grado de orden de los feldespatos potásicos. Posteriormente, utilizaremos la técnica de difracción de Rayos X para determinar el estado estructural (grado de orden del Al, Si) de los feldespatos estudiados.

### 1.2. Introducción

#### 1.2.1. Localización geológica

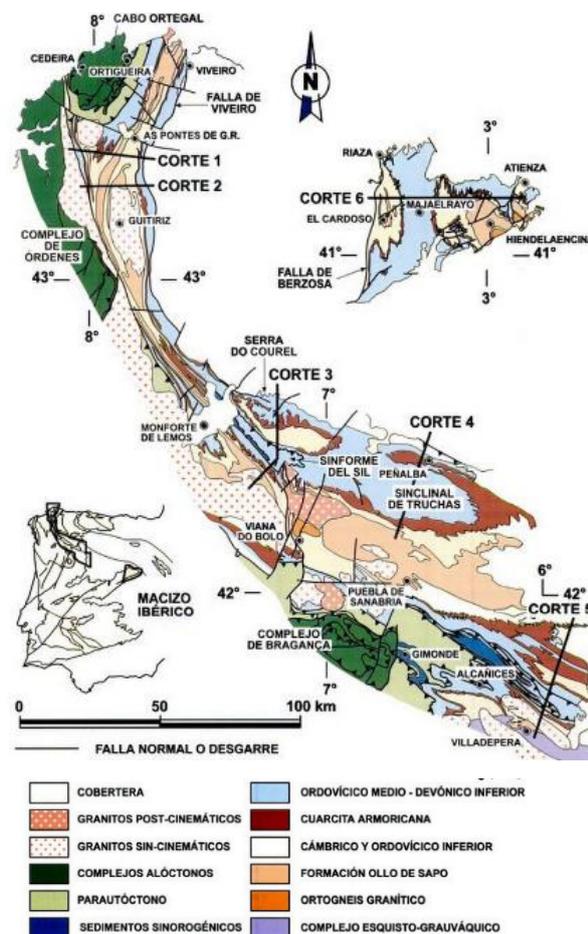
La zona donde se ha realizado este estudio se localiza en el “Dominio de Olla de Sapo” situado en la banda septentrional del autóctono centro-ibérico. (**Fig.1**) Este dominio representa el zócalo pre-Ordovícico de edad Cambro-Ordovícico (Montero et al. 2009).



**Fig. 1** Esquema de la Zona Centroibérica y la subdivisión en dominios según criterios estratigráficos. (Martínez - Catalán et al., 2004) El rectángulo azul indica la zona de estudio.

Este tipo de gneises generalmente afloran en el núcleo del Antiforme Olo de Sapo, estructura de 550 km de longitud cuya extensión abarca desde la costa cantábrica (Lugo) hacia el S y SE, hasta desaparecer bajo la depresión de Duero. Vuelve a aparecer en el Macizo de Honrubia y en el municipio de Hiendelaencina situado en el extremo oriental de la Sierra de Guadarrama zona donde se ha llevado a cabo la recogida de las muestras (**Fig. 1**).

Tradicionalmente, este dominio se utiliza como criterio estratigráfico, de este modo se ha considerado como el límite nororiental de la Zona Centroibérica (Parga Pondal et al., 1964). Dicho límite es a su vez tectónico, ya que coincide con la Falla de Vivero lo que permite localizarlo con mayor exactitud. El dominio de Olo de Sapo” incluye materiales porfiroides de edad Cámbrico- Ordovícico que, como ya se ha mencionado anteriormente, afloran en el núcleo de los anticlinales intercalada entre pizarras y cuarcitas del Ordovícico Inferior (**Fig. 2**).



**Fig.2.** Esquema geológico del Dominio de Olo de Sapo en sus afloramientos de Galicia -Zamora y Hiendelaencina. (Díez Montes et al., 2004)

Las rocas características, y que resultan de interés son los ortogneises glandulares con megacrystales de feldespato potásico rodeados por un manto de plagioclasa. En algunas localidades, los megacrystales muestran un tamaño medio de 5 a 7 cm, con hábito euhedral a subhedral y con la macla de Carlsbad.

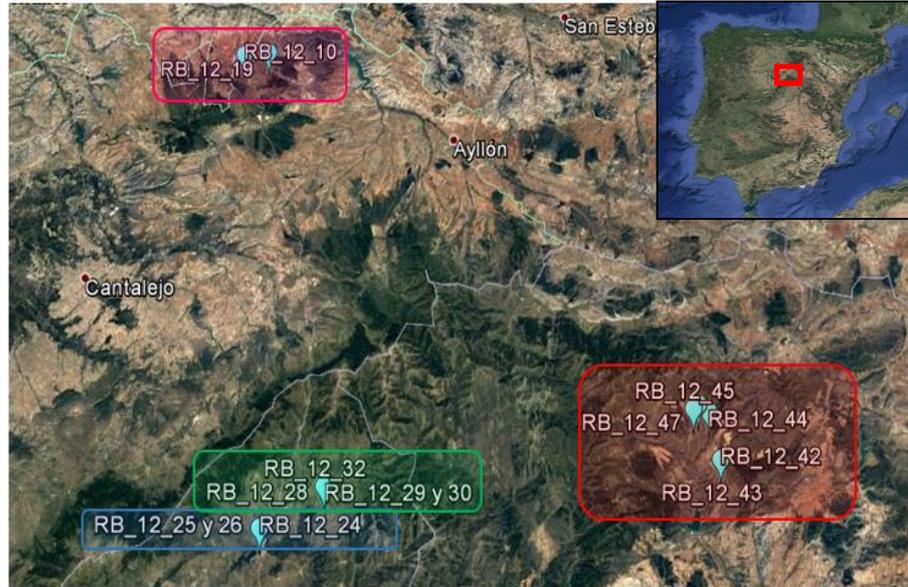
La Zona Centroibérica presenta evidencias de haber estado expuesta a las deformaciones pre-Hercínicas de la orogenia Cadomiense, posteriormente sucedieron varios procesos tectonomagmáticos asociados a extensión cortical y a procesos de fusión parcial durante lo que se conoce como rifting del Paleozoico Inferior (Cámbrico-Ordovícico).

En el sureste, en la región de Hiendelaencina ocurrieron al menos 2 episodios volcánicos, uno a 495 Ma y el otro 483 Ma, seguidos por una intrusión granítica a 474 Ma , en total una duración de 20 Ma de episodios de actividad magmática (Montero et al., 2009). Este rifting Cambro-Ordovícico comenzó en la Zona Centro Ibérica hace 495 Ma alcanzando la máxima actividad entre 492 y 483 Ma dependiendo de la zona, cesando en 470 Ma . Gracias a los circones heredados y a la química y composición isotópica de Sr-Nd de los metagranitos y de las rocas metavolcánicas de Olló de Sapo se puede saber que la fuente magmática estaría compuesta mayormente por materiales continentales que han experimentado una larga permanencia en la corteza (fusión parcial de antiguos materiales corticales), por rocas félsicas del Ediacaran o por sedimentos inmaduros derivados de estos. Esta fusión cortical estaría causada por la acumulación de magmas en la base de la corteza durante un ambiente extensional.

### 1.2.2. Localización geográfica

Para llevar a cabo dicho estudio se han recogido 14 muestras de roca en 4 zonas diferentes; localizadas en las provincias de Segovia, Madrid y Guadalajara (**Fig. 3**). La clasificación y localización de las muestras se indica en el **Anexo 1 y 2**.

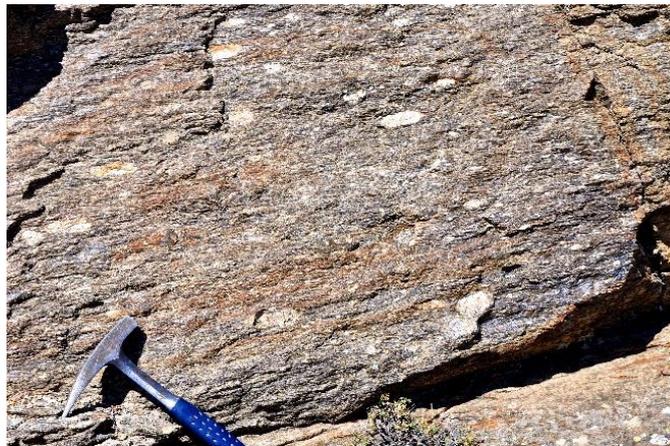
Estas zonas de estudio las podemos ubicar en 4 áreas representadas en mapas Magna de escala 1:50:000 del IGME correspondientes a las hojas de 403-Maderuelo (García-Cortés et al., 1992-1998), 484-Buitrago de Lozoya (Bellido et al., 1988), 458-Prádena (Azor et al., 1987-1988) y 460-Hiendelaencina (Bascones Alvira et al., 1978).



*Fig.3. Imagen satélite donde observa la ubicación de las muestras estudiadas. (Google Earth).*

#### ❖ **Honrubia de la Cuesta y Villalvilla de Montejo (Segovia). Hoja 403-Maderuelo**

Las muestras **RB-12-10** y **RB-12-19** (Fig.4) corresponden a ortogneises glandulares tipo “Ollo de Sapo” que se localizan junto a la autovía del Norte A-1 próxima al municipio de Honrubia de la Cuesta y Villalvilla de Montejo respectivamente, localizadas en la provincia de Segovia, esta zona está enclavada en el sector suroriental de la Cuenca de Duero, próxima al Sistema Central. (García-Cortés et al., 1992-1998).



*Fig 4. Muestra RB-12-19, cristales de feldespato potásico en una matriz de grano fino (imagen P.Gil).*

Presentan tonos grisáceos con una marcada foliación definida por planos donde se alternan dominios cuarzo-feldespáticos con dominios de filosilicatos como moscovita y biotita, destaca una abundante presencia de porfiroclastos de feldespato potásico con un tamaño de 3-12 cm envueltos por la foliación adquiriendo una textura en augen.

#### ❖ **Buitrago de Lozoya (Madrid). Hoja 484-Buitrago de Lozoya**

Estas 3 muestras se localizan a 980 metros al SW de Buitrago de Lozoya junto a la carretera E-5, municipio que se encuentra en la Comunidad de Madrid, situado en el extremo oriental de la Sierra de Guadarrama formando parte del sector oriental del Sistema Central español (Bellido et al., 1988).

En cuanto a su petrología, se pueden definir como Leucogneises donde se diferencian dos facies;

1. Facies leucocrática con un contenido en micas muy bajo que presenta glándulas feldespáticas dispersas y algún nódulo de turmalina (**RB-12-25**).
2. El otro tipo presentaría una mayor proporción de micas (más rico en biotita) y muestra glándulas feldespáticas más abundantes y ordenadas (**RB-12-26**).

La muestra **RB-12-24**, se pueden describir como leucogneises que en diversas zonas se encuentran intercalados con aplitas con turmalina compuestas por feldespato alcalino, cuarzo y moscovita presentando por tanto un color tenue (**Fig.5.**)



*Fig.5. Muestra RB-12-24, textura típica de Ojo de Sapo tipo augen (imagen P.Gil).*

### ❖ Paredes de Buitrago (Madrid). Hoja 458-Prádena

Estas 4 muestras se localizan en la carretera M-127, a 2.300 metros al Norte del municipio de Paredes de Buitrago el cual pertenece a la Comunidad de Madrid. Esta área se ubica a 9 km al Noroeste de la anterior zona de estudio, por tanto, también se sitúa en el sector oriental de la Sierra de Guadarrama. En este conjunto de materiales vamos a encontrar varios tipos de Ortogneises (Azor et al., 1987-1988);

#### 1. Gneises bandeados.

Presentan un bandeo característico formado por una alternancia de niveles cuarzofeldespáticos y biotíticos que marcan la foliación principal. Si realizamos una clasificación más precisa de las muestras recogidas, podemos clasificarlas como:

- Gneises migmatíticos **RB-12-28 (Fig. 6)**
- Leucogranito orientado **RB-12-29**
- Venas pegmatíticas de feldespato y cuarzo que cortan a la migmatita. **RB-12-30**

#### 2. Leucogneises. **RB-12-32**

Rocas granudas de color claro que presentan biotita, moscovita y turmalina.



*Fig.6. Muestra RB-12-28, gneises migmatíticos de grano fino (imagen P.Gil).*

❖ **Hiendelaencina y Villares de Jadraque (Guadalajara). Hoja 460-  
Hiendelaencina**

Las muestras **RB-12-42** y **RB-12-43** fueron recogidas a 3 km al Sur del municipio de Hiendelaencina próximas a la carretera C-M-1001, mientras que las 3 muestras **RB-12-44**, **RB-12-45** y **RB-12-47**, se localizan a 600 m al NW del municipio de Villares de Jadraque, cercanas a la carretera que une dicho municipio con Hiendelaencina.

Ambos municipios pertenecen a la provincia de Guadalajara, presenta una topografía accidentada con un relieve importante. Observamos que en estas muestras existen tres tipos de ortogneises (Bascones Alvira et al., 1978);

1. Gneises glandulares. **RB-12-42**, **RB-12-43** y **RB-12-45**

Está constituida por un conjunto homogéneo de gneises glandulares de tonos grisáceos alternando con gneises microglandulares donde se intercalan niveles de gneises cuarzo-feldespáticos. En los gneises glandulares se observan cristales de feldespato con un tamaño 1-2cm con una orientación muy marcada mientras que los niveles cuarzo-feldespáticos presentan un tono grisáceo claro con poca cantidad de micas y tamaño de grano fino. Con relación a las 3 muestras de estos gneises glandulares, podemos describirlas más detalladamente como;

- Gneis biotítico de Hiendelaencina. **RB-12-43**
- Niveles de leucogranito en bandas centimétricas a decimétricas entre el gneis biotítico de Hiendelaencina. **RB-12-42**

Banda leucogranítica con biotita de color gris intercalada entre los gneises. Dos fragmentos, leucogranito y gneis. **RB-12-45**

2. Gneis glandular con megacristales de feldespato **RB-12-44**

Rocas con una matriz de color gris- verde oscura donde se engloban cristales de feldespato y cuarzo, estos cristales de feldespato pueden alcanzar hasta un tamaño de 10 cm. La matriz presenta un tamaño de grano fino formada por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y micas, estas últimas están dispuestas marcando la formación.

### 3. Gneises de grano fino con intercalaciones de cuarcitas feldespáticas. RB-12-47

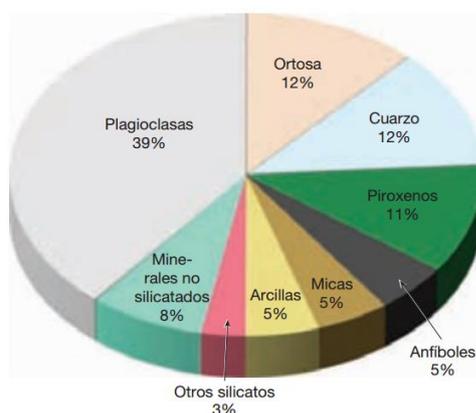
Este nivel está constituido por una alternancia de gneises macroglandulares intercalados por gneises microglandulares, cuarcitas, cuarcitas feldespáticas y micacitas. Esta muestra en concreto se define como un paragneis de grano fino con aspecto porfiroide observándose en ocasiones granates.

Ver **anexo 2**, tabla que recoge descripción y localización de cada uno de las muestras anteriores.

#### 1.2.3. Características Generales de los feldespatos alcalinos

Los feldespatos alcalinos son el grupo de minerales más comunes de la corteza terrestre constituyendo aproximadamente el 60% de dicha corteza ya que son capaces de formarse en un amplio rango de temperatura y presión siendo el componente principal de la gran mayoría de rocas independientemente de su naturaleza. (Deer et al., 2012) (**Fig.7**).

Aparecen normalmente en granitos y rocas ácidas de composición intermedia, en pegmatitas y también formando parte de la mayoría de gneises y esquistos, además se suelen presentar tanto asociadas a hidrotermalismo como en rocas que han sufrido metamorfismo regional (Deer et al., 2012).



**Fig. 7.** Porcentajes (por volumen) de los minerales más comunes en la corteza terrestre (Tarbuck, et al., 2005)

Esta abundancia junto con el amplio rango composicional que presentan ha provocado que sean utilizados como una herramienta principal para la clasificación de las rocas ígneas. Debido a que los feldespatos son susceptibles a la alteración, son los segundos en abundancia después del cuarzo en los sedimentos arenosos, en

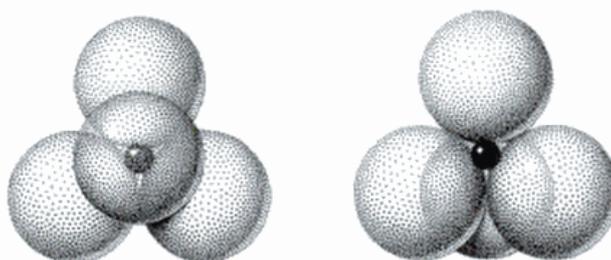
los que aparecen como granos detríticos o como cristales autigénicos. Únicamente se encuentran en menor proporción en las rocas arcillosas y en carbonatos de grado alto y solo están ausentes en algunas rocas ultrabásicas o en rocas alcalinas raras (Griffen, 1992).

Gracias a su complejidad química, que podemos ver reflejadas en fenómenos como; la exsolución, polimorfismo, solución sólida y frecuentes maclados permite que estos minerales registren una gran cantidad de información sobre sus condiciones de formación y su consiguiente historia. Las interpretaciones sobre estos fenómenos no son siempre sencillas, pero al menos lo que sí está claro es que la química de sus cristales es la clave para entender más acerca de las rocas que los contienen.

## 2. Estructura y composición química

### 2.1 Estructura Cristalina

Según los trabajos realizados por Hurlbut y Klein, 1997, los feldespatos alcalinos constan principalmente de la unidad fundamental que está presente en la estructura de todos los silicatos, un tetraedro ( $\text{SiO}_4$ ). Estos se encuentran constituidos por cuatro aniones oxígeno ( $\text{O}^{2-}$ ) localizados en los vértices de un tetraedro regular, rodeando a un catión silicio tetravalente ( $\text{Si}^{4+}$ ). En la siguiente imagen (**Fig. 8**) se muestra la coordinación tetraédrica que presenta el silicio con los oxígenos;



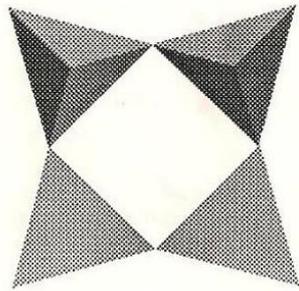
*Fig. 8. Representación del empaquetamiento compacto del tetraedro de  $\text{SiO}_4$  (Hurlbut y Klein, 1997)*

Cómo ya sabemos, los feldespatos pertenecen al grupo de los tectosilicatos, es decir minerales cuya estructura está formada alrededor de un armazón tridimensional de tetraedros  $\text{SiO}_4$  enlazados, en los que los iones oxígeno de cada tetraedro  $\text{SiO}_4$  están compartidos con los oxígenos de los tetraedros vecinos dando

lugar una estructura de enlaces fuertes donde la relación Si:O es 1:2. (Hurlbut y Klein, 1997) (Putnis, 1992)

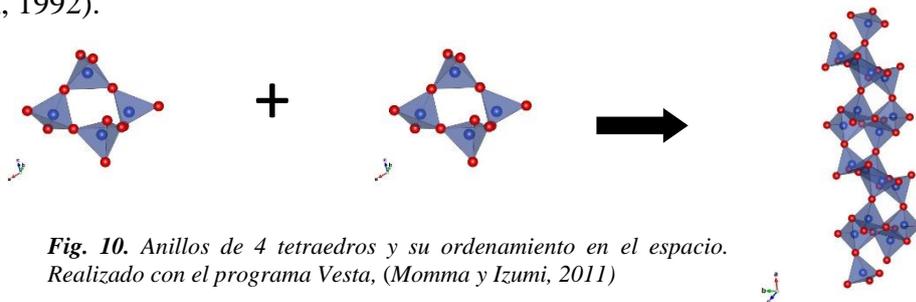
En el caso de los feldespatos alcalinos, a esta red se incorpora el catión  $\text{Al}^{3+}$  que también presenta una coordinación tetraédrica con el oxígeno  $(\text{AlO}_4)^{5-}$ , por tanto este tetraedro ocupa el mismo espacio que un tetraedro de silicio por ello puede darse la sustitución de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  como veremos más adelante, además puede unirse a otros tetraedros  $(\text{SiO}_4)$  configurando así un armazón tridimensional infinito de tetraedros  $\text{SiO}_4$  y  $\text{AlO}_4$ . (Deer et al., 2001).

Podemos entender mejor esta estructura, observando la correspondiente a la **Sanidina** por tratarse del feldespato alcalino más simple y sencillo, determinada por Taylor (1933), formada por un conjunto de anillos unidos por sus vértices, donde cada anillo está compuesto por 4 tetraedros  $\text{TO}_4$  interconectados mediante los oxígenos localizados en sus vértices (puentes de oxígeno) (**Fig. 9**).



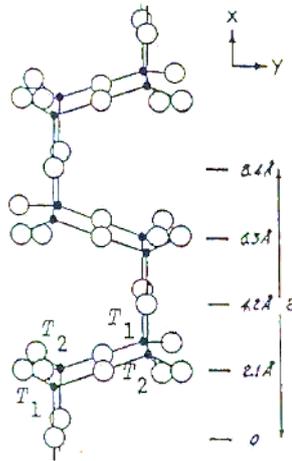
*Fig. 9. Representación esquemática de un anillo formado por 4 tetraedros (Griffen, 1992).*

Esta organización es característica de este grupo de minerales donde 2 de los tetraedros apuntan hacia arriba y los 2 restantes apuntan en la dirección contraria con respecto al plano (201). La unión de estos anillos da lugar a cadenas dobles conocida como “double- crankshaft” dispuesta de manera paralela al eje x. (**Fig. 10 y 11**) (Griffen, 1992).



*Fig. 10. Anillos de 4 tetraedros y su ordenamiento en el espacio. Realizado con el programa Vesta, (Momma y Izumi, 2011)*

A continuación, en la **Fig. 11.** se ilustran los dos tipos de anillos de 4 miembros que forman estas cadenas, uno es paralela al eje “y” y el otro es, aproximadamente, paralelo a “x”. La distancia de repetición en la dirección de la cadena es aproximadamente 4 veces el tamaño de cada tetraedro. (Ribbe, 1983)

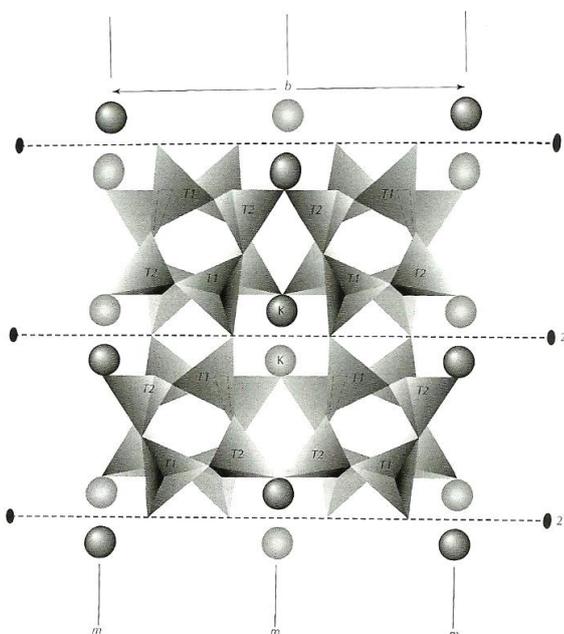


**Fig. 11.** Estructura de la cadena “double- crankshaft” formada por anillos de 4 miembros tetraédricos que se disponen paralelos al eje x. (Taylor 1933, en Deer et al., 2012)

En la **Figura 12** se muestra la disposición de los anillos de 4 miembros, estos se encuentran unidos formando grandes huecos entre las cadenas que serán ocupados por cationes metálicas de radio iónico superior a  $1\text{Å}$  como son  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , para el grupo de los feldespatos alcalinos el catión fundamental es el  $\text{K}^+$  que se une a 9 iones oxígenos más cercanos ocupando grandes intersticios localizados en posiciones especiales sobre los planos de simetría (Deer et al., 2012) (Griffen, 1992). Presenta un diseño en bloque, rectangular constituido por anillos de 4 tetraedros  $\text{TO}_4$  que forman dobles cadenas paralelas al eje x, esta organización estructural es la que produce la característica exfoliación en ángulo recto. El relleno de dichas posiciones puede ocurrir en dos situaciones diferentes (Hurlbut y Klein, 1997);

Cuando un solo  $\text{Si}^{4+}$  es sustituido por un  $\text{Al}^{3+}$ , la carga se neutraliza con la incorporación de  $\text{K}^+$  o  $\text{Na}^+$  formándose así la serie de los **feldespatos alcalinos**  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  y  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , donde se encuentran los polimorfos potásicos; microclina, sanidina y ortosa hasta llegar al feldespato sódico; la albita. (Putnis, 1992)

Por otro lado, cuando la sustitución es de  $2\text{Si}^{4+}$  por  $2\text{Al}^{3+}$  la neutralización se lleva a cabo mediante la incorporación de un catión divalente  $\text{Ca}^{2+}$  para dar lugar a la serie de **las plagioclasas**. Aunque para nuestro estudio únicamente nos serán de interés las características que envuelven a los feldespatos alcalinos.



**Fig.12.** Estructura de la Sanidina alta, proyectada sobre (-201), planos de simetría (m) y ejes de rotación binaria (2) (Taylor, 1933 en Hurlbut y Klein, 1997)

Con relación a la celda unidad, todos los feldespatos tienen dimensiones similares, con pequeñas variaciones, estas variaciones son las que nos permitirán caracterizar los feldespatos de nuestro estudio (Griffen, 1992);

- Eje a es  $\sim 8,5 \text{ \AA}$
- Eje b es  $\sim 13 \text{ \AA}$
- Eje c  $\sim 7 \text{ \AA}$

Por otro lado, el sistema cristalino puede ser tanto monoclinico como triclínico;

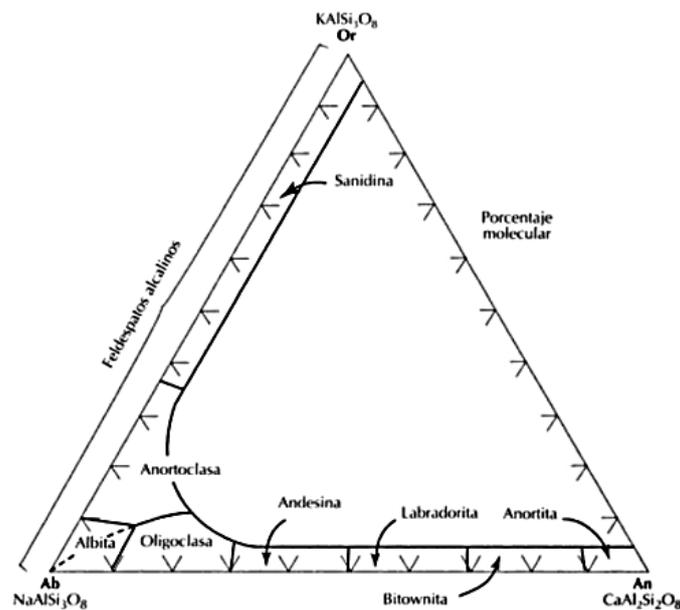
Si es monoclinico ( $a \neq b \neq c$ ,  $\alpha = \gamma = 90^\circ$ ,  $\beta > 90^\circ$ ) los dos posibles grupo espaciales serían;

- $C2/m$  (feldespatos alcalinos monoclinicos, sanidina y ortosa)
- $I2/m$  (celsiana)

Por el contrario, si es triclínico ( $a \neq b \neq c$ ,  $\alpha \neq \beta \neq \gamma$ ) su grupo espacial sería  $C1$ , para el caso de la albita y microclina (Griffen, 1992). (Putnis, 1992)

## 2.2. Composición química

La fórmula química más simple para los feldespatos se expresaría según Deer, et al., 2001, como es  $MT_4O_8$ , representándose el componente más característico del grupo mediante la letra  $M=K^+$ ,  $Na^+$  (metales alcalinos) y  $Ca^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$  (metales alcalinotérreos) o alguna combinación de estos tres componentes; mientras que el  $Si^{4+}$  y el  $Al^{3+}$  se sitúan en las posiciones tetraédricas T. Por tanto, en base a estos criterios podemos diferenciar 3 fórmulas para los feldespatos; Ortoclasa (Or) =  $KAlSi_3O_8$ , Albita (Al) =  $NaAlSi_3O_8$  y Anortita (An) =  $CaAl_2Si_2O_8$ . Estos tres minerales se muestran en un diagrama ternario (**Fig13.**) donde son representados en los vértices del triángulo que dibuja dicho diagrama, los miembros de la serie ortosa y albita, corresponden a los **feldespatos alcalinos** y reciben este nombre debido a los metales alcalinos que los forman  $Na^+$  y  $K^+$  se sustituyen entre sí y de este modo siguen el espectro continuo de composiciones en la serie.



*Fig.13 Diagrama ternario de los feldespatos (Según Deer et al., 1963).*

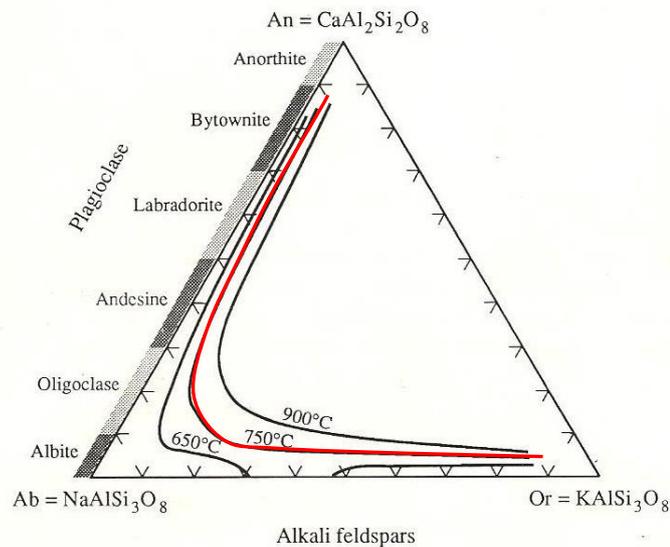
Por otro lado, los miembros que forma la serie que incluye  $NaAlSi_3O_8$  (Ab) y  $CaAl_2Si_2O_8$  (An) se refiere a los **feldespatos plagioclasas** (minerales que en nuestro estudio no resultarán de interés) de este modo los feldespatos son clasificados según su composición química y se expresan en función de los porcentajes moleculares de Ab y An. (Griffen, 1992)

### 2.2.1 Soluciones Sólidas

Las soluciones sólidas entre minerales se basan en criterios elementales de la química de los cristales, donde parece ser más efectivas cuando los átomos sustituidos son de la misma carga y tamaño similar que los que reemplazan. (Putnis, 1992)

En el caso de los feldespatos alcalinos se puede observar que existe una pequeña solución sólida entre Or-Ab esto se debe a que la carga es idéntica entre los átomos sustituidos  $K^+ \rightarrow Na^+$  sin embargo, el tamaño es suficientemente diferente como para que la solución sólida se encuentre limitada a bajas temperaturas, siendo el tamaño de los cationes  $K^+=1,3\text{\AA}$  y  $Na^+=1,0\text{\AA}$ . (Griffen, 1992).

Se obtiene como resultado una solución sólida completa (**Fig.14**) situada por encima de la isoterma  $750^\circ\text{C}$  a  $P_{H_2O} = 1 \text{ kbar}$ , y produciéndose por debajo de esta temperatura la exsolución de los feldespatos alcalinos donde se enfrían lentamente y cristalizan, a esta zona se la conoce como hueco de miscibilidad. (Griffen, 1992).



**Fig. 14.** Líneas solvus en el diagrama ternario Or-Ab-An (Griffen, 1992).

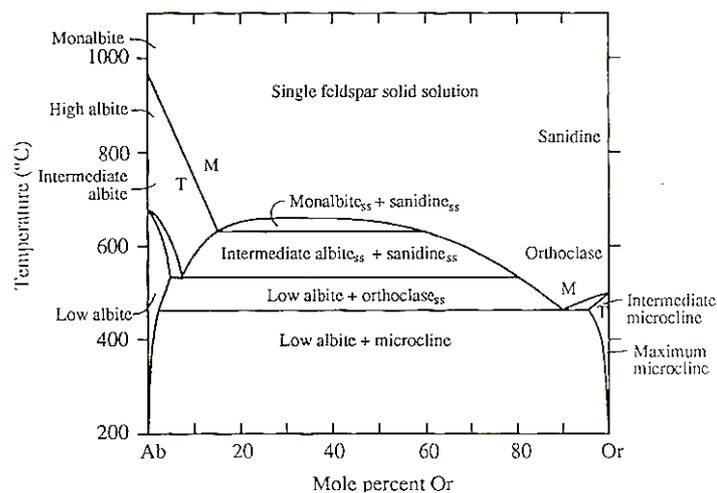
En este diagrama ternario las regiones que corresponden a las soluciones sólidas están restringidas por isotermas, de tal modo que fuera de estas isotermas, es decir, hacia los lados que representan Or-Ab y Ab-An ocurre la solución sólida para las temperaturas correspondientes mientras que dentro de las propias isotermas se dan los procesos de exsolución.

En la **Fig. 15** se muestra un diagrama de fase binaria Or- Ab de los feldespatos potásicos, en el cual se observa que a temperaturas altas forman series de soluciones sólidas con una miscibilidad completa, pero a bajas temperaturas, dependiendo de la composición, ocurre la exsolución. En esta zona del diagrama, la capacidad para incorporar cationes  $K^+$  a la estructura de los feldespatos alcalinos decrece con el descenso de la temperatura y viceversa, de este modo el hueco de miscibilidad se ensancha conforme desciende la temperatura. (**Fig. 15**)

Esto ocurre porque, a diferencia de los fuertes enlaces que forman los tetraedros de Al, Si, los iones de  $K^+$  están coordinados por 9 átomos de oxígeno y el  $Na^+$  por 6 o 7 átomos de oxígenos con una fuerza de los enlace mucho inferior.

Por esta razón, los cationes son móviles durante los procesos de difusión mientras que la estructura de los tetraedros Al, Si no experimentan ningún cambio.

*The Feldspars*



**Fig.15.** Diagrama binario Or-Ab, campos de estabilidad general para las diferentes formas de feldespatos. (Griffen, 1992).

La incompatibilidad entre la fase rica en potasio y la fase rica en sodio es causada por las diferentes dimensiones de la red o parámetros de celda para una temperatura determinada (**Fig. 15**). Este proceso de exsolución ocurre cuando un feldespato alcalino de composición intermedia se enfría desde altas temperaturas, por debajo del solvus comienza la segregación en dos fases ya que la fase homogénea se vuelve termodinámicamente inestable o metaestable. El sodio se difundirá formando regiones ricas en  $Na^+$  y el potasio se difundirá dando regiones ricas en  $K^+$

y así el feldespato originalmente homogéneo se convertirá en un intercrecimiento heterogéneo, dando como resultado capas delgadas de albita en un cristal huésped de feldespato potásico, estos intercrecimientos se crypto-, micro- o macropertitas dependiendo del tamaño de las lamelas. En los feldespatos alcalinos la orientación de estas laminillas es aproximadamente paralela a {100}. Si el mineral huésped es un feldespato plagioclasa y las laminillas tienen composición de feldespato potásico entonces se llama antipertita. (Griffen, 1992).

En cambio, para la serie de **las plagioclasas** Ab-An ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  y  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) el tamaño de los iones  $\text{Na}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$  son prácticamente iguales y el par sustituido **Na Si** → **Ca Al** está en un balance de cargas con lo cual en este caso la solución sólida es completa.

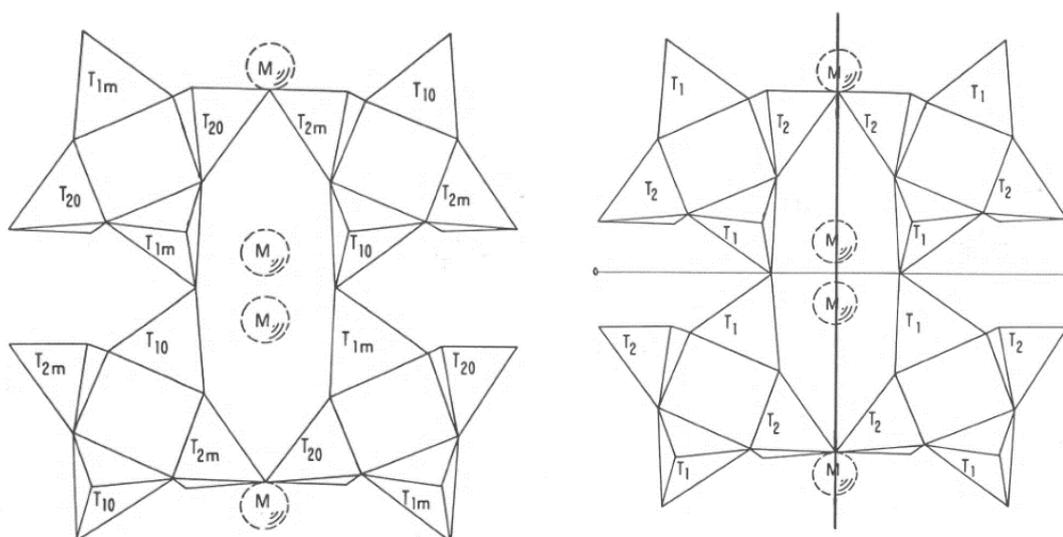
Por último, para una serie An-Or hipotética, tanto el tamaño de los iones como la carga son diferentes **K** → **Ca** con lo cual la extensión de la solución sólida está limitada a un pequeño porcentaje de Or en An y viceversa y por ello no existe esta serie como tal.

Existen otros 3 minerales que cumplen la estructura cristalina de los feldespatos potásicos, pero que se encuentran definidos como “miembros poco comunes del grupo”.

- Celsiana.  $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  los átomos de Bario presentan el mismo tamaño que los átomos de potasio y por ello existe un rango continuo de solución sólida entre la Celsiana y Ortoclasa.
- Mergnerita roja.  $\text{NaBSi}_3\text{O}_8$  menos común que la Celsiana
- Buddingtonita.  $\text{NH}_4\text{AlSi}_3\text{O}_8 \cdot 0,5 \text{H}_2\text{O}$

### 3. Grado de orden y polimorfismo

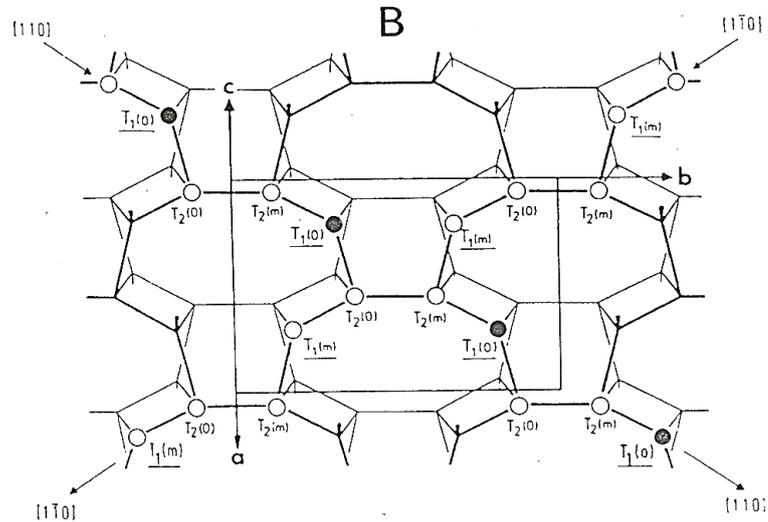
La caracterización de un feldespato potásico requiere no solo de la especificación de su composición química en el rango entre  $\text{NaSi}_3\text{AlO}_8$  y  $\text{KSi}_3\text{AlO}_8$  sino también de la simetría de la estructura (monoclónica o triclínica) y la manera ordenada o desordenada en la que el Al y el Si ocupan los huecos tetraédricos disponibles (T). (Putnis, 1992) (**Fig. 16**)



**Fig. 16.** Estructura de feldespato alcalino triclínico (izda.) y monoclinico (dcha.) proyectada en el plano cristalográfico (-201) (Hovis, 1997)

Para lograr entender el concepto de grado de orden, nos fijaremos una vez más en la sanidina representada en la **Fig.17**, presenta la simetría más alta observada en estos minerales es monoclinica, con un grupo espacial  $C 2/m$ , (Brown, 1983) este grupo tiene 8 posiciones generales equivalentes y la difracción nos revela que los huecos de coordinación tetraédrica de los cationes llamados  $T_1$  y  $T_2$  están localizados en posiciones generales, es decir, que no se colocan sobre elementos de simetría. En la celda unidad existen 8 huecos  $T_1$  y 8 huecos  $T_2$ , y sabiendo que la formula química es  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  y  $Z=4$ , nos daría un resultado de 12 átomos de Si y 4 átomos de Al que ocuparán 2 conjuntos de 8 posiciones equivalentes cada uno. (Griffen, 1992)

Los nombres de los huecos tetraédricos son  $T_{1o}$ ,  $T_{1m}$ ,  $T_{2o}$ ,  $T_{2m}$  pero en este caso presentando un grupo espacial  $C2/m$  el plano de simetría y el eje binario hacen que  $T_{1o}$  y  $T_{1m}$  sean equivalentes al igual que  $T_{2o}$ ,  $T_{2m}$  de este modo sólo existirían 2 únicos huecos tetraédricos  $T_1$  y  $T_2$ . (Griffen, 1992)



**Fig. 17.** Estructura de feldespato alcalino donde las posiciones tetraédricas se representan como círculos. (Ribbe, 1983)

Por tanto, para caracterizar los feldespatos alcalinos además de conocer su composición química también es necesario determinar la distribución de Al y Si en las posiciones tetraédricas en función de;

- La temperatura de cristalización
- La historia térmica

De tal modo que los feldespatos alcalinos pueden presentar (Hurlbut y Klein, 1997);

Una distribución de Al-Si desordenada si se enfrían rápidamente después de la cristalización a altas temperaturas y adoptan una estructura correspondiente a la temperatura de máxima simetría, se denominan por tanto feldespatos de alta temperatura este es el caso de las rocas volcánicas (**Fig.18 Modelo I**). Por el contrario, si se enfrían lentamente desde temperaturas altas o si cristalizan a bajas temperaturas mostrarán una distribución de Al – Si ordenada, este otro caso correspondería a las rocas plutónicas (**Fig.18 Modelo III**). Existen también feldespatos cuyo estado estructural es intermedio. (**Fig.18 Modelo II**)

Dependiendo de estas condiciones de formación existen 3 polimorfos de los feldespatos alcalinos;

1. Sanidina
2. Ortoclasa
3. Microclina

1. Como ya hemos visto, el polimorfo que presenta el grado más alto de desorden y estructura de máxima simetría que es estable a temperaturas altas, es la sanidina. En este polimorfo la distribución de los átomos de aluminio y silicio a lo largo de  $T_{1o}$ ,  $T_{1m}$ ,  $T_{2o}$ ,  $T_{2m}$  es aleatorio, y hay por consecuencia una probabilidad del 0.25 de encontrar aluminio en cualquiera de los huecos tetraédricos. (William, 1983).

Siguiendo la convención de Kroll (1971) se utiliza;  $t_{1o}$ ,  $t_{1m}$ ,  $t_{2o}$ ,  $t_{2m}$ , para simbolizar la probabilidad de encontrar aluminio en los huecos  $T_{1o}$ ,  $T_{1m}$ ,  $T_{2o}$ ,  $T_{2m}$  respectivamente, siendo en este caso  $t_{1o} = t_{1m} = t_{2o} = t_{2m} = 0.25$ . (**Fig.18**)

Aunque como hemos mencionado anteriormente, hay que recordar que existen solo 2 tipos de huecos tetraédricos en la sanidina ( $T_1$  y  $T_2$ ) cada uno tiene  $0.25Al^{3+} + 0.75Si^{4+}$  a lo largo de los 4 huecos tetraédricos con lo cual todos ellos suman 1 átomo de Aluminio en la fórmula. (**Fig.18 Modelo I**)

2. El polimorfo que cumple un grado de orden intermedio y que presenta una simetría monoclinica es la ortosa, o la sanidina baja con un grupo espacial  $C 2/m$ , la más ordenada cumpliría  $t_{1o} = t_{1m} = 0.5$ , y  $t_{2o} = t_{2m} = 0.0$  siendo una ortosa totalmente ordenada. (**Fig.18 Modelo II**)

3. Conforme la proporción de Al en  $t_{1o}$  aumenta ya que los cationes de aluminio migran preferentemente hacia  $T_1$ , y por tanto los dos huecos  $T_1$  y  $T_2$  se vuelven cada vez menos equivalentes y se pierde el plano de simetría y el eje binario, quedando la inversión como único elemento de simetría.

Este polimorfo se conoce como microclina máxima, donde la distribución de Al- Si se encuentra totalmente ordenada, encontrándose todo el Aluminio en  $T_{1o}$  de tal modo que,  $t_{1o} = 1.0$ ,  $t_{1m} = t_{2o} = t_{2m} = 0.0$  (**Fig.18 Modelo III**)

Estos diferentes grados de orden se conocen como estado estructural, donde la sanidina y la microclina máxima representan dos estados estructurales extremos y únicos. La ortosa y microclina están incluidas en el rango del estado estructural entre los extremos. (Putnis, 1992)

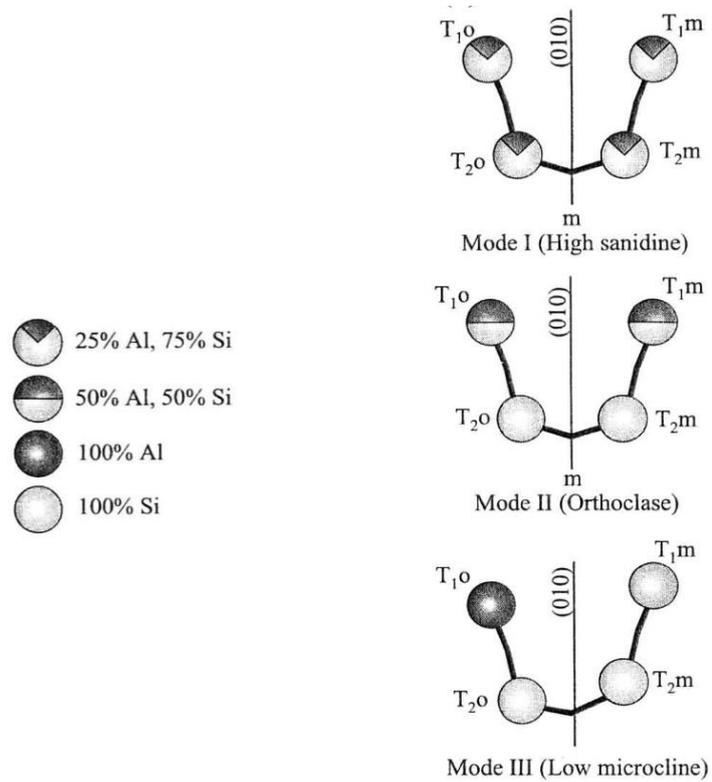


Fig. 18. Distribución del Aluminio en los huecos tetraédricos. (Nesse, 2012)

#### 4. Métodos Analíticos

En una primera etapa procesamos 4 muestras de fenocristales de feldespato potásico (con macla de Carlsbad) correspondientes a las siglas RB-12-10.1, RB-12-44.1, RB-12-47.1 y RB-12-30. Además de 3 muestras de roca de las cuales se han extraído cristales de menor tamaño que hemos etiquetado con el nombre de RB-12-10.2, RB-12-44.2 y RB-12-47.2. (**Fig. 19**)



*Fig. 19. Muestra RB-12-44, del cual se han extraído fenocristales RB-12-44.1 y cristales de menor tamaño RB-1244.2*

Según los métodos analíticos seguidos por Hutchison, 1974;

##### Molienda

En una primera etapa utilizaremos un mortero metálico con el que golpearemos cada una de las muestras, con objeto de reducir su tamaño de grano para un posterior desmuestre. Mediante unas pinzas separaremos los fragmentos de feldespato potásico que “de visu” determinamos que cumplen las características físicas de dichos minerales. Posteriormente, haciendo uso del mortero de ágata, moliemos la muestra hasta conseguir un tamaño adecuado para su análisis por difracción de rayos X. A continuación, se almacena cada muestra en tubos Eppendorf etiquetados (**Fig. 20**).



*Fig. 20. Tubos Eppendorf etiquetados*

Una vez separados los granos de feldespato potásico, volvemos a molerlos mediante el mortero de ágata hasta conseguir un tamaño de grano similar al de la harina ( $> 300 \mu\text{m}$ ) es decir, un tamaño impalpable.

### Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X, de las muestras en polvo, se ha llevado a cabo en los Servicios Generales de Investigación (SGIker) de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Se ha utilizado un difractómetro PANalytical Xpert PRO, equipado con tubo de cobre ( $\lambda \text{Cu}_{K\alpha \text{ media}}=1,5418\text{\AA}$ ,  $\lambda \text{Cu}_{K \alpha 1}=1,54060 \text{\AA}$  y  $\lambda \text{Cu}_{K \alpha 2}=1,54443 \text{\AA}$ ), goniómetro vertical (geometría Bragg-Brentano), rendija programable de divergencia, intercambiador automático de muestras, monocromador secundario de grafito y detector PixCel.

Las condiciones de medida han sido 40 KV y 40 mA, con un barrido comprendido entre  $5$  y  $70^\circ$  ( $2\theta$ ). Además, se ha utilizado un intervalo angular pequeño entre las medidas ( $0.026^\circ 2\theta$ ) con un tiempo de medida, en cada paso, de 2.8 segundos, lo que permite obtener unos difractogramas de calidad suficiente para realizar una determinación precisa de los parámetros de celda. Se ha utilizado el cuarzo presente en las muestras como estándar interno.

### Tratamiento de los espectros de difracción de Rayos X

El fichero digital obtenido se ha procesado mediante el software específico FullProf (Rodríguez-Carvajal, 1998) (ver **anexo 3**) que facilita la medida de los

picos de difracción, el procesado de los perfiles de DRX y la corrección de posibles errores sistemáticos en la posición de los picos mediante el estándar interno.

Una vez ajustados los espectros de difracción, analizamos el conjunto de los picos obtenidos con objeto de identificar las reflexiones correspondientes al feldespato potásico, se mide su posición en ángulo  $2\theta$ , se les asigna el (hkl) correspondiente (obtenido de las fichas PDF de los minerales correspondientes) y con ellos se genera el fichero que vamos a utilizar para determinar los parámetros de celda. Para conseguir una mayor precisión en las medidas de los máximos de difracción, sobre todo en los casos donde tenemos una posible interferencia entre varios picos, se ha procedido a realizar una deconvolución del espectro mediante la aplicación Magic Plot Software (v. 2.7.2. de Magicplot Systems, 2016 en <http://magicplot.com>).

Para la determinación de los parámetros de celda, directa y recíproca, se ha utilizado el programa UnitCell (ver **anexo 4.1**) (Holland y Redfern, 1997). El fichero de entrada de datos, en formato de texto ASCII, incluye una primera línea con el nombre de la muestra u otros datos del usuario y utiliza una línea de texto para cada reflexión, en la que se indican los índices (hkl) y los valores del ángulo  $2\theta$  (espaciado d, o energía) (ver **anexo 4.2**: ejemplo del fichero de entrada del programa UnitCell). En nuestro caso se han utilizado ficheros con un número de reflexiones que, dependiendo de la muestra, varían entre 21 y 38, de manera que los principales picos de difracción del feldespato como: (-201), (130), (-130), (002), (131), (1-31), (060) y (-204) que se han incluido en todos los casos. Además, el programa incorpora, en el fichero de salida de resultados, diagnósticos de regresión, útiles para ayudar a detectar valores atípicos y datos perjudiciales (ver **anexo 4.3**: ejemplo de fichero de salida del programa UnitCell). A partir de los parámetros de celda de los feldespatos, determinamos su composición, triclinicidad y grado de orden- desorden Al/Si.

Observaremos que la mayoría de los fenocristales que “de visu” clasificamos como ortosa resultan ser de albita ya que han sufrido un proceso de alteración, lo que se conoce con el nombre de albitización, que trataremos más adelante.

Por todo ello, a partir del análisis de láminas delgadas, decidimos seleccionar 10 nuevas muestras (RB-12-45, RB-12-32, RB-12-26, RB-12-25, RB-12-19, RB-12-29, RB-12-28, RB-12-43, RB-12-24 y RB-12-42) extrayendo esta vez cristales de

menor tamaño, con las que realizaremos una separación más minuciosa y exhaustiva utilizando una tinción selectiva para identificar, previamente, el feldespatos potásico para así obtener realmente estos minerales de interés. Una vez machacadas las muestras en el mortero metálico se procede de la siguiente manera:

### Tamizado

Hacemos pasar la muestra molida por 3 tamices, que presentan un tamaño de malla de 300  $\mu\text{m}$ , 500  $\mu\text{m}$  y 1 mm. Las partículas de menor tamaño pasan por los poros del tamiz, mientras que las de mayor tamaño quedan retenidas.

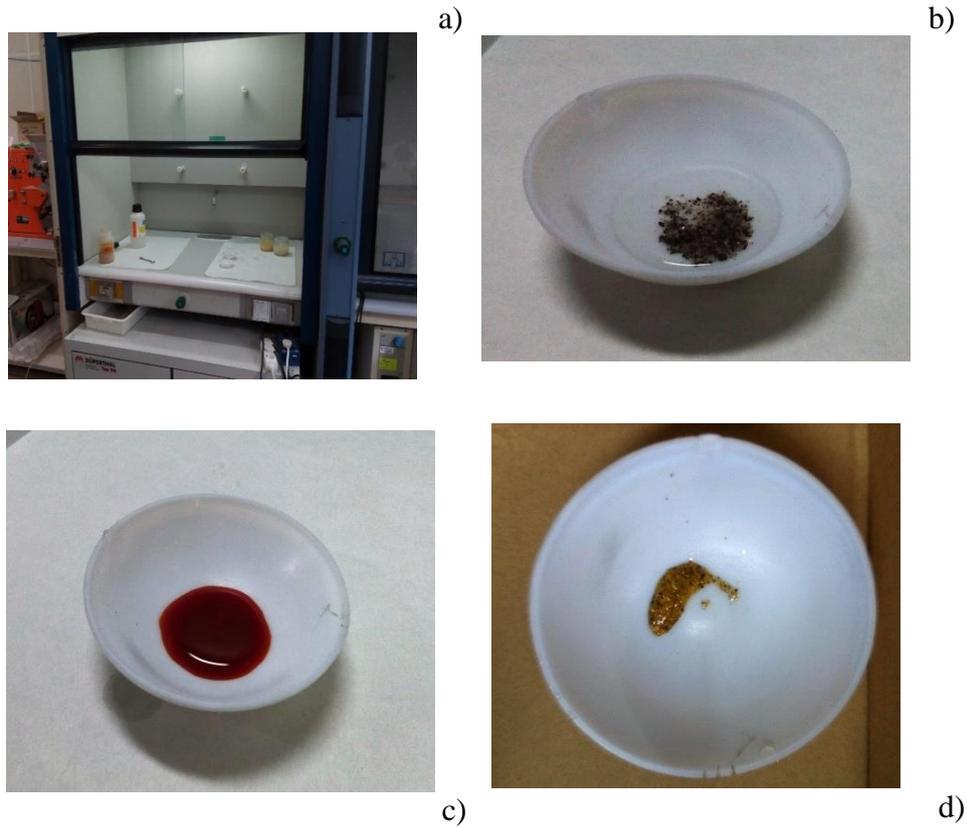
En nuestro caso, teniendo en cuenta el tamaño de los cristales de feldespatos de las muestras, la fracción que nos resultará de mayor interés, y que utilizaremos en las etapas posteriores, será la comprendida entre **0,5 mm y 1mm**.

### Ataque con ácido fluorhídrico

Cada muestra se traspasa a un teflón, donde será atacado con HF 48% durante 2 minutos (**Fig.21.c**). Este ataque de ácido de la superficie del mineral permitirá, en una etapa posterior, la tinción del feldespatos potásico mediante el cobaltinitrito sódico. Una vez finalizado el ataque, lavamos la muestra con agua para eliminar los restos de ácido. Para efectuar este ataque de ácido, se han tenido en cuenta las medidas de seguridad establecidas, (utilización de guantes y delantal de neopreno, bata de laboratorio, además del constante funcionamiento de la campana extractora de gases durante el proceso de ataque (**Fig.21.a**))

### Tinción

Por último, una vez lavadas las muestras, las sumergimos en una solución saturada de cobaltinitrito sódico ( $\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6$ ) durante unos 2 minutos (**Fig.21.c**). Esta solución tiñe de color amarillo intenso a los feldespatos potásicos, lo permite diferenciarlos fácilmente de las plagioclasas y de otros minerales blancos. Dejaremos secar la muestra durante 24 horas, para proceder a su posterior separación (**Fig.21.d**) (Hutchison, 1974)



**Fig. 21.** a) Campana extractora de gases en funcionamiento durante el proceso de ataque b) Muestra durante el proceso de ataque con ácido. c) Muestra teñida húmeda, d) Muestra en el proceso de tinción.

### Separación y molienda

Este proceso se ha realizado manualmente “hand picking” utilizando una lupa binocular (NIKON XN), que nos permite observar la muestra con un aumento de 20x. Utilizaremos también un punzón para separar los minerales de interés del resto de la muestra y un pincel, cuya función es recoger esos minerales separados e introducirlos en los tubos correspondientes (**Fig. 22**). En este caso, durante el proceso de molienda con el mortero de ágata, añadiremos a cada muestra, aproximadamente un 10% de silicio metálico (Merck), para utilizarlo como estándar interno.



**Fig. 22** muestras de feldespato potásico teñidas y molidas en tubos Eppendor

## 5. Resultados

### 5.1 . Difracción de Rayos X

Como hemos mencionado anteriormente, las técnicas de difracción de Rayos X pueden aportarnos información muy valiosa que no podríamos obtener mediante ningún otro método. Mediante los espectros de la difracción de Rayos X, es posible caracterizar tanto la composición química como el estado de orden de los feldespatos alcalinos, y en algunos casos aproximar la temperatura en la cual el feldespato alcanzo el equilibrio. Los resultados obtenidos, para las muestras estudiadas se muestran en la **Tabla 1**

*Tabla 1. Parámetros de celda de los feldespatos analizados (entre paréntesis se indica la desviación estándar).*

Muestra	a (Å) a*(Å <sup>-1</sup> )	b (Å) b*(Å <sup>-1</sup> )	c (Å) c*(Å <sup>-1</sup> )	V (Å <sup>3</sup> )	α (°) α*(°)	β (°) β*(°)	γ (°) γ*(°)
RB-12-10.1	8,566(1) 0,13004(2)	12,984(2) 0,07702(1)	7,208(1) 0,15454(2)	719,7(1)	90	116,14(2) 63,86(2)	90
RB-12-10.2	8,562(1) 0,12997(2)	12,965(1) 0,07713(1)	7,204(1) 0,15449(2)	718,6(1)	90	116,03(1) 63,97(1)	90
RB-12-30	8,563(1) 0,12997(2)	12,971(1) 0,07709(1)	7,212(1) 0,15433(2)	719,7(1)	90	116,03(1) 63,96(1)	90
RB-12-44.1	8,561(2) 0,13004(3)	12,973(1) 0,07709(1)	7,204(1) 0,15430(2)	719,7(2)	90,38(1) 90,06(1)	116,06(1) 63,94(1)	89,01(2) 90,92(2)
RB-12-44.2	8,558(2) 0,13001(2)	12,974(2) 0,07708(1)	7,216(1) 0,15445(2)	718,9(2)	90	116,01(2) 63,99(2)	90
RB-12-47.1	8,548(1) 0,13029(2)	12,946(2) 0,07724(1)	7,209(1) 0,15433(1)	717,0(1)	90	116,10(1) 63,90(1)	90
RB-12-47.2	8,575(3) 0,12978(4)	12,976(2) 0,07706(1)	7,215(1) 0,15432(2)	720,8(2)	90	116,02(2) 63,98(2)	90
RB-12-24	8,573(2) 0,12984(4)	12,967(1) 0,07713(1)	7,210(1) 0,15435(2)	720,1(2)	90,44(1) 89,95(2)	116,04(1) 63,96(1)	89,11(2) 90,78(2)
RB-12-25	8,556(1) 0,13020(2)	12,958(2) 0,07718(1)	7,216(1) 0,15436(2)	718,2(2)	90,25(1) 90,14(2)	116,13(1) 63,87(1)	89,13(2) 90,84(2)
RB-12-26	8,555(1) 0,13011(2)	12,975(1) 0,07708(1)	7,212(1) 0,15430(1)	719,3(1)	90,33(1) 90,14(1)	116,04(1) 63,96(1)	88,96(1) 91,00(1)
RB-12-28	8,574(1) 0,12997(2)	12,965(1) 0,07714(1)	7,219(1) 0,15434(2)	720,2(1)	90,45(1) 89,99(2)	116,17(1) 63,83(1)	89,00(1) 90,89(1)
RB-12-29	8,592(1) 0,12926(2)	12,990(2) 0,07701(1)	7,191(1) 0,15438(2)	722,7(1)	90,48(1) 90,26(1)	115,74(1) 64,26(1)	88,36(1) 91,58(1)
RB-12-32	8,571(1) 0,12978(2)	12,952(1) 0,07722(1)	7,210(1) 0,15424(2)	719,6(1)	90,53(2) 89,91(2)	115,96(1) 64,05(1)	88,96(1) 90,90(1)
RB-12-42	8,557(1) 0,13013(2)	12,981(2) 0,07704(1)	7,211(1) 0,15438(2)	719,4(1)	90,37(2) 90,05(2)	116,07(1) 63,93(1)	89,06(1) 90,87(1)
RB-12-43	8,556(1) 0,13009(1)	12,974(1) 0,07708(1)	7,209(1) 0,15439(2)	719,0(1)	90,32(1) 90,13(1)	116,03(1) 63,97(1)	89,02(1) 90,94(1)
RB-12-45	8,557(1) 0,13009(2)	12,974(1) 0,07708(1)	7,209(1) 0,15440(1)	719,0(1)	90,38(1) 90,03(1)	116,05(1) 63,95(1)	89,09(1) 90,03(1)
RB-12-19	8,567(1) 0,13005(2)	12,980(1) 0,07707(1)	7,230(1) 0,15404(2)	721,6(1)	90,05(1) 90,73(1)	116,11(1) 63,88(1)	88,39(1) 91,77(1)

### 5.1.1. Determinación de la Triclinicidad.

Medir este parámetro sería el primer paso para determinar el tipo de feldespato con el que estamos trabajando, de este modo estableceríamos si el feldespato tiene simetría triclinica o monoclinica.

En el caso de la sanidina, al ser monoclinica presentaría una sola reflexión 131, mientras que en la ortosa y microclina este único pico es sustituido por uno doble 131, y 1-31.

Conforme se produce el incremento en el desorden de Al/Si en los feldespatos alcalinos, los espaciados hkl y h-kl se hacen cada vez más próximos pudiendo coalescer como una única reflexión hkl convirtiéndose en un mineral monoclinico (ortosa).

Este parámetro se calcula mediante la fórmula de Goldschmidt y Laves (1954);

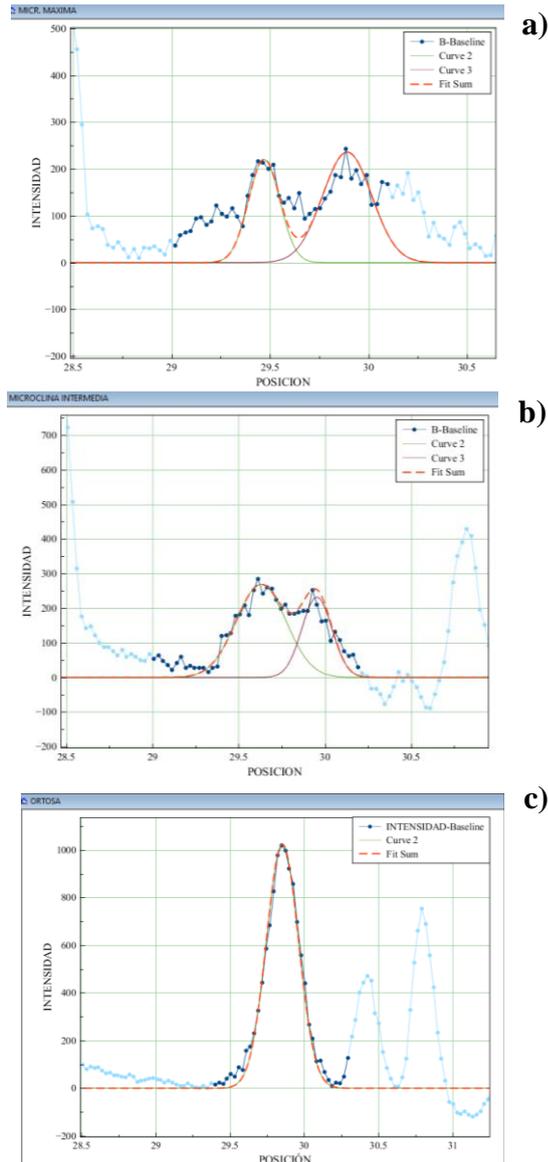
$$\text{Triclinicidad} \quad \Delta = 12,5 [ d(131)-d(1-31) ]$$

Por tanto, es calculada atendiendo a la separación entre los pares de reflexiones (131) y (1-31) (Goldschmidt y Laves 1954), para ello sería necesario analizar el difractograma entre los ángulos 29° y 30°50' (en 2θ) como observamos en la **Fig. 23.**

La triclinicidad expresada de esta manera significaría que en los feldespatos totalmente ordenados de simetría triclinica (microclina máxima) el valor sería igual o próximo a la unidad  $\Delta=1$ . (**Fig. 23.a**) y en el difractograma observaríamos dos picos de difracción.

En los casos de simetría triclinica que presente valores intermedios, tendremos una doble reflexión pero los espaciados hkl y h-kl más próximos entre sí que en el caso anterior, caracterizándose como una microclina intermedia. (**Fig. 23.b**)

En cambio, en los feldespatos desordenados de simetría monoclinica aparece una reflexión única bien definida y por tanto el índice de triclinicidad es  $\Delta=0$ . (**Fig. 23.c**)



**Fig. 23.** a) Difractogramas muestras RB-12-19 microclina máxima, b) RB-12-45 microclina intermedia, c) RB-12-47.2 ortosa. Ajuste realizado mediante el programa Magic Plot

Las conclusiones que podríamos sacar al respecto serían las siguientes;

Si los valores de la triclinicidad se acercan a la unidad significa que han experimentado un lento enfriamiento bajo condiciones plutónicas, en granitos profundos y en la mayoría de rocas metamórficas o bien se han formado a bajas temperaturas (p.e. en algunas pegmatitas).

Por el contrario, si los valores son bajos se esperaría que dichas rocas hubieran experimentado un enfriamiento rápido y brusco, que no ha permitido los procesos de orden en el Al. Las zonas del borde de un plutón pueden contener una

proporción mayor de feldespatos de baja triclinicidad que en el exterior por el rápido enfriamiento experimentado. (Hutchison, 1974)

### 5.1.2. Determinación de la Composición

Como sabemos, en los minerales ocurren muchas sustituciones químicas, pero sin duda en este tipo de minerales el reemplazamiento de K por Na es el más común de todos. La primera aproximación es tomar los feldespatos alcalinos como una solución sólida que varía desde miembros ricos en potasio hasta ricos en sodio ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  y  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ )

La composición química se puede expresar mediante un parámetro al que llamaremos  $N_{Or}$ , simplemente es la fracción molar de potasio contenida en el mineral. Tanto el parámetro de celda  $a$ , como el pico de difracción de rayos X (-201) son sensibles a la proporción de K: Na, por tanto ambos serán utilizados para estimar la composición.

De manera que, cuando se produce la sustitución de los grandes iones de potasio por los pequeños iones de sodio ( $\text{K}^+=1,3\text{\AA}$  y  $\text{Na}^+=1,0\text{\AA}$ ), los espacios interplanares (distancia entre planos)  $d_{hkl}$  generalmente crecen y como resultado los 3 parámetros de celda ( $a, b, c$ ) se expanden. De estos tres parámetros, el “ $a$ ” es el más sensible y el que mejor registra los cambios composicionales, por ello trabajaremos con este valor. (Hovis, 1986)

$$N_{Or} = -366.3261 + 129.2335 a - 15.42053 a^2 + 0.6232109 a^3$$

Por otro lado, con este aumento del espaciado ( $d$ ), su correspondiente  $2\Theta$  (-201) decrece (es función de la ecuación de Bragg).

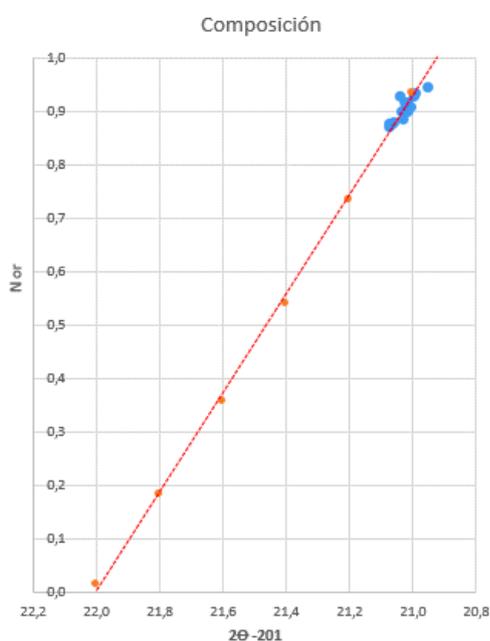
$$n\lambda = 2d \cdot \text{sen}(\theta)$$

De este modo, con el espectro de difracción de la muestra medido entre  $20,8^\circ$  y  $22^\circ$ , se puede determinar de una forma precisa la posición de la reflexión (-201), utilizando este valor junto con la ecuación de Hovis (1989) podremos obtener la composición del feldespato;

$$N_{Or} = 70.726 - 5.6200 (2\theta) + 0.10936 (2\theta)^2$$

Este fenómeno ocurre debido a que el pico (-201) al ser también especialmente sensible a la sustitución de  $K=Na$  cambia desde  $22^\circ 2\Theta$ , para el feldespato sódico puro hasta  $21^\circ 2\Theta$ , para el feldespato potásico puro, nos sirve también para determinar los cambios composicionales. (Los valores de  $2\Theta$  deben de ser para radiación  $CuK_\alpha$ )

Como podemos observar, según la **Fig.24** todas las muestras de nuestro estudio presentan un contenido en albita de aproximadamente 5-13 % y una gran proporción de potasio en su fórmula, con valores que rondan  $N_{or}= 0,87-0,94$  quedando como resultado la siguiente fórmula;  $K_{0,87-0,94}Na_{0,13-0,06}AlSiO_8$



**Fig.24.**  $N_{or}$  frente a  $2\Theta$  para (-201) (Hovis, 1989). Aproximación gráfica para composiciones químicas de las muestras de estudio. Diagrama realizado con el programa Excel

### 5.1.3. Determinación del Grado de Orden

Además de su composición química, los feldespatos alcalinos se caracterizan por su estado de orden, este fenómeno puede ocurrir en cualquier materia cristalina en la cual dos o más iones compiten por ocupar los huecos simétricos cristalográficos no-equivalentes. Conviene recordar que el estado de orden viene definido por la distribución del aluminio en las posiciones tetraédricas. El estado de orden se encuentra relacionado con o depende de la temperatura y/o la presión, por tanto, nos puede proporcionar una importante información sobre las condiciones bajo las

que se formó este mineral. La distribución de Al/Si en las posiciones tetraédricas ha sido calculado a partir de los datos de difracción del espectro interpretando la posición de los principales picos de feldespato potásico; (-201), (130), (-130), (002), (131), (1-31), (060) y (-204) entre otras. A todo este grupo de reflexiones se le asignará el (hkl) correspondiente y obtendremos los parámetros de celda que como veremos más adelante, junto a las ecuaciones de Kroll y Ribbe (1987) nos permitirán calcular el grado de orden.

Para calcular este segundo parámetro, al igual que ocurría con la composición, las posiciones de los picos y las dimensiones (a, b y c) son afectadas por el intercambio de los iones Al y Si en los huecos tetraédricos T1 y T2. (Hovis, 1997)

Además de calcular  $\Sigma t_1 = (t_{10} + t_{1m})$  o en su defecto,  $2 t_1$  para feldespatos monoclinicos, mediante parámetros de celda se puede también a partir de las posiciones  $2\theta$  (060) y (-204). Utilizaremos  $t_{10}$ ,  $t_{1m}$ ,  $t_{20}$ ,  $t_{2m}$ , para simbolizar la probabilidad de encontrar aluminio en los huecos tetraédricos de los feldespatos triclinicos, y  $t_1$ ,  $t_2$  para los feldespatos monoclinicos.

1. Para feldespatos monoclinicos;

$$\Sigma t_1 \equiv 2t_1 = \frac{b - 24,8095 + 74,9054c^*}{-3,3261 + 19,5012c^*} \quad \Sigma t_1 = \frac{2\theta_{(060)} + 12,1814 - 1,04093(2\theta_{(-204)})}{0,6112 + 0,01592(2\theta_{(-204)})}$$

A partir de parámetros de celda      A partir de las posiciones (060) y (-204)

2. Para feldespatos triclinicos;

$$\Sigma t_1 \equiv (t_{10} + t_{1m}) = \frac{b - 21,5398 + 53,8405c^*}{2,1567 - 15,8583c^*} \quad \Sigma t_1 = \frac{2\theta_{(060)} + 8,3063 - 0,96459(2\theta_{(-204)})}{-6,5616 + 0,15724(2\theta_{(-204)})}$$

A partir de parámetros de celda      A partir de las posiciones (060) y (-204)

Por otro lado, calculamos  $\Delta t_1 = (t_{10} - t_{1m})$  mediante los valores obtenidos de los ángulos  $\alpha^*$  y  $\gamma^*$  de la celda recíproca;

$$\Delta t_1 = (t_{10} - t_{1m}) = \frac{\gamma^* - 44,778 - 0,50246\alpha^*}{6,646 - 0,05061\alpha^*}$$

Para obtener  $t_{10}$ ,  $t_{1m}$  y  $t_2$ , realizamos las siguientes operaciones;

$$t_{10} = [(t_{10}+t_{1m}) + (t_{10}-t_{1m})] / 2$$

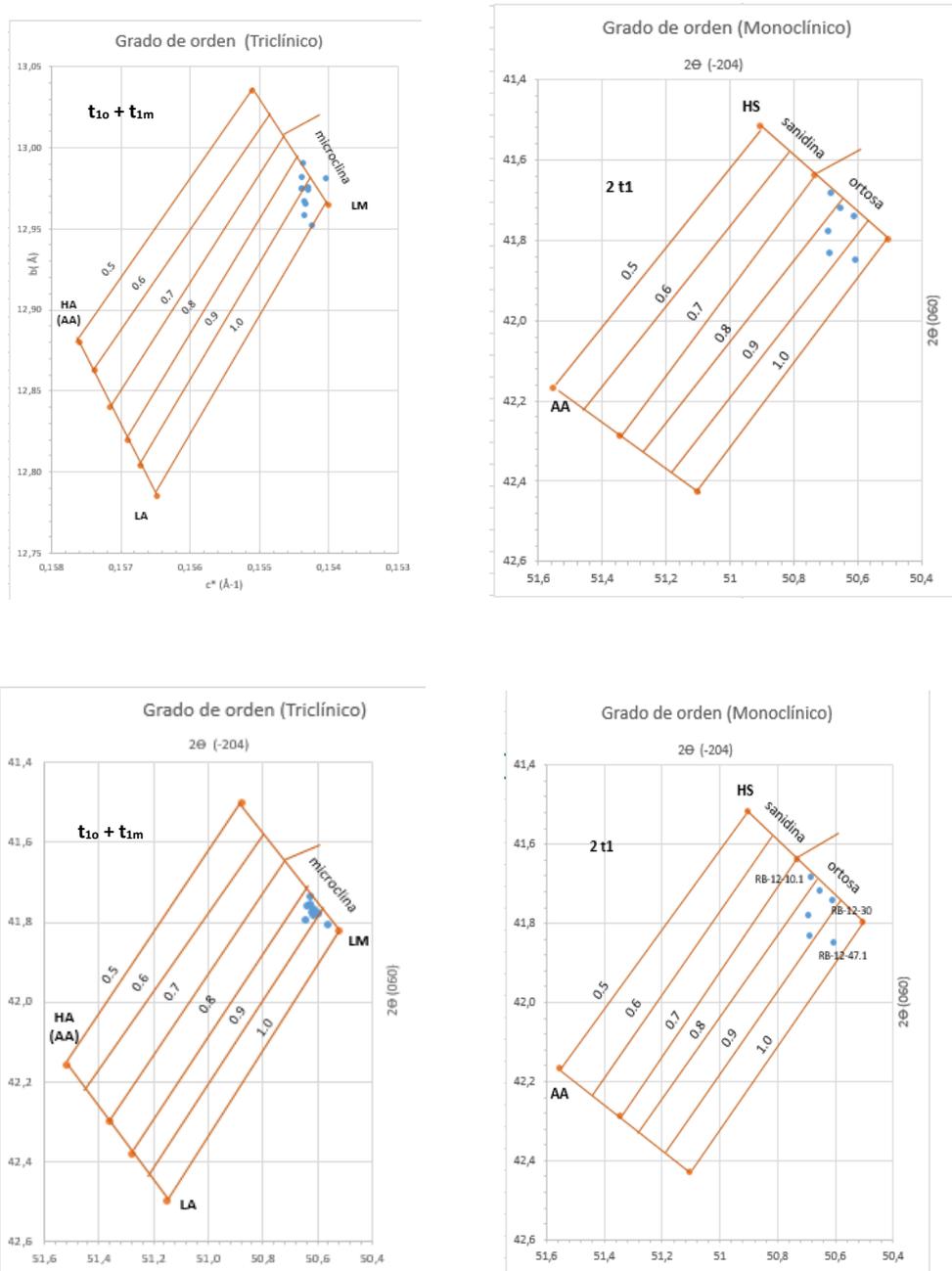
$$2 t_2 = 1 - \sum t_1 = 1 - t_{10} + t_{1m}$$

Todos los datos obtenidos son recogidos en la **Tabla 2**.

*Tabla 2. Índice de triclinicidad y distribución de (Al, Si) de los feldespatos potásicos estudiados, siendo  $2 t_1$  probabilidad de encontrar aluminio en el hueco  $T_1$  para feldespatos monoclinicos, al igual que  $\sum t_1 = (t_{10}+t_{1m})$  para feldespatos triclinicos.*

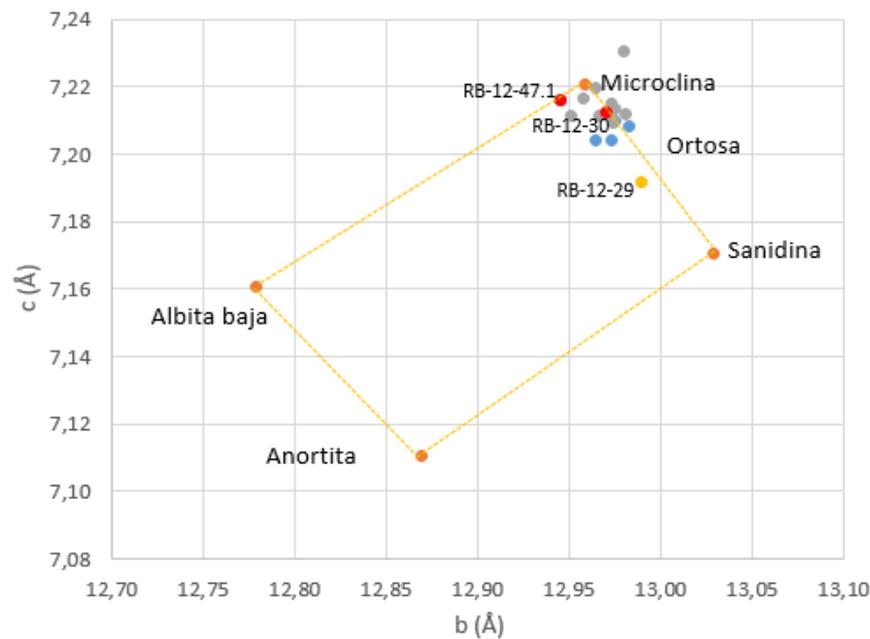
Muestra	$\Delta$ Triclinicidad	$\sum t_1$ $2 t_1$	$\Delta t_1$	$t_{10}$	$t_{1m}$	$2 t_2$	Caracterización
RB-12-10.1	0,00	0,7921	0,0003	0,3962	0,3959	0,2079	Ortosa
RB-12-10.2	0,00	0,8776	0,0003	0,4389	0,4386	0,1224	Ortosa
RB-12-30	0,00	0,8795	0,0003	0,4399	0,4396	0,1205	Ortosa
RB-12-44.1	0,19	0,9047	0,4252	0,6650	0,2397	0,0953	Microclina Baja
RB-12-44.2	0,00	0,8452	0,0003	0,4227	0,4225	0,1548	Ortosa
RB-12-47.1	0,00	0,9597	0,0003	0,4800	0,4797	0,0403	Ortosa
RB-12-47.2	0,00	0,8480	0,0003	0,4242	0,4239	0,1520	Ortosa
RB-12-24	0,23	0,9032	0,3851	0,6442	0,2590	0,0968	Microclina Baja - Intermedia
RB-12-25	0,36	0,9238	0,3691	0,6464	0,2773	0,0762	Microclina Baja - Intermedia
RB-12-26	0,48	0,8961	0,4448	0,6705	0,2256	0,1039	Microclina Intermedia
RB-12-28	0,24	0,9029	0,4306	0,6668	0,2361	0,0971	Microclina Baja - Intermedia
RB-12-29	0,35	0,8418	0,7009	0,7713	0,0704	0,1582	Microclina Baja
RB-12-32	0,30	0,9369	0,4510	0,6939	0,2429	0,0631	Microclina Baja - Intermedia
RB-12-42	0,62	0,8763	0,4023	0,6393	0,2370	0,1237	Microclina Intermedia
RB-12-43	0,39	0,8793	0,4204	0,6499	0,2294	0,1207	Microclina Intermedia
RB-12-45	0,35	0,8720	0,0065	0,4393	0,4327	0,1280	Microclina Intermedia
RB-12-19	0,88	0,9472	0,6821	0,8146	0,1325	0,0528	Microclina Máxima

Posteriormente, estos cálculos se representan en diagramas donde se enfrentan los parámetros de celda  $b$  (Å) y  $c^*$ (Å<sup>-1</sup>) para determinar el grado de orden en feldespatos que presentan tanto un sistema monoclinico como triclinico (**Fig. 25**). Del mismo modo, con los valores de las reflexiones  $2\Theta$  (060) y (-204), enfrentándolas en un diagrama (**Fig. 25**). Según el grado de orden, veremos en qué zona de la gráfica caen los valores y de este modo se caracteriza el feldespato estudiado, que en nuestro caso serán desde ortosas a microclina máxima.



**Fig.25.** Diagramas donde se enfrentan los valores de  $b$  y  $c^*$  y los valores de  $2\theta$  (-204) y (060) de las muestras de estudio. Los puntos, HS (sanidina alta), LM (microclina baja), LA (albita baja) y HA (albita alta). (Grado de orden obtenido según el método de Kroll y Ribbe, 1983) Realizado mediante el programa Excel..

Como vemos **Fig. 26**, los resultados indican una importante variación en el estado estructural, desde ortosa hasta microclina máxima, presentando grados de orden intermedios.



**Fig.26.** Modificado de Wright y Stewart (1968) Representación de los cambios que se reflejan en “b” y “c” por la composición. (Ortosa = azul, Microclina= gris, Amarillo= microclina baja, Rojo= feldespatos deformados) Diagrama realizado mediante el programa Excel

A cualquier composición, el desorden provoca que el parámetro “c” se acorte y el parámetro “b” se alargue.

En la **Fig. 26** donde enfrentamos en un diagrama los valores de b (Å) vs c (Å), observaremos que ambos parámetros se expanden cuando crece el contenido de potasio en los feldespatos. (Hovis, 1997a.) Esto se debe a que el tamaño del catión de potasio es mayor que el tamaño del catión de sodio.

En esta **Fig. 26** vemos representados los minerales de nuestro estudio, donde;

La muestra **RB-12-30** (color rojo) según su ubicación en la gráfica y los parámetros que presenta, demostraría poseer una estructura interna correspondiente a una microclina pero si nos fijamos en los datos de la triclinicidad obtenidos ( $\Delta = 0$ ), muestra un sistema cristalino monoclinico propio de una ortosa, con lo cual se trataría de una ortosa que ha experimentado un proceso de cambio en su estructura interna hacia una microclina pero que ha conservado su sistema cristalino ya que no se completó el proceso de cambio.

Esto proceso de cambio incompleto puede deberse a una insuficiente energía de inversión en el sistema, quedando como resultado un feldespato deformado, fenómeno que comentaremos más adelante en la **Fig. 27**.

Del mismo modo, la muestra **RB-12-47.1** (color rojo) presenta parámetros de celda correspondientes a una microclina como demuestra el diagrama de la **Fig.26** pero conserva el sistema cristalino monoclinico propio de una ortosa ( $\Delta = 0$ ). Tratándose por tanto de una ortosa deformada que no se ha transformado completamente en una microclina.

Por otro lado, la muestra **RB-12-29**, (color amarillo) presentaría parámetros de celda cercanos a los de una ortosa pero presenta un sistema triclinico con unos valores de la triclinicidad bajos ( $\Delta = 0,35$ ), esta información podría indicarnos que se trata de una microclina baja que en origen, se podría caracterizar como una ortosa que ha sufrido un descenso de la temperatura y los iones de aluminio han tendido a ocupar  $T_{1o}$  adquiriendo un mayor grado de orden  $t_{1o} = 0,7713$ .

En suma, se podría decir que la presencia de ortosas con valores de  $2t_1 = 0,8-1,0$  tal y como ocurre en estos feldespatos estudiados nos indicarían que han estado expuestos a unas temperaturas de cristalización muy elevadas. Estos valores de  $2t_1$  son característicos de un magma granítico dentro de un rango de temperaturas 625 a 750° C (Stewart y Wright, 1974, en Pesquera y Roda 2001)

Por otro lado, la presencia de feldespatos triclinicos con un alto grado de orden (microclinas), se podría relacionar con la presencia de fluidos hidrotermales y/ o con esfuerzos tectónicos que favorecen los procesos de orden Al/Si, más que con una razón de enfriamiento lento (Brown y Parson, 1989,1994).

## **5.2. Índice de deformación elástica para los feldespatos potásicos.**

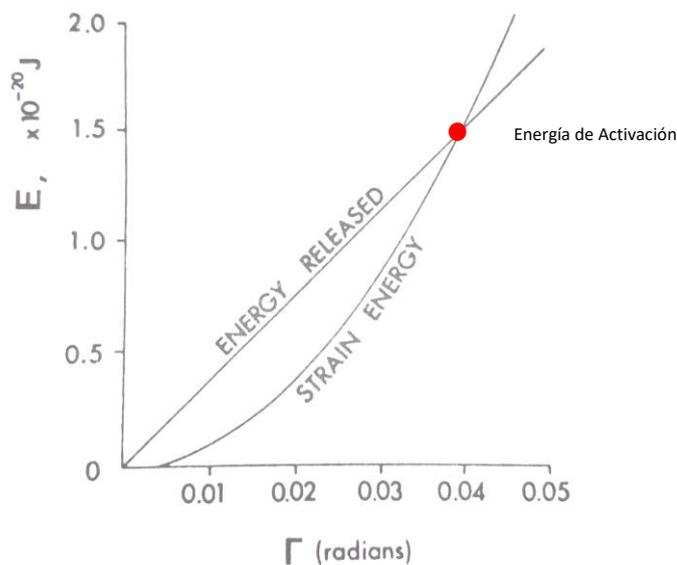
Tras la observación de estos resultados, comprobamos que en algunos casos existe una incoherencia entre las dimensiones de la celda y el grado de orden, esto puede ser debido a la deformación elástica acumulada durante los procesos de orden. (Ribbe, 1983a)

Con el descenso de la temperatura, los iones de aluminio tienden a ordenarse adquiriendo un avanzado grado de orden que en los 2 casos que veremos no han logrado alcanzar, ya que como hemos podido observar las muestras RB-12-30 y

RB-12-47.1 presentan un grado de orden correspondiente al de una ortosa, cuando en realidad por los parámetros de celda que exhiben debería de mostrar un grado de ordenamiento más elevado correspondiente con una microclina, lo que producirá una tensión en los enlaces de la estructura (**Fig.28**).

Esto se debe a que durante el proceso de orden, se genera una acumulación de energía (Strain Energy) que es la que provoca la deformación y por tanto, inhibe la inversión del feldespato monoclinico a triclinico. (**Fig.27**) Cuando la energía de inversión iguale o supere a la energía de deformación se obtiene una energía mínima suficiente la cual permite que el sistema se desarrolle conocida como Energía de activación, favoreciendo de este modo el ordenamiento del feldespato.

La energía puede quedar liberada por fenómenos de cizalla y actividad hidrotermal y de este modo el orden puede continuar sin trabas. . (Ribbe, 1983a)



**Fig. 27.** Representación de la relación lineal de la energía de inversión y el incremento parabólico de la energía de deformación, durante el proceso de orden de los feldespatos. (Energía de inversión (Energy released) y energía acumulada o energía de deformación (Strain Energy)) ( $r = \pi (90-\gamma)/180$  donde  $\gamma$  es el ángulo de la celda unidad) Eggleton y Buseck, 1980 en Kroll, y Ribbe, 1983.

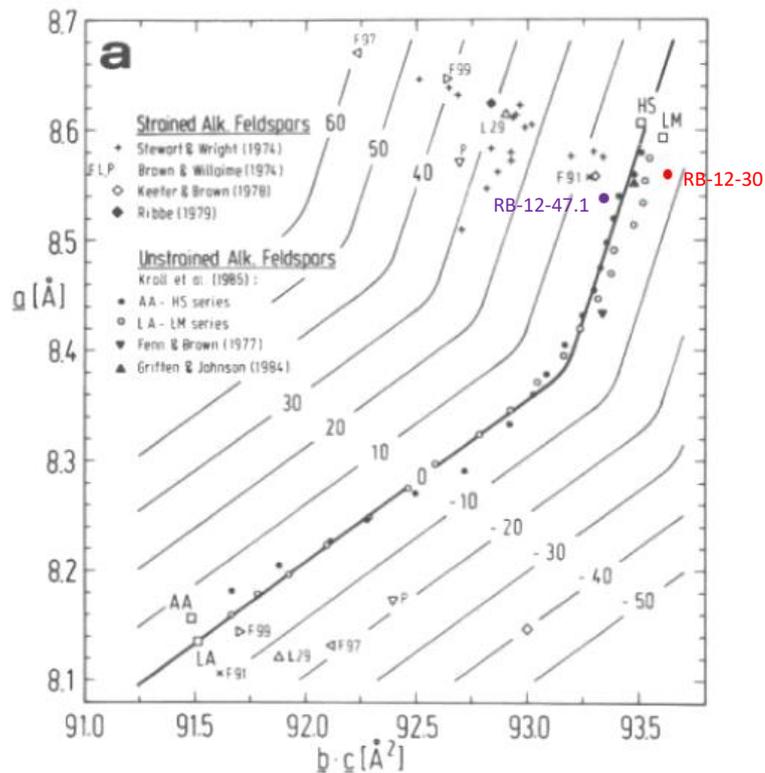
En estos feldespatos deformados lo que ha ocurrido es que la energía liberada (Energy released) durante el proceso de inversión ha sido insuficiente para superar a la energía de deformación elástica acumulada.

Este fenómeno se manifiesta en los feldespatos mediante un reajuste en la longitud

y ángulos de los enlaces, los cuales afectan a las dimensiones de la celda especialmente al parámetro “a” hasta en un 5 %. Como nuestro interés está en caracterizar la composición y la distribución de (Al, Si) de los feldespatos presentes en nuestras muestras observando las dimensiones de la celda, nos resultará útil reconocer cuando un feldespato se encuentra deformado o no. (Kroll, y Ribbe, 1983)

Bernotat (1982), sugirió un método para estimar esta deformación mediante una gráfica ilustrada en la **Fig. 28**, que enfrenta el producto de los parámetros b y c ( $\text{Å}^2$ ), y el parámetro a ( $\text{Å}$ ), en ella se observa que los feldespatos alcalinos no deformados caen en una estrecha banda con una deformación cero, al contrario que los feldespatos potásicos deformados que caerían fuera de dicha banda.

Representamos en dicha gráfica los valores correspondientes a las muestras RB-12-30 (rojo) y RB-12-47.1 (morado) y observamos que se encuentran ligeramente deformadas (un índice de deformación aproximadamente del 5%) (**Fig. 28**)



**Fig. 28** Gráfico donde se representan los parámetros de celda pertenecientes a feldespatos deformados (línea gruesa, índice de deformación =0), y a fases deformadas (fase rica en K i.d>0, fase rica en Na i.d <0). Bernotat 1982, en Kroll, y Ribbe, 1983

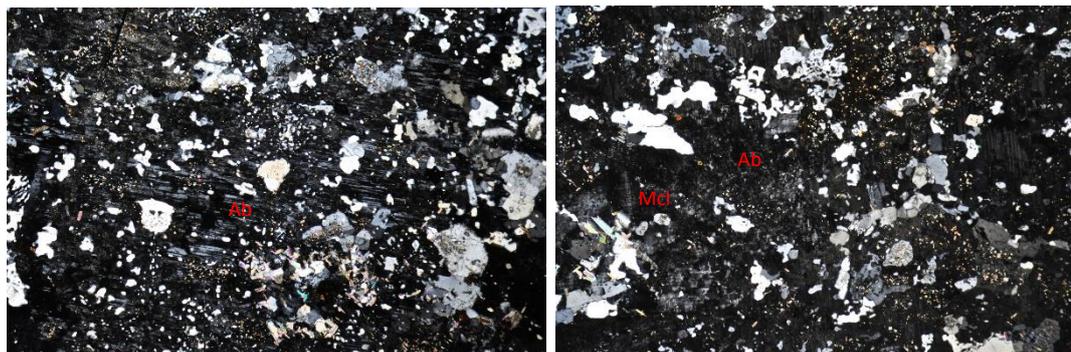
### 5.3. Albitización

Es un proceso de alteración que consiste en el reemplazamiento pseudomórfico de feldespato potásico por plagioclasa sódica, albita. Esto significaría, que el nuevo mineral aparece ocupando la posición del feldespato previo. Para que este proceso pueda desarrollarse es necesario que se produzca una bajada del grado metamórfico junto con una presencia de porosidad que permita la circulación de fluidos (Boles, 1982)

Según Diez Montes (2006), cuando el grado de metamorfismo es de las facies de los esquistos verdes es común observar estos procesos de despotasificación donde las glándulas de feldespato potásico son sustituidas por albita.

Observando estas muestras mediante el microscopio de luz transmitida comprobamos que las glándulas de feldespato potásico se encuentran albitizadas como habíamos mencionado en el apartado de métodos analíticos y por este motivo tuvimos que realizar una segunda selección de muestras extrayendo y analizando cristales de feldespato de menor tamaño.

Esta albitización se manifiesta mediante las maclas polisintéticas (**Fig. 29.a**), con una definición escasa, a su vez los pequeños cristales de feldespato potásico poseen un maclado del enrejado (microclina) poco definido ya que se encuentra afectado por dicha albitización (**Fig. 29.b**).

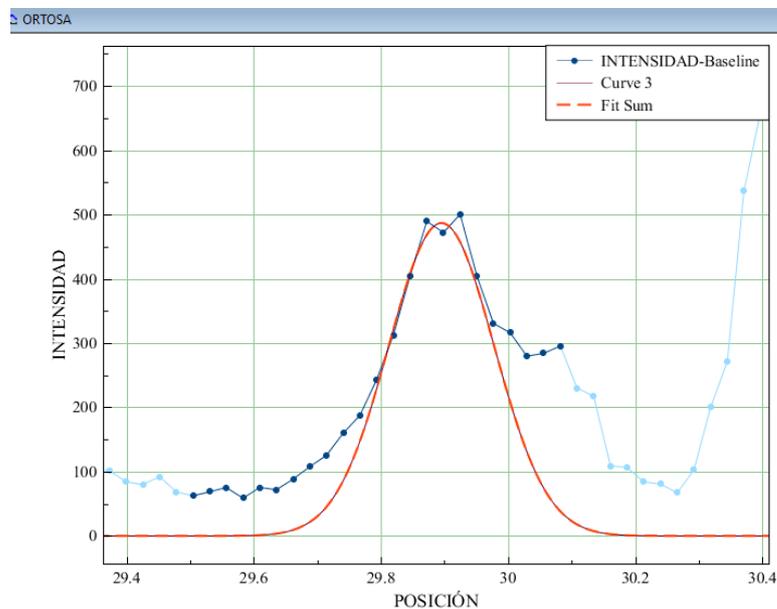


*Fig.29.a) Muestra RB-12-10.1. Zona albitizada, maclas polisintéticas. b) Cristal de microclina mostrando la macla de enrejado, polarizadores cruzados (Lado mayor de la imagen: 6mm).*

De este modo determinamos que la caracterización de estos cristales de feldespato de la muestra RB-12-10.1 que previamente habíamos determinado como ortosa a partir de la difracción de rayos X, observada al microscopio se muestra como microclina, si revisásemos de nuevo el espectro de difracción de rayos X, pero esta

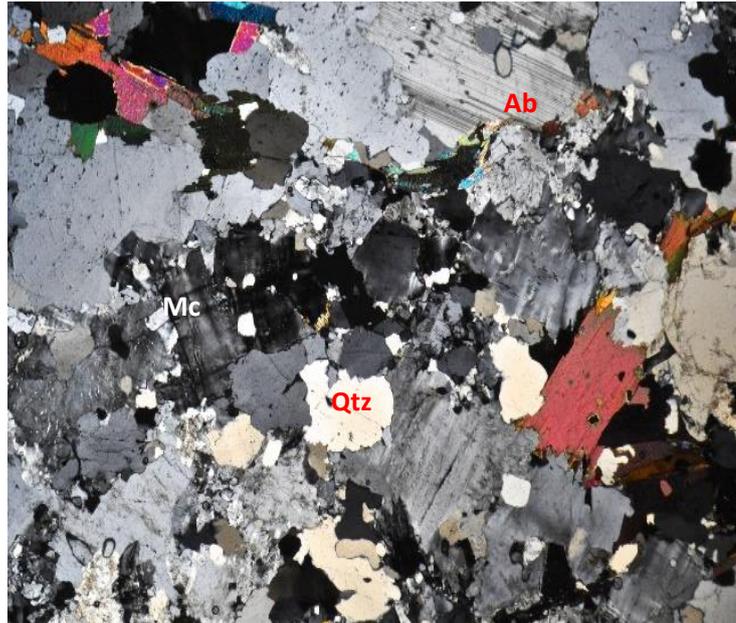
vez de manera más detallada mediante el programa Magic Plot Student comprobaríamos que la geometría del único pico de difracción (131) de esta muestra podría estar desdoblándose (**Fig.30**). Entendemos que posiblemente nos encontremos ante otro caso de un fel despato con un índice de deformación bajo que ha experimentado un pequeño inicio de inversión a microclina y por ello la macla de enrejado se presenta de manera leve y poco definida.

La energía de inversión requerida para que este proceso llegara a experimentar un cambio completo en su sistema cristalino ha sido insuficiente y por ello mantiene dicha geometría..



**Fig. 30.** Geometría del pico de difracción (131) para la muestra RB-12-10.1 Realizado mediante el programa Magic Plot Student.

Por otro lado, también podemos comprobar mediante microscopía **Fig.31**, que el tamaño de los cristales de microclina de estas muestras requería de un proceso de separación, molienda, tamizado y tinción minuciosa descrita en el apartado de métodos analíticos de la segunda selección de muestras, realizada tras comprobar que las glándulas fel despáticas se encontraban alteradas por albíta.



*Fig.31. Muestra RB-12-28. Microclina mostrando macla de enrejado, junto con otros minerales como cuarzo, micas y albita con maclado polisintético. (polarizadores cruzados, lado mayor de la imagen: 6mm)*

## 6. Conclusiones finales

1. Las técnicas de difracción de Rayos X resulta ser un método útil en la caracterización de los feldespatos demostrando que los minerales analizados corresponden a feldespatos compuestos principalmente por potasio que presentan un rango amplio en el estado de orden, desde ortosas a microclinas máximas pasando por grados de orden intermedios.
2. Los altos valores de  $2 t_1 = 0.792 - 0.959$  que presentan las muestras de ortosa nos podrían indicar que se han formado a unas temperaturas de cristalización relativamente altas, correspondiendo con las últimas fases de cristalización de un magma granítico dentro de un rango de temperaturas 625 a 750 °C.
3. El alto grado de orden que presentan las microclinas podría estar relacionado con la circulación de fluidos hidrotermales y/o con esfuerzos tectónicos que favorecen los procesos de orden del Al/Si, más que con una razón de enfriamiento lento
4. La temperatura en la que parece alcanzar la estabilidad la microclina máxima

podría ser aquella en la que se bloquean los procesos de difusión, siendo esta 300 – 400 °C.

5. La representación gráfica de  $a$  vs.  $b \times c$  nos aporta importante información acerca del índice de deformación que pueden presentar las muestras.
6. La presencia de la albitización, en alguna de las muestras, nos indican que han estado en contacto con fluidos hidrotermales y posiblemente una bajada del grado metamórfico.
8. Propuestas de trabajos futuros, se podría llevar a cabo la realización de un estudio con estas mismas muestras, analizando el contenido en elementos trazas como Ba, Li, Cs y Rb ya que existen diversos estudios que indican que la preservación del desorden en los feldespatos puede estar condicionada por la presencia de estos elementos, así como su triclinicidad, comprobando de esta manera si existe realmente dicha relación.

Otra propuesta de trabajo podría ser, someter a los feldespatos triclinicos a un proceso de homogeneización el cual consiste en un calentamiento a 1050 °C durante un mínimo de 48 horas para homogenizar las posibles perfitas existentes y conseguir una estructura monoclinica a la que calcularemos la composición según los métodos de Kroll y Ribe (1986).



## 7. Bibliografía

- Azor, A., Caquet, C., Martín Parra, L.M., Navidad, M., del Olmo Sanz, A., Peinado Moreno, M., Pineda, A., Villar Alonso, P., Villaseca, C. 1987-1988. Cartografía geológica Magna 1: 50.000 Hoja 458 Prádena, Instituto Geológico y Minero de España.
- Bascones Alvira, L., González Lodeiro, F., Martínez Álvarez, F. 1978. Cartografía geológica Magna 1: 50.000 Hoja 460 Hiendelaencina, Instituto Geológico y Minero de España.
- Bellido, F., Escuder, J., Klein, E., del Olmo Sanz, A. 1988. Cartografía geológica Magna 1: 50.000 Hoja 484 Buitrago de Lozoya, Instituto Geológico y Minero de España.
- Bernotat, W.H. 1982. Ein neues Mass für die Verzerrung der Kristallgitters in entmischten Alkalifeldspäten. Fortschritte der Mineralogie, 60; 43-45
- Boles, J. 1982. Active albitization of plagioclase, Gulf Coast, Tertiary. American Journal of Science 282: 165-180.
- Brown, W.L., 1983, Feldspars and feldspathoids : structures, properties and occurrences, Series C, Mathematical and Physical Sciences ; 137
- Brown, W.L., y Parsons, I. 1989. Alkali feldspars - ordering rates, phase-transformations and behavior diagrams for igneous rocks. Mineralogical Magazine, 53: 25-42.
- Brown, W.L., y Parsons, I. 1994. Feldspars in igneous rocks. In Feldspars and Their Reactions. I. Parsons, Ed. 421, p. 449-499. Nato Advanced Science Institutes Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences, Springer.
- Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, J. 2001. Rock-forming minerals, vol. 4, Framework silicates. Longmans, Londres.
- Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, J. 2012. An introduction to the rock-forming minerals, (3rd. edition). Longmans, Londres. 248-309
- Díez Montes, A. 2006. La Geología del Dominio "Ollo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo, p. 496. Universidad de Salamanca.

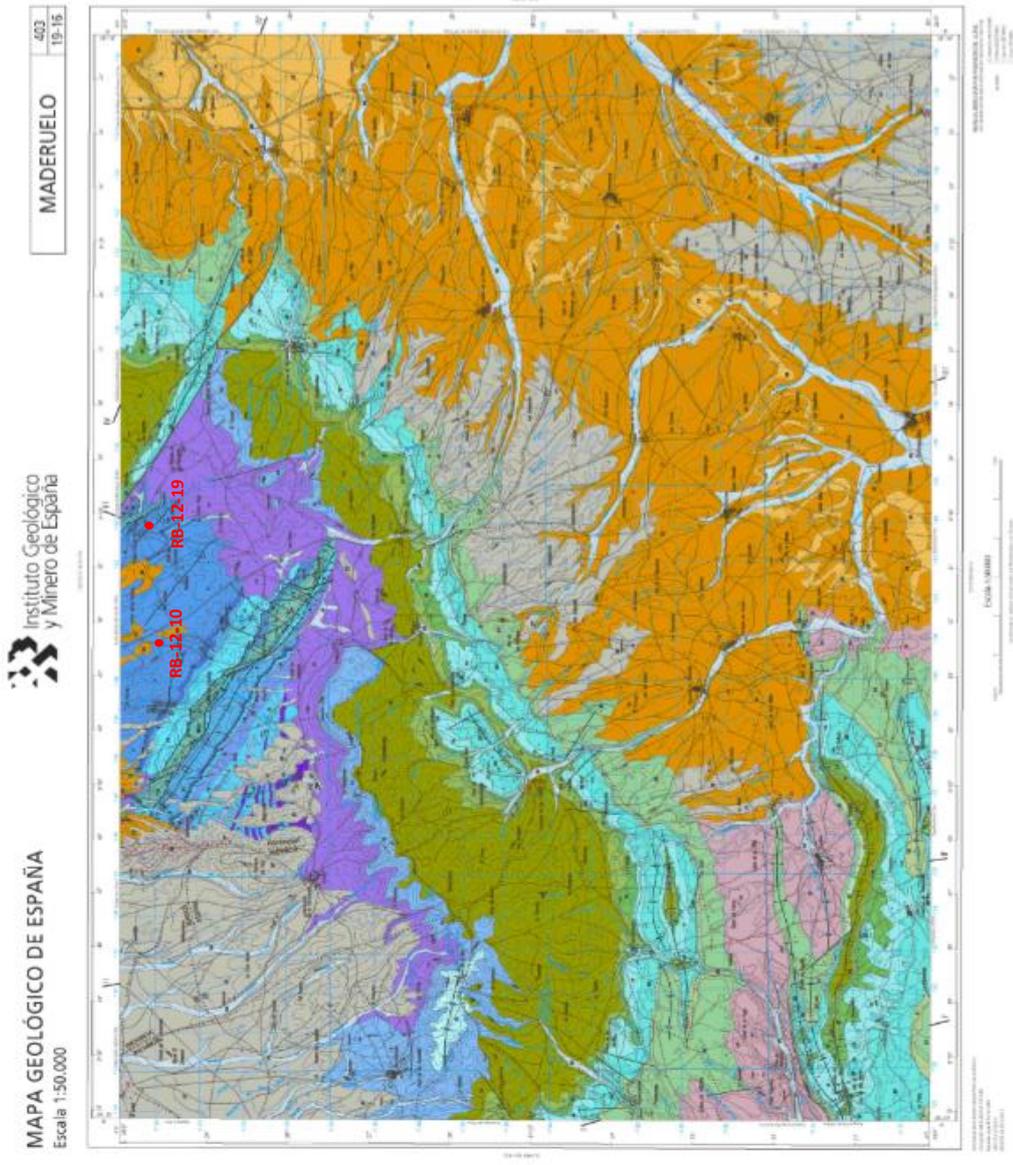
- Diez Montes, A., Navidad, M., González Lodeiro, F., y Martínez-Catalán, J.R. 2004. El Olló de Sapo. In *Geología de España*. J.A. Vera, Ed, p. 69-72.
- Eggleton, R.A. y Buseck, P.R. 1980. The orthoclase-microcline inversion: A high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 123-133
- García-Cortés, A., Mansilla, H., Quintero, I., Torres, T., Rubio Pascual, F. 1992-1998. *Cartografía geológica Magna 1: 50.000 Hoja 403 Maderuelo*, Instituto Geológico y Minero de España.
- Goldschmidt, J.R., y Laves, F. 1954. The microcline-sanidine stability relations. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 5: 1-19.
- Griffen, D.T. 1992. *Silicate Crystal Chemistry*. Oxford University Press, New York, p.3-82
- Holland, T.J.B., y Redfern, S.A.T. 1997. Unit cell refinement from powder diffraction data; the use of regression diagnostics. *Mineralogical Magazine*, 61: 65-77.
- Hovis, G.L. 1986. Behavior of alkali feldspars - crystallographic properties and characterization of composition and Al-Si distribution. *American Mineralogist*, 71: 869-890.
- Hovis, G. L. 1989. Effect of Al-Si distribution on the powder-diffraction maxima of alkali feldspars and an easy method to determine t1 and t2 site occupancies. *Can Mineral* 27: 107-118
- Hovis, G.L. 1997a. Determination of Chemical Composition, State of Order, Molar Volume, and Density of a Monoclinic Alkali Feldspar using X-ray Diffraction In *Teaching Mineralogy*. J.B. Brady, D.W. Mogk, y D.I. Perkins, Eds, p. 107-118. Mineralogical Society of America, Washington (USA).
- Hovis, G.L. 1997b. Phase Fun with Feldspars: Simple Experiments to Change the Chemical Composition, State of Order, and Crystal System. In *Teaching Mineralogy*. J.B. Brady, D.W. Mogk, y D.I. Perkins, Eds, p. 97-105. Mineralogical Society of America, Washington (USA).

- Hurlbut, C.S., y Klein, C. 1997. Manual de Mineralogía de Dana, 4ª edición. Reverte, Barcelona.
- Hutchison, C.S. 1974. Laboratory handbook of petrographic techniques. Wiley-Interscience, New York.
- Kroll, L.H., y Ribbe, P.H. 1983. Lattice parameters, composition and Si,Al order in alkali feldspars. In RIBBE P.H. Ed., 2nd edition, Feldspar Mineralogy. Mineral. Soc. Amer., Rev. Mineral, 2: 57-99.
- Kroll, H., y Ribbe, P.H. 1987. Determining (Al,Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice-parameters and diffraction-peak positions - a review. American Mineralogist, 72: 491-506.
- Kroll, 1971, Determination of Al Si distribution in alkali feldspars from X-ray powder data. N Jarbh. Mineral. Monatsh. 91-94
- Martínez-Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., y Bea, F. 2004. Zona Centroibérica: Introducción. In Geología de España. J.A. Vera, Ed, p. 68-69.
- Momma, K., y Izumi, F. 2011. VESTA 3for three-dimensional visualization of crystal, volumetric and morphology data. Journal of Applied Crystallography, 44: 1272-1276.
- Montero, P., Talavera, C., Bea, F., Lodeiro, F.G., y Whitehouse, M.J. 2009. Zircon Geochronology of the Ollo de Sapo Formation and the Age of the Cambro-Ordovician Rifting in Iberia. Journal of Geology, 117: 174-191.
- Nesse William D., 2012. Introduction to Mineralogy, Second International Edition, Oxford University Press
- Parga Pondal, I., Matte, P., y Cavdevilla, R. 1964. Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphyroide antesiluriende du nord ouest de L'Espagne. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 76: 119-154.
- Pesquera, A., y Roda, E. 2001. Estado estructural, composición y significado geológico de los feldespatos alcalinos asociados a pegmatitas de La Fregeneda (Salamanca). Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, 24: 43-57.

- Putnis, A. 1992. Introduction to mineral sciences. Cambridge University Press. pp. 174-180
- Ribbe, P.H. 1983a. Aluminum-Silicon Order in Feldspars: Domain Textures and Diffraction Patterns. *Feldspar Mineralogy, Reviews in Mineralogy*, 2: 21-56.
- Ribbe, P.H. 1983b. The Chemistry, Structure, and Nomenclature of Feldspars. *Feldspar Mineralogy, Reviews in Mineralogy*, 2: 1-20.
- Rodríguez-Carvajal, J. 1998. FullProf: Rietveld, Profile Matching and Integrated Intensities Refinement of X-ray and/or Neutron Data (powder and/or single crystal). User's guide FullProf Software. Laboratoire Leon Brillouin (CEA-CNRS).
- Stewart, D.B., y Wright, T.L. 1968. X-Ray and optical study of alkali feldspar .I. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2V. *American Mineralogist*, 53: 38-87
- Stewart, D.B., y Wright, T.L. 1974. Al-Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Bulletin De La Societe Francaise Mineralogie Et De Cristallographie*, 97: 356-377.
- Systems, M. 2016. Magic Plot Software, versión 2.7.2. <http://magicplot.com/>.
- Tarbuck, E. J.; Lutgens, F. K., y Tasa, D. 2005. Ciencias de la Tierra, Una introducción a la geología Física. Pearson Educación S. A., Madrid. Páginas: 736
- Taylor, W.H. 1933. The estructura of sanidine and other feldspars, *Zeitschrift für Kristallographie*, 85, 425-44

# ANEXOS

Anexo 1; Hoja 403- Maderuelo.



**LEYENDA**

CUATERNARIO	30	30	Unidad local de valle
PLEISTOCENO	29	29	Unicrom
PLIOCENO	27	27	Grues arenales
MIOCENO	26	26	Grues arenales
PALEOCENO	24	24	Grues arenales
TERCIARIO	23	23	Grues arenales
PALEOGENO	22	22	Grues arenales
CRETACICO	17	17	Grues arenales
TRIASICO	16	16	Grues arenales
JURASICO	15	15	Grues arenales
PERMIANO	14	14	Grues arenales
DEVONIANO	13	13	Grues arenales
ORDOVIZIO	12	12	Grues arenales
SILURIANO	11	11	Grues arenales
PRIMARIO	10	10	Grues arenales
PRECAMBRIANO	9	9	Grues arenales
PROTEROZOICO	8	8	Grues arenales
PRECAMBRIANO	7	7	Grues arenales
PROTEROZOICO	6	6	Grues arenales
PRECAMBRIANO	5	5	Grues arenales
PROTEROZOICO	4	4	Grues arenales
PRECAMBRIANO	3	3	Grues arenales
PROTEROZOICO	2	2	Grues arenales
PRECAMBRIANO	1	1	Grues arenales

**DOMINIO NEOPROTEROZOICO**

12	12	Grues arenales
11	11	Grues arenales
10	10	Grues arenales
9	9	Grues arenales
8	8	Grues arenales
7	7	Grues arenales
6	6	Grues arenales
5	5	Grues arenales
4	4	Grues arenales
3	3	Grues arenales
2	2	Grues arenales
1	1	Grues arenales

**ROCAS IBERICAS HERCINICAS**

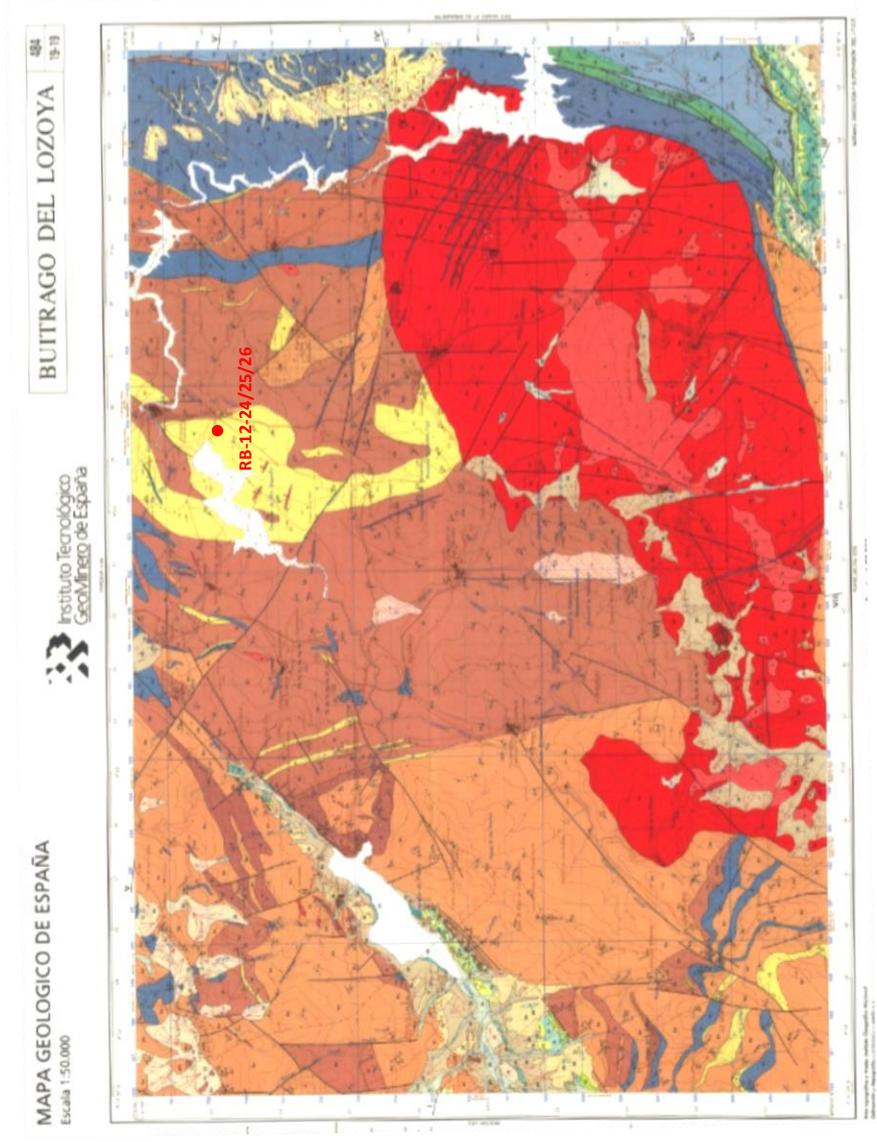
6	6	Grues arenales
5	5	Grues arenales
4	4	Grues arenales
3	3	Grues arenales
2	2	Grues arenales
1	1	Grues arenales

**ROCAS IBERICAS PREHERCINICAS**

4	4	Grues arenales
3	3	Grues arenales
2	2	Grues arenales
1	1	Grues arenales

**ROCAS FILONARIAS**

2	2	Grues arenales
1	1	Grues arenales



**LEYENDA**

CUATERNARIO	HOLOCENO	33 Arenas, arenas y arenas (acortada) formadas de valles	
	PLEISTOCENO	32 Cantales y arenas (abundantes)	
TERCIARIO	PLIOCENO	31 Cantales y arenas (barridos)	
	MOLIBDENO	30 Arenas, arenas y arenas (abund)	
		38 Biotitas, carbonas y arenas (abund de depósitos)	
	MIOCENO	39 Biotitas y arenas (abund de depósitos)	
		37 Biotitas y arenas de lavaderos y granitos	
	EOCENO	36 Biotitas y arenas de lavaderos y granitos	
		35 Conglomerados de arenas porfiríticas y arenas arenosas (de por lavaderos)	
	CRETACICO	34 Arenas, arenas y arenas	
		PALEOCENO	33 Substratos porfiríticos y margas
		MAYOTRITONENSE	32 Dinosaurios y areniscas con granitos (abundantes)
29 Arenas con arenillas (abundantes)			
CAMPANENSE		30 Dinosaurios (abundantes)	
SANTONENSE		19 Arenas porfiritas, arenas con areniscas (abundantes) arenillas y carbonillas	
COMACIENSE		18 Arenas, arenas y granitos (abundantes)	
TURONENSE		17 Arenas, arenas areniscadas con arenas, arenas y granitos	
CENOMANENSE			

**DOMINIO DEL GUADARRAMA OCCIDENTAL**

**PREHERCENIO**

13 Rocas de unidades cónicas y arcillosas

12 Pírcanos, areniscas impregnadas

**ROCAS IONEAS PREHERCENICAS**

11 Lavaderos y areniscas (abundantes) con glaucofanas

10 Ostrones (abundantes) biolíticos

9 Ostrones (abundantes)

8 Ostrones (abundantes)

7 Ostrones (abundantes)

6 Ostrones (abundantes)

5 Lavaderos de granito (abund)

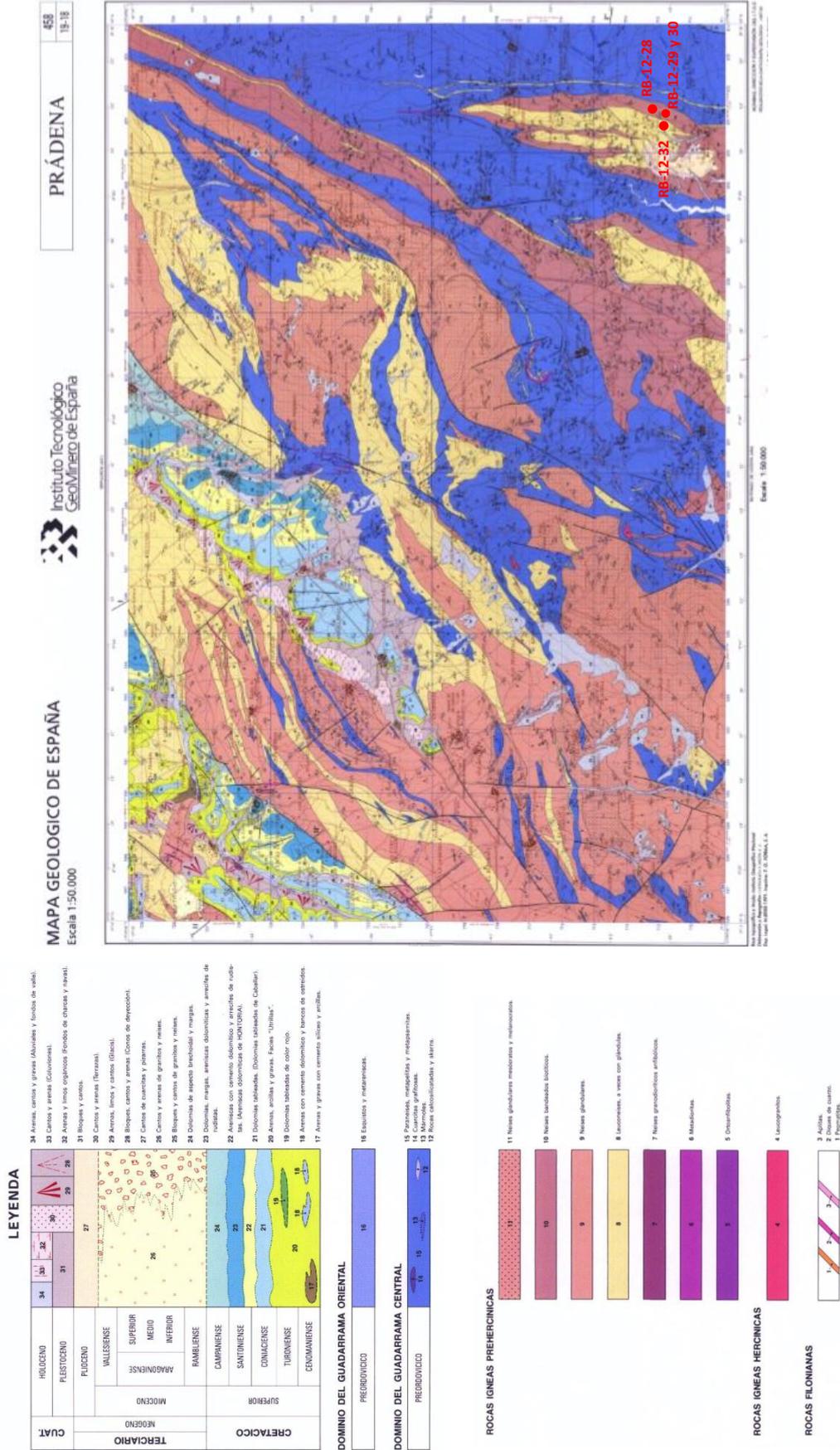
**ROCAS GRANITICAS HERCENICAS**

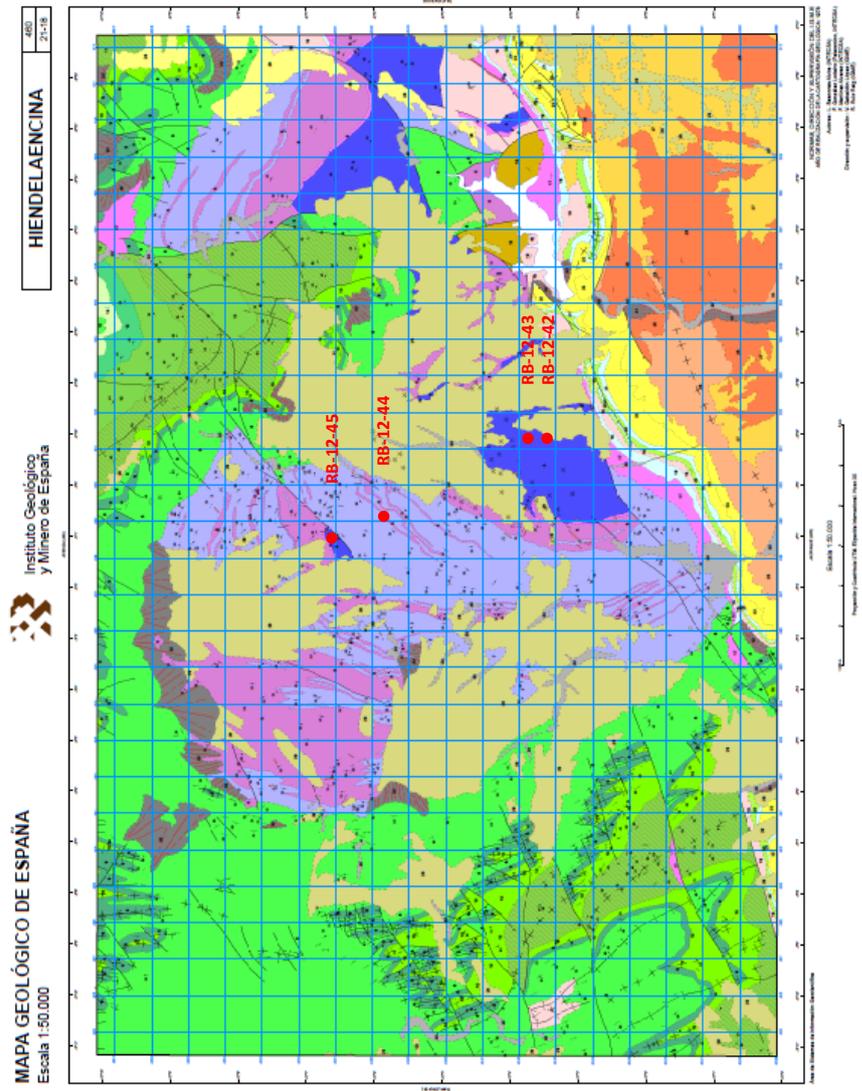
4 Granitoides (abundantes)

3 Granitoides (abundantes)

2 Lavaderos

1 Pírcanos





**MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA**  
Escala 1:50.000

Instituto Geológico y Minero de España

460  
Z-118

HIENDELAENCINA

- 32 Dermubios de ladera
- 31 Aluvial y terraza inferior
- 30 Terrazas
- 29 Raña
- 28 Cretácicas rojas con cantos cuaríticos
- 27 Cretácicas rojas con cantos cuaríticos
- 26 Conglomerados, areniscas y arcillas
- 25 Calizas, calizas margosas y margas
- 24 Yesos masivos y fibrosos
- 23 Dolomías sacroideas
- 22 Colomias y calizas dolomíticas tabuladas
- 21 Areniscas y arcillas en Faja de Faja
- 20 Arenas y arcillas en Faja de Faja
- 19 Limolitas y yesos
- 18 Dolomías, margas y calizas dolomíticas
- 17 Areniscas, conglomerados y arcillas
- 16 Lutitas, areniscas y brechas
- 15 Pizarras negras homogéneas
- 14 Pizarras arenosas y areniscas
- 13 Pizarras negras homogéneas
- 12 Alternancia de pizarras, pizarras arenosas y areniscas
- 11 Pizarras negras homogéneas
- 10 Cuarcitas y pizarras
- 9 Cuarcitas en bancos porphyreos
- 8 Alternancia de cuarcitas y pizarras con intercalaciones de conglomerados y cuarcitas conglomeráticas
- 7 Neis de grano fino con intercalaciones de micacitas, feldespatíticas, cuarcitas y micacitas
- 6 Cuarcitas
- 5 Neis granular con megacrístales de feldespato
- 4 Cuarcitas, cuarcitas feldespatíticas y micacitas, cuarcitas feldespatíticas, cuarcitas anfífolias y anfífolias
- 3 Neis granular
- 2 Cuarcitas feldespatíticas y micacitas con intercalaciones de cuarcitas anfífolias, calizas, microconglomerados y cuarcitas
- 1 Filones de cuarzo

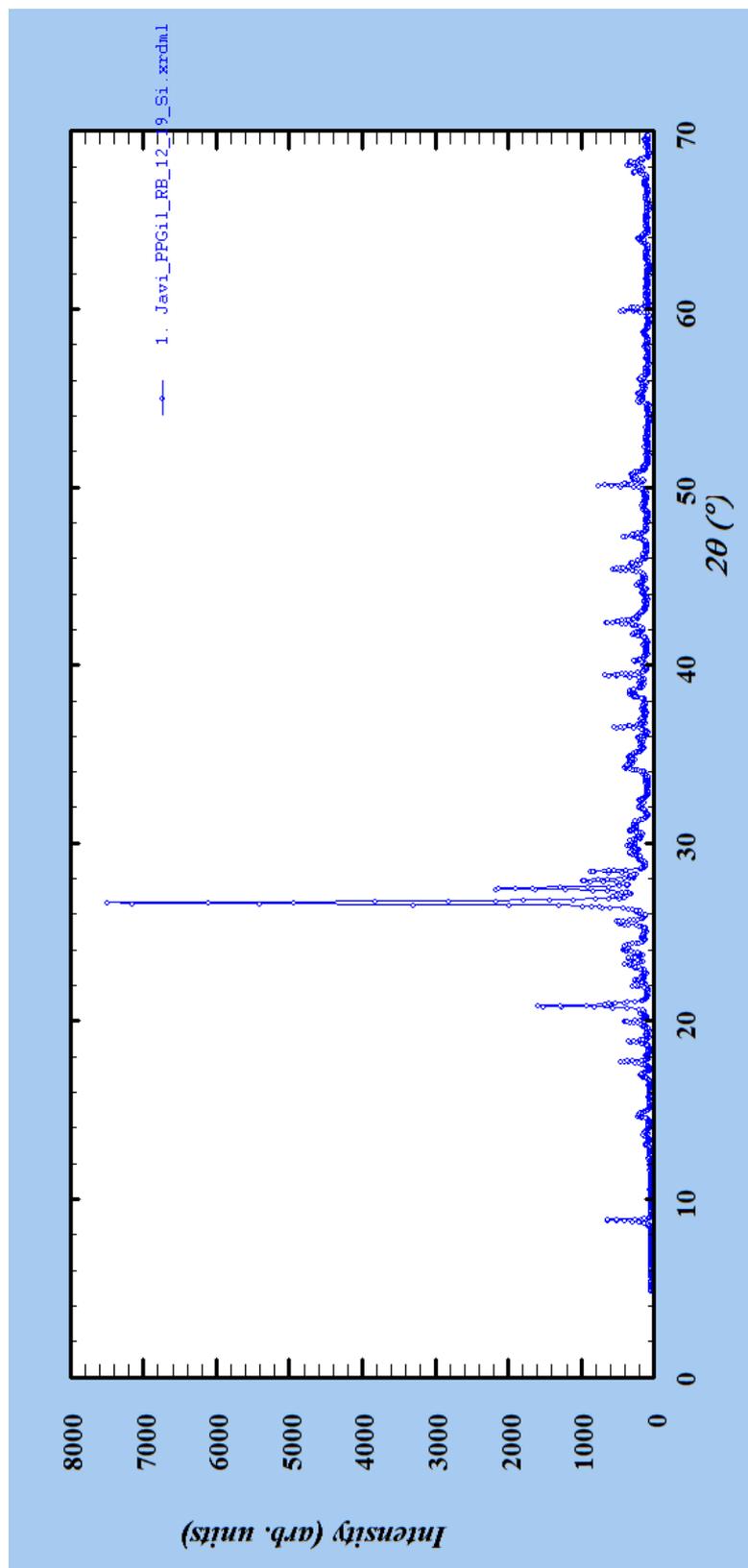
**LEYENDA**

CUAT	HOLOCENO	PLUOCENO	TURCOLENE	MASTRICH	SANTON	CONIAC	TURONENSE	CENOMAN.	ALBERGE	ALBERGE	SUPERIOR	MEDIO	INFERIOR	SAXONENSE	AUTUNENSE	LIAUDOVER	SUPERIOR	MEDIO	INFERIOR	SIXAVENSE	TREMADOCEN.	CAMBRIO-PRECAMB.

Anexo 2;

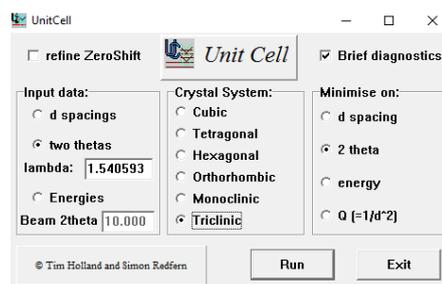
Muestra	Descripción	Hoja 50:000 (IGME)	Localización	Latitud	Longitud
RB-12-10	Gneis "Olló de sapo"	403-Madernuelo	Honrubia de la Cuesta	41° 29,554'	3° 42,542'
RB-12-19	Gneis "Olló de sapo"	403-Madernuelo	Villalvilla de Montejo	41° 29,823'	3° 40,161'
RB-12-24	Aplitas con turmalina	484-Buitrago de Lozoya	Buitrago de Lozoya	40° 58,898'	3° 38,542'
RB-12-25	Leucogneis con turmalina	484-Buitrago de Lozoya	Buitrago de Lozoya	40° 58,899'	3° 38,536'
RB-12-26	Gneis rico en biotita	484-Buitrago de Lozoya	Buitrago de Lozoya	40° 58,899'	3° 38,535'
RB-12-28	Migmatitas con biotita	458-Prádena	Paredes de Buitrago	41° 1,521'	3° 33,134'
RB-12-29	Leucogranito orientado	458-Prádena	Paredes de Buitrago	41° 1' 28.13"	3° 33' 10.938"
RB-12-30	Feldespató con turmalina y cuarzo en venas pegmatíticas que cortan a la migmatita	458-Prádena	Paredes de Buitrago	41° 1' 27.9"	3° 33' 10.962"
RB-12-32	Leucogranito con biotita, moscovita y turmalina	458-Prádena	Paredes de Buitrago	41° 1,385'	3° 33,266'
RB-12-42	Niveles de leucogranito en bandas	460-Hiendelaencina	Hiendelaencina	41° 3,301'	2° 59,228'
RB-12-43	Gneis biotítico	460-Hiendelaencina	Hiendelaencina	41° 3,229'	2° 59,237'
RB-12-44	Gneis "Olló de sapo"	460-Hiendelaencina	Villares de Jdraque	41° 6,211'	3° 0,092'
RB-12-45	Banda leucogranítica con biotita	460-Hiendelaencina	Villares de Jdraque	41° 6,372'	3° 1,398'
RB-12-47	Paragneis de grano fino con aspecto porfiroide	460-Hiendelaencina	Villares de Jdraque	41° 6,309'	3° 1,226'

Anexo 3;



Anexo 3. Ejemplo de espectro de difracción de Rayos X con el programa FullProf para la muestra RB-12-19

## Anexo 4;



Anexo 4.1. Ejemplo del programa UnitCell

RB-12-19: Bloc de notas			
Archivo	Edición	Formato	Ver Ayuda
RB-12-19			
1	1	0	13.11827
0	2	0	13.62909
-2	0	1	21.01841
-1	1	2	25.61056
-2	0	2	27.06819
0	0	2	27.46701
-2	2	2	29.89692
1	3	1	29.4703
1	-3	1	30.189
-1	-3	2	32.106
1	1	2	34.89501
3	3	0	40.03939
0	6	0	41.8069
-1	-5	2	42.85833
0	2	3	44.17349
-4	-2	2	44.90528
2	2	2	45.43587
-3	-5	1	46.25412
4	0	0	47.29138
-4	0	3	47.42751
2	6	0	47.88225
1	-1	3	48.99232
-2	6	0	49.13751
-2	-6	2	49.87629
1	7	0	50.13691
-2	0	4	50.63987
-4	-4	1	51.15941
-3	-5	3	54.3898

Anexo 4.2. Ejemplo del fichero de entrada del programa UnitCel

RB-12-19: Bloc de notas						
Archivo	Edición	Formato	Ver Ayuda			
parameter	value	sigma	95% conf			
a	8.56668	0.00053	0.00109			
b	12.98087	0.00070	0.00145			
c	7.22985	0.00039	0.00080			
alpha	90.05251	0.00642	0.01334			
beta	116.10593	0.00474	0.00985			
gamma	88.38944	0.00583	0.01211			
cell vol	721.6167	0.0568	0.1180			
residuals: standard, average, and maximum deviations:-						
sd (2T) = 0.2055 aad (2T) = 0.1420 maxdev (2T) = 0.6630						
sigmafit = 46.3626						
students t = 2.08						
correlation matrix :						
	a	b	c	alpha	beta	gamma
a	1.000					
b	-0.135	1.000				
c	-0.042	-0.074	1.000			
alpha	-0.096	-0.401	-0.151	1.000		
beta	0.261	0.083	0.442	-0.298	1.000	
gamma	0.381	0.360	0.032	-0.457	0.137	1.000
Reciprocal cell parameters:						
	a*	b*	c*	alpha*	beta*	gamma*
params	0.1300548	0.0770731	0.1540417	90.7309	63.8846	91.7678
sigma	0.0000085	0.0000042	0.0000079	0.0064	0.0048	0.0058

Anexo 4.3. Ejemplo del fichero de salida del programa UnitCell