

MINERALOGÍA

TEMA 27

27.6 TECTOSILICATOS

ÍNDICE

27.6.1 Grupo de la sílice

27.6.2 Grupo de los feldespatos

27.6.3 Grupo de los feldespatoideos

27.6.4 Serie de las escapolitas

27.6.5 Grupo de las ceolitas

Celina Marcos P. Manual

INTRODUCCIÓN

A los tectosilicatos pertenecen los minerales que forman las 3/4 partes de la corteza terrestre. Se caracterizan porque todos los tetraedros de silicio comparten sus vértices de oxígeno con otros vecinos, dando lugar a una estructura con fuertes enlaces.

Si ningún silicio es sustituido por otro ión, el armazón que forma la estructura tiene la composición SiO_2 , existiendo neutralidad de cargas.

Cuando el Si^{4+} es sustituido por Al^{3+} en el tetraedro de silicio, es necesario compensar las cargas mediante cationes intersticiales. Ello hace que el armazón de la estructura se abra dejando grandes posiciones intersticiales que son ocupadas por cationes.

A altas temperaturas los tectosilicatos tienen estructuras más expandidas y con la máxima simetría permitida por la unión de los tetraedros de silicio.

A bajas temperaturas los tectosilicatos tienden a contraerse ligeramente, reduciendo el tamaño de las cavidades intersticiales donde se situarían los cationes. La contracción está limitada, en alguna medida, por el tamaño de los cationes. La contracción de la estructura se consigue por la rotación de los tetraedros de silicio.

Los tectosilicatos agrupan a los siguientes minerales:

27.6.1 Grupo de la sílice

27.6.2 Grupo de los feldspatos

27.6.3 Grupo de los feldspatoides

27.6.4 Serie de las escapolitas

27.6.5 Grupo de las ceolitas

27.6.1 GRUPO DE LA SÍLICE

La sílice (SiO_2) aparece de formas diversas sobre la tierra.

Se caracteriza por su polimorfismo. La energía es la que determina que uno u otro polimorfo sea estable. Los polimorfos que tienen temperatura de formación más elevada y mayor energía reticular tienen estructura más expandida; esto se refleja en un menor peso específico e índice de refracción.

El CUARZO es el polimorfo más común de la sílice. Es estable hasta 870°C .

La TRIDIMITA es estable entre 870°C y 1470°C .

La CRISTOBALITA es estable por encima de 1470°C hasta el punto de fusión (1713°C).

El cuarzo, tridimita y cristobalita tienen formas de baja temperatura (α) y de alta temperatura (β).

Las formas de alta temperatura tienen estructura con simetría mayor

Las formas de baja tienen simetría menor y están más distorsionadas.

Las transformaciones de alta temperatura a baja temperatura son de desplazamiento: reversibles, rápidas y sin rotura de enlaces.

Las transformaciones de cuarzo a tridimita y a cristobalita, son transformaciones reconstructivas: lentas, metaestables, con rotura de enlaces y nueva reconstrucción de la estructura.

El cuarzo bajo es romboédrico y el más común

La tridimita y cristobalita aparecen en rocas volcánicas.

La coesita, que es estable en la zona más profunda de la corteza terrestre. Aparece en terrenos de metamorfismo regional de altas P, en cráteres de impacto de meteoritos y en kimberlitas.

La stishovita, que se piensa que es estable en el manto terrestre, tiene la estructura del rutilo y la coordinación Si-O es octaédrica. Aparece en cráteres de impacto de meteoritos.

Ejemplo:

CUARZO (SiO_2)

- **Cristalografía:**

Cristaliza en el sistema romboédrico, grupo espacial $P3_221$

$a = 4,998 \text{ \AA}$; $c = 5,617 \text{ \AA}$; $Z = 3$

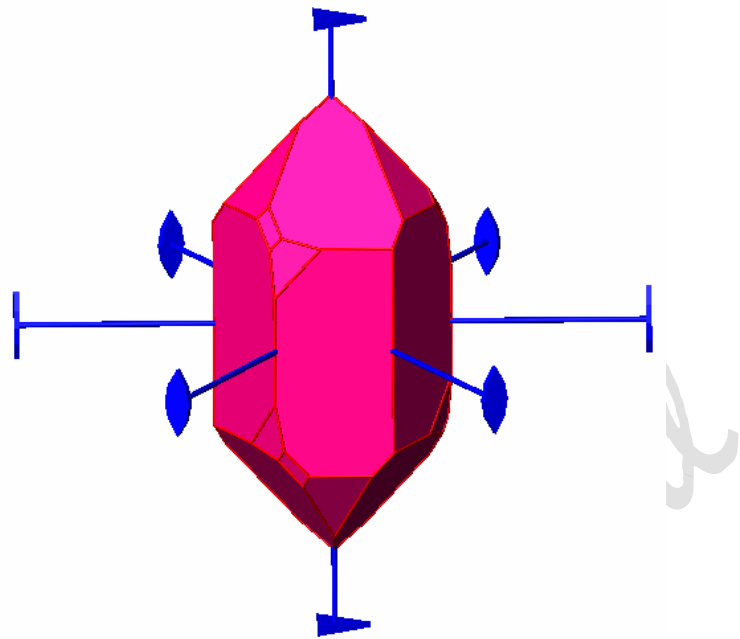
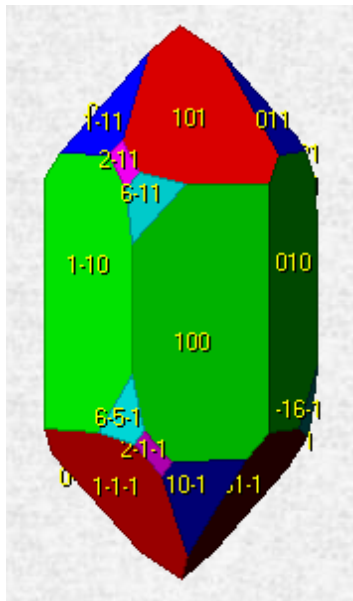


Figura 27.6.1.- Formas cristalinas (izquierda) y simetría (derecha)

- **Estructura cristalina**

El cuarzo β o de alta T tiene una estructura basada en cadenas de tetraedros con forma de espiral alrededor de un eje ternario helicoidal, que es paralelo al eje c cristalográfico. Las posiciones de los tetraedros de estas espirales están situados a 0, $1/3$ y $2/3$ del eje c cristalográfico. En la celda unidad hay dos espirales, cada una alrededor de un eje helicoidal, y ambas están unidas por vértices de los tetraedros. Debido al hecho de que estas espirales pueden ser de mano derecha y de mano izquierda, porque el eje helicoidal ternario es enantiomorfo, hay cristales de cuarzo enantiomorfos, unos son de mano derecha y otros de mano izquierda; uno es la imagen especular del otro. Desde el punto de vista óptico también hay cuarzos de mano derecha y de mano izquierda.

El cuarzo α o de baja T es similar al de alta en estructura y propiedades. Su estructura se caracteriza porque los tetraedros de Si están rotados, de manera que el eje senario del cuarzo de alta temperatura se reduce a un eje ternario en el de baja temperatura. Así, la diferencia entre el cuarzo de alta T y el de baja T es que el de alta T es hexagonal y el de baja T es romboédrico (o también llamado trigonal).

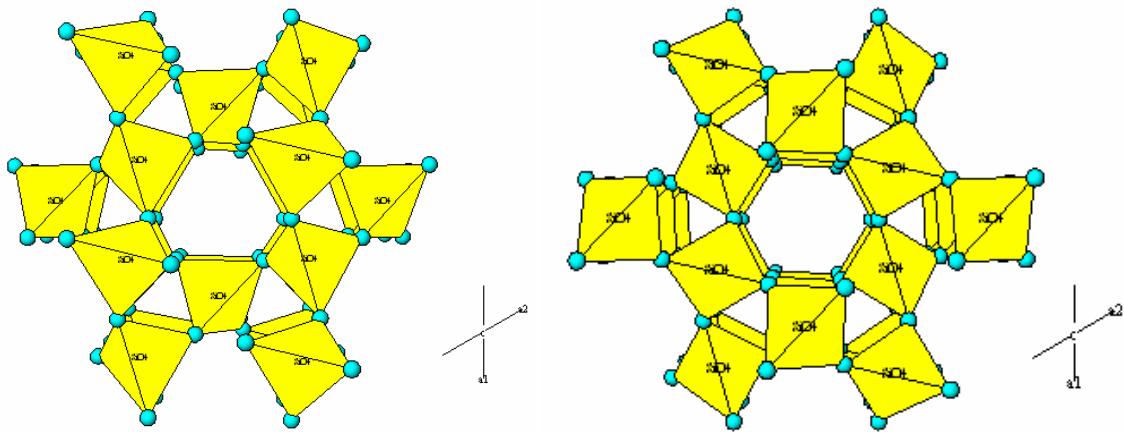


Figura 27.6.1.- Cuarzo de baja temperatura (izquierda). Cuarzo de alta temperatura (derecha).

- **Propiedades físicas:**

Color:

Varietades macrocristalinas:

- incoloro: Cristal de roca
- blanco opaco: Cuarzo lechoso
- Violeta: Amatista
- Rosa: Cuarzo rosado
- Amarillo: Citrino o Falso topacio
- Gris o negro: Cuarzo ahumado
- Rojo: Jacinto de Compostela

Varietades criptocristalinas o Calcedonias:

- Con bandas paralelas en los bordes de colores vistosos: Ágata
- Con bandas alternantes de colores claros y oscuros: Ónice
- Colores vistosos y opaca: Jaspe
- De colores claros y oscuros y opaca: Sílex
- Madera silicificada: Xilópalo
- Verde con manchas amarillas: Heliotropo o Jaspe sanguíneo.

Raya: Incolora

Brillo: Vítreo en cristal de roca, mate en calcedonias.

Dureza: 7

Peso específico: 2,65 cuarzo α y 2,53 cuarzo β

Óptica: Transparente, uniaxial positivo, polarización rotatoria.

Otras: Fuertemente piezoeléctrico.

- **Origen y Yacimientos:**

El cuarzo es el componente fundamental de muchos tipos de rocas, especialmente de las rocas ígneas ácidas, de ahí que sea tan frecuente y abundante, pero también en rocas sedimentarias y metamórficas por ser al mismo tiempo muy resistente.

La calcedonia es hidrotermal de baja temperatura (120°C) y se forma cerca de la superficie.

Es uno de los minerales más abundantes. Rocas ígneas (pegmatita, granito, granodiorita, cuarzodiorita, riolita, dacita), metamórficas (esquisto, gneis, cuarcita). En las rocas sedimentarias es un constituyente mayoritario de rocas clásticas y puede servir como agente cementante. También se encuentra en depósitos de venas hidrotermales en cristales bien formados o como variedades masivas y microcristalinas.

A menudo forma intercrecimientos con los feldespatos, como las mirmequitas (intercrecimiento cuarzo y plagioclasa) o la textura gráfica (intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico) en pegmatitas y rocas graníticas.

En España buenos cristales aparecen en Villasbuenas (Salamanca), La Cabrera y en general en muchos puntos de la Sierra de Guadarrama y Somosierra (Madrid) y en Verín y Padrenda (Orense). Con inclusiones de rutilo, son famosos los ejemplares de La Collada en Asturias.

También en Madrid, en las márgenes del Manzanares, eran muy corrientes los cantos rodados de cuarzo hialino a los que se les dio el nombre de Diamantes de San Isidro.

En la provincia de Salamanca, cuarzo ferruginoso

En Las Caldas y Cabrales (Asturias), La Cabrera y Bustarviejo (Madrid), San Miguel de Saccott (Gerona) y Cerro Muriano (Córdoba) y en Cangas de Onís (Asturias), se ha encontrado la variedad de cuarzo ahumado o "cuarzo Morión".

El Falso topacio o Citrino está citado en Hinojosa del Duero, Villasbuenas y Vitigudino (Salamanca), Serradilla (Cáceres) y Monesterio (Badajoz).

Buenos ejemplares de amatista aparecen en las cortadas de esfalerita y greenalita de las minas de La Unión. También se ha encontrado en algunos lugares de Cáceres, Vich (Gerona), Sierra de Córdoba y Los Escullos (Almería).

Ejemplares de cuarzo rosado se han encontrado en Ramascastañas (Avila) y en El Cardoso (Guadalajara), Oliva de Plasencia y Logrosán (Cáceres), Pereña (Salamanca) y Puebla de Carañal y Santa Eugenia de Ribeira (Coruña). Pero las mayores cantidades provienen de las provincias de Córdoba y Badajoz.

Se pueden encontrar jacintos de Compostela en todo el terreno arcilloso rojizo del Keuper en el Trías destacando las localidades de Minglanilla (Cuenca), Molina de Aragón (Guadalajara), Losa del Obispo y Buñol (Valencia).

En varias localidades mineras de la provincia de Córdoba se ha encontrado cuarzo prasio o verde.

Se han encontrado ejemplares de ágatas y ónices en los cerros de Almodóvar y de los Angeles (Madrid), Montes de Toledo, Sierra Morena, Cabo de Gata e Isla de Alborán (Almería), Rafales y Valderrobres (Teruel), Alburquerque y Monesterio (Badajoz).

Sílex o pedernal aparece en Vallecas y Vicálvaro (Madrid), Cabañas de la Sagra (Toledo), Tarancón, Villar de Donúngo García y Cañaveras (Cuenca), en la Alcarria (Guadalajara), Baños de Agua Hedionda (Jaén), Tajo del Chorro, Arroyo de Granados, Ardales, Manilva, Carratraca y Casarabolena (Málaga), Berceruelo y Mucientes (Valladolid), nodular en Ocaña (Toledo) y Jadraque (Guadalajara) entre yeso. La variedad del sílex de color negro (lidita) se encuentra con los restos fósiles de mastodontes en Córcoles (Guadalajara).

Celina Marcos Pedernal

27.6.2 FELDESPATOS

Los feldespatos tienen como fórmula general:



Donde:

T es ocupado por Si, aunque entre un 25 y un 50% es reemplazado por Al

M es ocupado por Na^+ , K^+ , Rb^+ , Ca^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+}

Las propiedades ópticas y la estructura de los feldespatos depende de su temperatura de cristalización y de su historia de enfriamiento.

- **Estructura cristalina**

Todos los feldespatos tienen un diagrama de unión de los tetraedros de silicio similar, aunque pueden sufrir diferentes distorsiones lo que provoca reducción de simetría.

El origen de estas modificaciones estructurales y la reducción de la simetría por los diversos factores que tienden a reducir la simetría cuando disminuye la temperatura, ha sido tema de estudio de los mineralogistas durante décadas.

La estructura general de los feldespatos puede explicarse mediante la de la sanidina de alta temperatura, la cual se puede considerar ideal.

Estructura de la sanidina de alta temperatura

- La estructura es monoclinica, $C2/m$.
- El armazón está constituido por anillos de cuatro tetraedros, 2 T1 y 2 T2, alternando y ocupados por Si y Al, con una distribución desordenada.
- 2 tetraedros tienen los vértices apuntando hacia arriba y otros 2 los tienen apuntando hacia abajo.
- Estos anillos se unen formando una capa.
- En esta capa los anillos de 4 tetraedros se unen a otro anillo de otros 4 tetraedros, de manera que ambos anillos están relacionados por un plano de simetría.

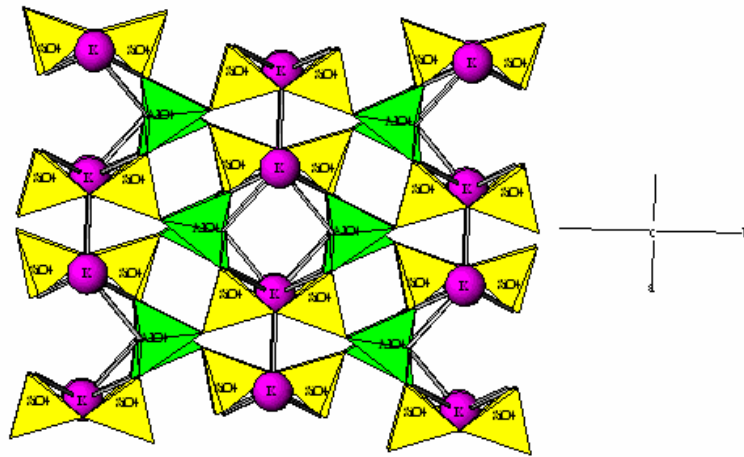


Figura 27.6.3.- Proyección perpendicular al eje c de la estructura de la sanidina

- Los tetraedros se unen a lo largo del eje a , dando lugar a una cadena en forma de cigüeñal.

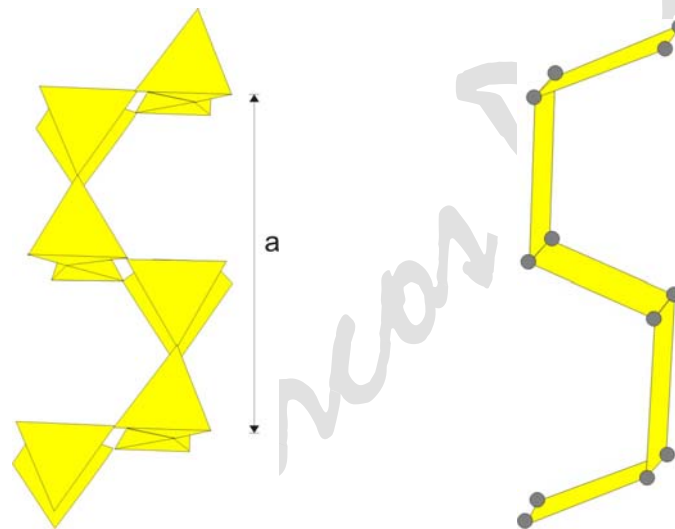


Figura 27.6.4.- Unión de tetraedros a lo largo del eje a (izquierda), dando lugar a la forma en cigüeñal. Disposición esquemática del cigüeñal (derecha)

- La disposición de estos 4 tetraedros en cadenas se traduce externamente en los dos sistemas de exfoliación formando un ángulo de casi 90° y en el hábito pseudotetragonal que presentan los feldespatos.
- Entre los anillos de tetraedros quedan grandes huecos y en ellos se sitúan los iones K^+ , justamente sobre los planos de simetría. También forman una cadena.
- Estos iones tienen un número de coordinación 10.

Estructura de la microclina de baja temperatura

- La microclina es el polimorfo de baja temperatura de la sanidina.
- Tiene simetría triclínica, su estructura es menos simétrica que la de la sanidina.

- La distribución del Si y Al es totalmente ordenada, es decir, ocupan posiciones específicas en la estructura y por eso también se le conoce con el nombre de microclina máxima (término usado para indicar que el orden es máximo y por ello es de simetría triclinica).

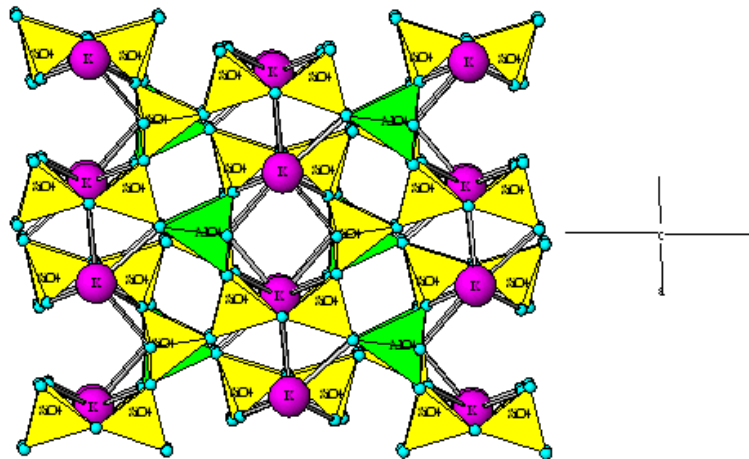


Figura 27.6.5.- Proyección perpendicular al eje c de la estructura de la microclina.

La estructura general de las plagioclasas es similar a la de la microclina.

DISTORSIÓN ESTRUCTURAL Y ORDEN DE Al Y Si EN LA ESTRUCTURA DE LOS FELDESPATOS

- Es importante tener en cuenta los factores que hacen que en los feldespatos haya estructuras con simetría menor a la de la sanidina ($C2/m$). Hay que considerarlos todos juntos, aunque ahora se describan separadamente.
- Normalmente las estructuras de alta T son más expandidas que las de baja T.
 - Cuando disminuye la T, la estructura tiende a contraerse alrededor de los cationes que ocupan los grandes intersticios.
 - Los cationes grandes como el K^+ o el Ba^{2+} permiten que la estructura permanezca expandida.
 - Los cationes más pequeños como Na^+ y Ca^{2+} permiten la contracción alrededor de ellos, lo que provoca una reducción en la simetría, pasando de monoclinica ($C2/m$) a triclinica (C).
- En los feldespatos de sodio la estructura $C2/m$ es estable por encima de los $980^{\circ}C$ y por debajo de esta temperatura es estable la estructura C-1.
- La T de transición de la estructura $C2/m$ a la estructura C-1 depende del tipo de catión que ocupe el intersticio.
- La T a la que se contrae la estructura aumenta desde los feldespatos de sodio a los de calcio

- La T a la que se contrae la estructura disminuye desde los feldespatos de sodio a los de potasio.
- La T a la que se contrae la estructura en los feldespatos que contienen sodio y calcio está por encima del punto de fusión, a la derecha.
- Los feldespatos ricos en potasio mantienen estable la estructura $C2/m$ a T ambiente.
- A altas T el Al y el Si están desordenados, mientras que a bajas T hay una tendencia al orden.
- El orden es un proceso lento que implica la rotura de los enlaces Si-O y Al-O. Desde el punto de vista del orden, hay que tener en cuenta que:
 - Las estructura $C2/m$ sólo tienen dos posiciones cristalográficas diferentes para los tetraedros, T1 y T2, hay tantos T1 como T2.
 - Pero en los feldespatos alcalinos la relación Al:Si es 1:3 y si se intenta distribuir el Al y el Si de forma ordenada no es posible con 2 posiciones tetraédricas diferentes. Es necesario que haya una reducción en la simetría para que haya 4 posiciones T en las que puedan situarse el Al en una y los 3 Si en las otras 3 T, para que haya orden. Este proceso de orden implica distorsión en los tetraedros, pues el tetraedro de Al es algo mayor que el de Si.
- Estos dos procesos, la distorsión estructural ($C2/m \Rightarrow C\bar{1}$) y el orden de Al y Si, son muy dependientes uno de otro.
- En los feldespatos alcalinos, la manera en la que se produce el orden de Al y Si en una estructura expandida $C2/m$ con 2 posiciones T es muy diferente al que se produce en una estructura contraída C con 4 posiciones T.
- Al revés, en las plagioclasas como la albita, cuando se calienta por encima de los 980°C la estructura $C\bar{1}$ debería pasar a la estructura $C2/m$, cuando ha tenido lugar el desorden completo de Al y Si.

Aunque el paso de una forma de alta T a otra de baja T es una transformación de desplazamiento o displaciva y es rápido, el cambio de simetría está controlado por un proceso de orden o desorden de Al y Si que es mucho más lento. Ambos procesos juegan un papel muy importante en el comportamiento de una estructura en el calentamiento o en el enfriamiento.

- **Características químicas**

Las composiciones de los feldespatos se pueden representar en un diagrama triangular con ortosa ($KAlSi_3O_8$), albita ($KAlSi_3O_8$) y anortita ($CaAl_2Si_2O_8$) en los vértices del triángulo

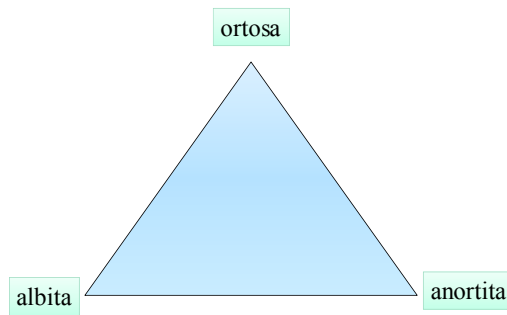


Figura 27.6.1.- Diagrama triangular de composición ortosa (KAlSi_3O_8)-albita (KAlSi_3O_8)-anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)

Hay dos tipos principales de feldespatos:

1. Feldespatos alcalinos, cuya composición varía entre la de los miembros extremos
ortosa (KAlSi_3O_8) - albita (KAlSi_3O_8)
2. Feldespatos plagioclasas, cuya composición varía entre la de los miembros extremos
albita (KAlSi_3O_8) - anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)

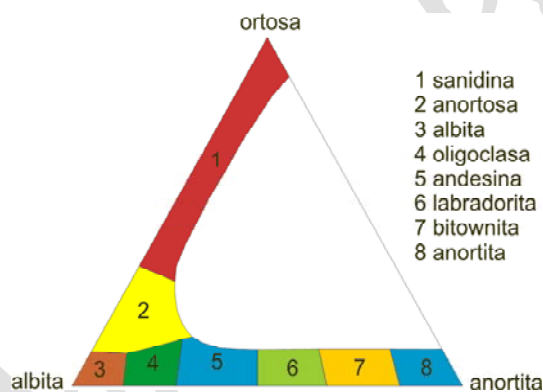


Figura 27.6.2.- Nomenclatura de las series de los feldespatos plagioclasas y feldespatinos alcalinos de alta temperatura

La albita es el miembro común a los dos tipos de feldespatos.

Se consideran feldespatos alcalinos los que contienen hasta un 10% molecular de anortita en su estructura y feldespatos plagioclasas los que contienen hasta un 10% molecular de ortosa en su estructura.

Diagrama composición - temperatura del sistema albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)- ortoclasa ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)

En el diagrama del sistema albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)- ortoclasa ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) puede observarse:

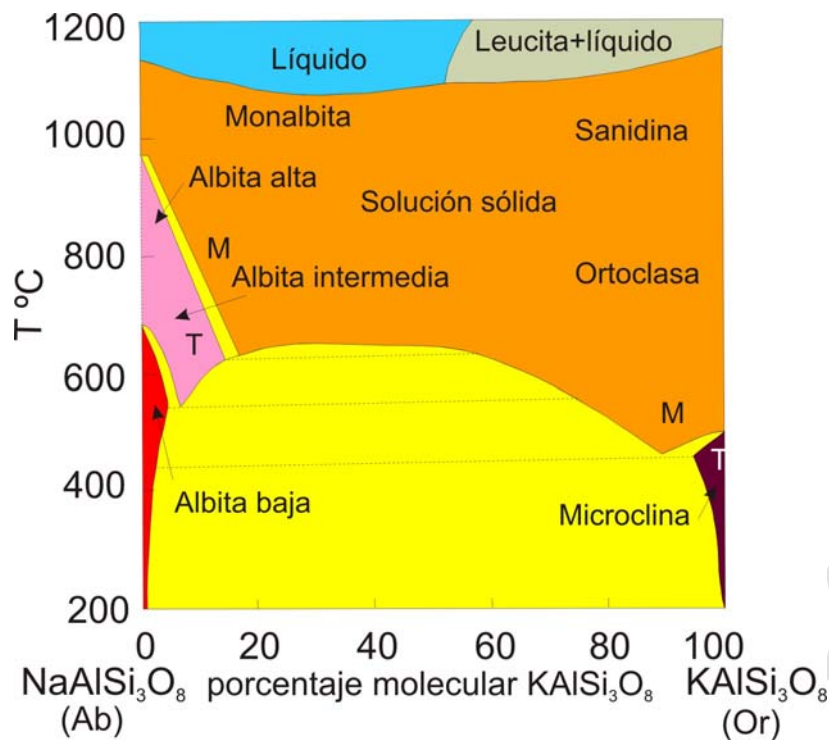


Figura 27.6.6.- Diagrama composición - temperatura del sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8

1. Hay solución sólida completa entre $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ y KAlSi_3O_8 con estructura C2/m a altas T.
2. Cuando la T disminuye la miscibilidad es menor debido al diferente tamaño del Na y el K y al diferente comportamiento estructural de los dos miembros extremos.
3. A T por debajo de 300°C no hay sustitución entre el Na y el K en los feldespatos alcalinos.
4. Durante el enfriamiento de la solución sólida se forman por desmezcla pertitas (intercrecimientos de regiones ricas en Na y regiones ricas en K).
5. A T por debajo de aproximadamente 650°C se origina un hueco de miscibilidad entre los feldespatos ricos en Na y los feldespatos ricos en K.
6. A T por debajo de los 980°C la albita pura, monoclinica, pasa a triclinica. La T de transición disminuye con el contenido en K.

Las principales características que se observan en el diagrama composición - temperatura son las siguientes:

1. Transición o transformación de desplazamiento que ocurre en los feldespatos ricos en Na al pasar de monoclinicos a triclinicos.
2. La albita alta pasa a albita baja cuando se produce el orden de Al y Si. La albita baja es ordenada.
3. En los feldespatos ricos en K el orden del Al y el Si da lugar a la transformación de feldespatos monoclinicos a triclinicos.

4. Un solvus produce un hueco de miscibilidad entre los feldespatos ricos en Na y los feldespatos ricos en K a T por debajo de aproximadamente 650 °C
5. Las composiciones intermedias entre los dos feldespatos cuando se enfrían lentamente se desmezclan (exuelven) y dan lugar a dos intercrecimientos.

En estos feldespatos las láminas de desmezcla pueden observarse a 3 escalas:

1. **Pertitas:** se observan en muestra de mano, las láminas de desmezcla ricas en Na están orientadas paralelas a (100).
2. **Micropertitas:** Cuando la desmezcla ocurre a una escala tal que las láminas sólo pueden observarse con el microscopio.
3. **Criptopertitas:** Cuando las láminas de la desmezcla son tan finas que sólo pueden resolverse con técnicas de difracción de rayos X o con microscopio electrónico.

- Las lamelas de intercrecimiento son de albita (feldespato rico en Na) en feldespato K, ambos monoclinicos.
- Cuando la T disminuye la albita de las lamelas pasa a tener simetría triclinica.
- La acomodación de este cambio de simetría se logra maclándose la albita y dando lugar a una interfase en zig-zag entre la lamela de albita y el feldespato K encajante.
 - La forma en zig-zag de la interfase se irá redondeando hasta dar lugar a una interfase ondulada.
 - Las maclas y el ondulado son situaciones para reducir la tensión generada en la transformación de la simetría monoclinica a triclinica de las lamelas de albita.

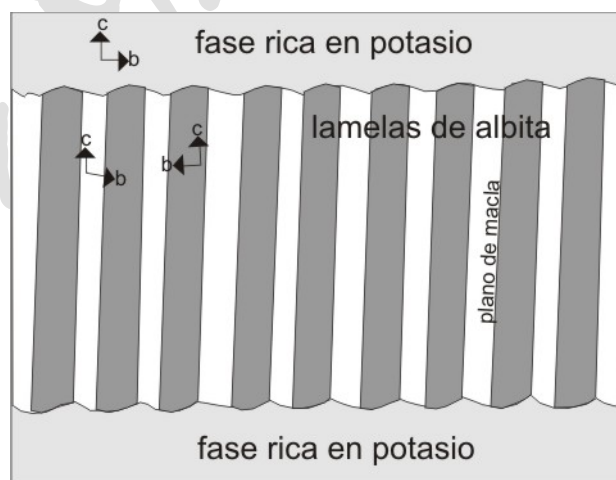
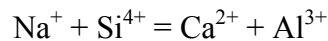


Figura 27.6.7.- Esquema de exolución de albita (fase rica en sodio) en feldespato potásico.

Diagrama composición - temperatura de la serie de las plagioclasas

- Existe solución sólida completa entre albita y anortita, hacia 700°C, como resultado de la sustitución de Na^+ por Ca^{2+} y Si^{4+} por Al^{3+} , para que se compensen las cargas, en la siguiente manera:



- A temperaturas más bajas hay tres regiones de miscibilidad.

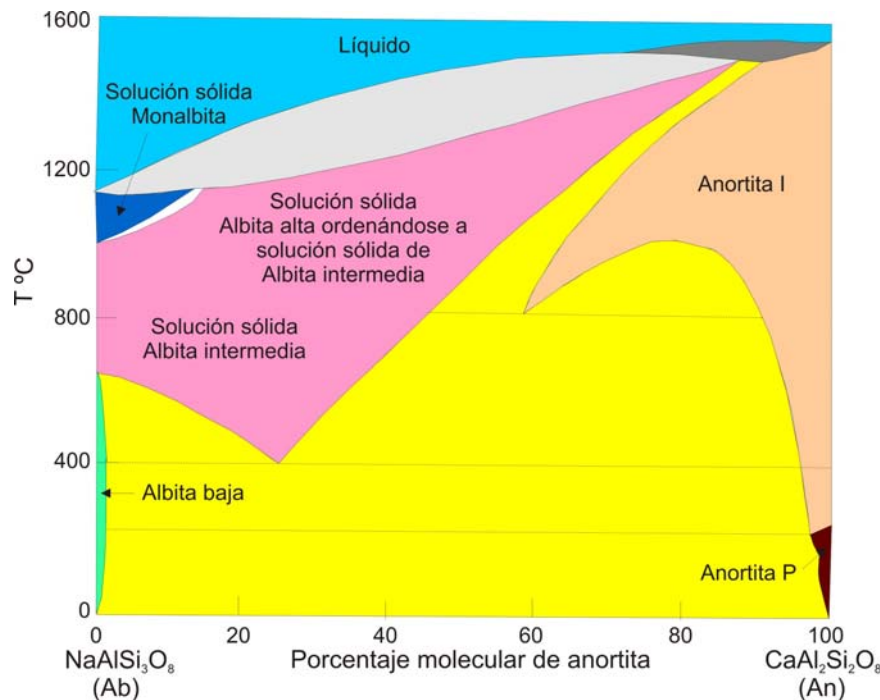


Figura 27.6.8.- Diagrama composición - temperatura de las plagioclasas.

El comportamiento de la solución sólida de las plagioclasas en el enfriamiento es complicada, debido a dos factores:

1. Al haber sustitución de Na^+ por Ca^{2+} y Si^{4+} por Al^{3+} , para que se compensen las cargas, tiene que ser compatible el orden del Na y Ca con el del Al y Si.
2. Los esquemas de orden de Al y Si en la albita y anortita son diferentes y no hay un esquema de orden simple.
 - La albita pura y la anortita pura son las dos únicas fases completamente ordenadas.
 - Se podría pensar que para las fases intermedias la forma estable sería la de desmezcla en forma de intercrecimientos de albita y anortita, pero no aparecen en la naturaleza.
- Las plagioclasas naturales no son homogéneas sino que están compuestas de 3 clases de intercrecimientos.
 1. PERISTERITA, composición entre An_2 y An_{20} , Estos intercrecimientos se componen de albita pura ordenada y una estructura inconmesurable.

2. BØGGILD, composición entre An_{40} y An_{60} Los intercrecimientos se componen de los dos tipos reconocidos de estructuras inconmensurables
 3. HUTTENLOCHER, composición entre An_{65} y An_{90} Los intercrecimientos se componen de anortita y uno de los tipos de estructuras inconmensurables.
- Otras consideraciones del diagrama composición - temperatura
 - A altas T se tienen los límites entre las fases C2/m, C-1, que están atravesadas por la curva de fusión.
 - Cuando disminuye la T, se pasa a la C-1 ya que la estructura se contrae, en la mayor parte de las composiciones, excepto a la derecha, próxima a la composición de la anortita, en la que se pasa a la estructura I-1, porque empieza a haber orden de Al y Si. Este orden aumenta a medida que la relación Al:Si se aproxima a 1, cerca de la anortita pura.

APARICIÓN DE MACLAS EN LOS FELDESPATOS ALCALINOS COMO CONSECUENCIA DE UN CAMBIO DE SIMETRÍA

Maclas en la MICROCLINA (feldespato K de baja T)

- Se presentan en forma de enrejado, a diferente escala y complejidad.
- Se originan durante el proceso de orden de Si y Al y el cambio de simetría de monoclinica a triclinica.
- El efecto de las maclas es minimizar el cambio en la simetría.
- Hay dos tipos de macla que pueden aparecer, a su vez, asociadas; son perpendiculares y dan el aspecto de enrejado.
 - MACLA DE LA ALBITA, celdas triclinicas asociadas por planos según (010).
 - MACLA DE LA PERICLINA, celdas triclinicas asociadas por eje binario, [010].

Maclado en la ORTOSA

- Similar al de la microclina, pero la escala es mucho más pequeña y no se observa en el microscopio.
- En los feldespatos ricos en Na la distribución de maclas de albita y periclina es siempre más gruesa y regular.

- En un mismo cristal aparecen partes que son albita maclada y otras partes que son periclina maclada.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS FELDESPATOS

En general, los feldespatos son incoloros y a veces muestran un aspecto turbio.

Cristalizan en el sistema monoclinico (grupos espaciales $C2/m$) y triclinico ($C\bar{1}I\bar{1}$ o $P\bar{1}$).

Se presentan en cristales euhedrales, tabulares o prismáticos, a veces subhedrales o anhedrales. A veces aparecen como fenocristales en algunas rocas extrusivas.

Poseen dos sistemas de exfoliación, según (001) y (010), que intersectan a ángulos rectos casi en una sección (100).

Los índices de refracción son para los feldespatos alcalinos por debajo de 1,54 y para las plagioclasas por encima; el relieve es bajo. La birrefringencia es también baja y los colores de interferencia son de primer orden, grises en los feldespatos alcalinos y plagioclasas pobres en calcio y grises y amarillos en plagioclasas ricas en calcio.

Los feldespatos alcalinos ricos en potasio muestran maclas simples y las plagioclasas muestran maclas múltiples, polisintéticas.

Las plagioclasas muestran extinción simétrica a los planos de macla. El ángulo de extinción simétrica se usan para obtener la composición de las plagioclasas. En los feldespatos alcalinos, el ángulo de extinción medido respecto a las trazas de exfoliación (010) varía según la composición.

El zonado es común en muchos feldespatos plagioclasas, particularmente en los fenocristales de rocas extrusivas.

Son frecuentes los intercrecimientos, pertitas, plagioclasa con feldespato alcalino y al revés, consecuencia de los efectos de la desmezcla.

Los feldespatos alcalinos son constituyentes esenciales de rocas ígneas ácidas y alcalinas (sienitas, granitos, granodioritas, riolitas, dacitas, etc.), también en pegmatitas, venas hidrotermales y gneisses de grado alto. Las rocas plutónicas contienen ortosa, microclina y pertitas; mientras que las rocas extrusivas contienen sanidina y otros feldespatos de alta T. La ortosa y microclina aparecen como granos detríticos en rocas arenosas. Es frecuente en algunas pegmatitas las *texturas gráficas*, que consisten en un intercrecimiento de cuarzo y feldespato alcalino. También son frecuentes las texturas denominadas *mirmekitas*, que consisten en un intercrecimiento de feldespato y cuarzo.

Las plagioclasas están casi siempre presentes en las rocas ígneas. Varían en composición con el tipo de roca; la bytownita aparece en rocas ultrabásicas y la labradorita en rocas básicas, la

andesina es típica de rocas intermedias y la oligoclasa de rocas ácidas. En las lavas básicas las plagioclasas aparecen como fenocristales y forman parte también de la matriz. En intrusiones plutónicas básicas las plagioclasas están frecuentemente zonadas y presentan un rango de composiciones desde An85 a An30. La plagioclasa baja que se encuentra en rocas plutónicas de tipo ácido, generalmente, es comunmente antipertita con feldespato alcalino (potásico) exsuelto. En otras rocas plutónicas, especialmente aquellas con un proceso de enfriamiento largo aparecen peristeritas. Las intrusiones más básicas pueden presentar intercrecimientos Bøggliid y Huttenlocher, aunque son raros y también raros de ver ópticamente. Las anortositas contienen plagioclasa como principal constituyente y varía en composición desde bytownita hasta andesina. La albita pura es típica de espilitas. En las rocas metamórficas la composición de la plagioclasa refleja el grado de metamorfismo, a medida que aumenta éste la plagioclasa se hace más rica en calcio. La albita es típica de metamorfismo regional de grado bajo. En granulitas la andesina es la plagioclasa común. La anortita pura aparece en rocas calcáreas metamorfizadas. La plagioclasa también puede aparecer en rocas sedimentarias.

Los feldespatos alcalinos incluyen: sanidina, anortosa (anortoclasa), ortosa y microclina.

La sanidina se caracteriza porque presenta ángulos de extinción muy pequeños, también el ángulo $2V$.

La anortoclasa muestra dos conjuntos de maclas polisintéticas que dan lugar a un enrejado similar al de la microclina. Se diferencia de la microclina porque la última aparece en rocas plutónicas y la anortoclasa en rocas extrusivas, además la microclina es de signo óptico negativo.

La ortosa puede confundirse con el cuarzo, aunque los índices de refracción son menores que los del cuarzo. Puede diferenciarse porque el cuarzo nunca está alterado y la ortosa puede mostrar una turbidez de alteración y además es biáxica y el cuarzo es uniáxico.

27.6.3 GRUPO DE LOS FELDESPATOIDES

Los feldespatoideos son similares químicamente a los feldespatos. La principal diferencia yace en que contienen menos SiO_2 que ellos. Se forman en medios libre de cuarzo, con el que son incompatibles.

ESTRUCTURA DE LEUCITA (KAlSi_2O_6)

Consiste de armazón en el que los tetraedros comparten vértices para formar anillos. La forma de alta T es cúbica y los anillos son de 4 tetraedros o de 6, dejando grandes cavidades en las que se sitúa el K, con coordinación alta (12). La forma de baja T es tetragonal. El cambio de simetría se produce por transformación de desplazamiento. La estructura es similar a la de los feldespatos (ver figura).

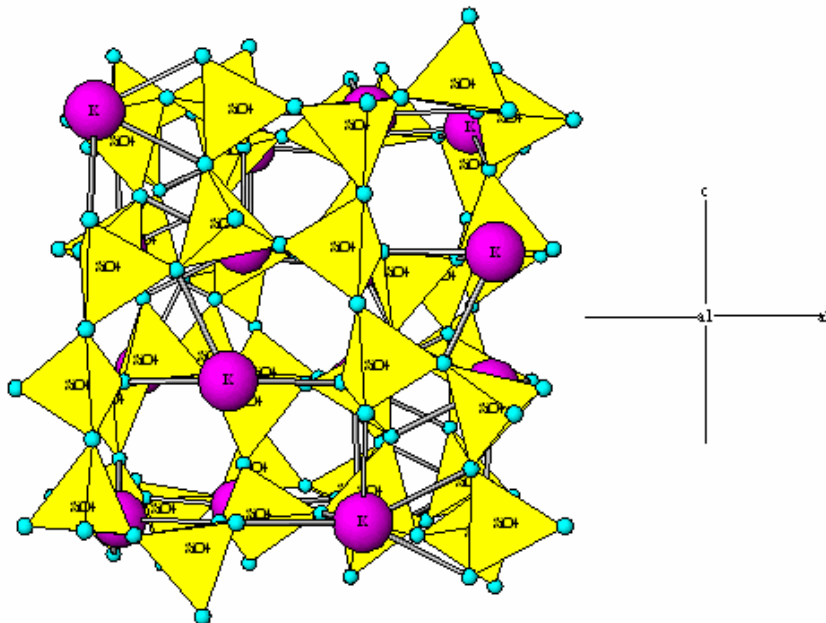


Figura 27.6.9.- Estructura de leucita

Pequeñas cantidades de Na pueden reemplazar al K.

ESTRUCTURA DE LA NEFELINA, $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$

Deriva de la estructura de la tridimita de alta T, en la que la mitad del Si ha sido reemplazado por Al. Hay 4 tipos de tetraedros, T1 y T4 ricos en Al y T2 y T3 ricos en Si. El balance de cargas se logra con Na^+ y K^+ , que tienen coordinación alta, y se sitúan en las cavidades que dejan los anillos de tetraedros, una es más grande y acomoda al K y la otra es más pequeña y acomoda al Na. Las dos posiciones están en relación 1:3, es decir, 3 de Na por cada K (ver figura).

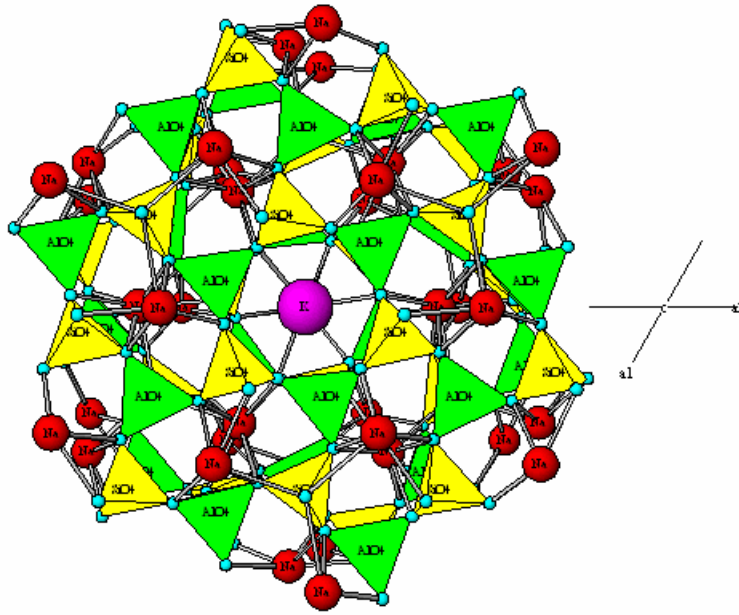


Figura 27.6.10.- Estructura de nefelina

A alta T hay solución sólida entre los miembros extremos de Na y K, y a T media y baja hay hueco de miscibilidad.

27.6.4 SERIE DE LAS ESCAPOLITAS

Las escapolitas son minerales metamórficos.

Existe solución sólida completa entre MARIALITA ($3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl}$) y MEIONITA ($3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaSO}_4$ o CaCO_3). Hay sustitución de Na por Ca y la compensación de cargas se lleva a cabo con la sustitución de Si por Al y de CO_3 , Cl_2 , SO_4 , entre sí.

Las fórmulas recuerdan a las de los feldespatos, marialita sería 3 veces la fórmula de la anortita y meionita 3 veces la fórmula de la albita.

La estructura consta de un armazón de tetraedros de Si y Al que dejan grandes cavidades en las que se sitúa Na y Ca y grupos aniónicos CO_3 , Cl_2 , SO_4 .

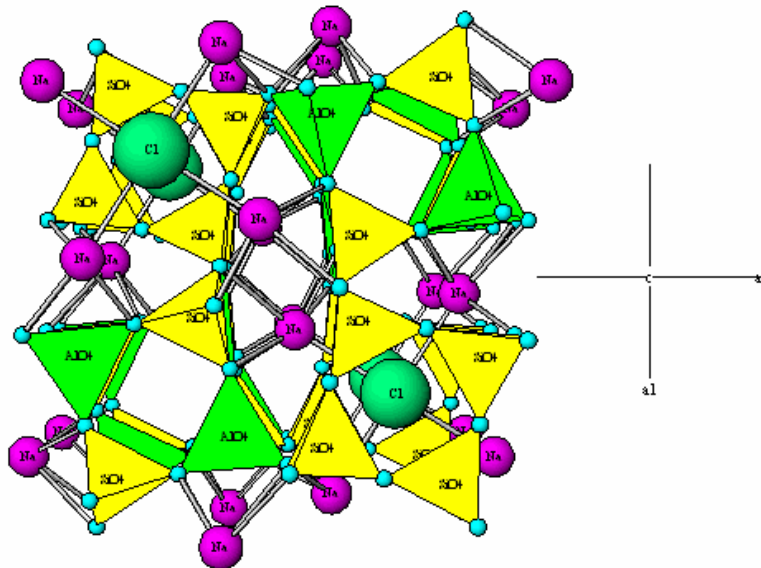


Figura 27.6.11.- Estructura de la escapolita

27.6.5 GRUPO DE LAS CEOLITAS

Son silicatos de aluminio, con sodio y calcio y cantidades variables de agua en los huecos del armazón.

Muchas de ellas se caracterizan porque funden fácilmente con marcada intumescencia (hinchazón).

Están formadas por armazones de tetraedros de Si y Al con grandes cavidades conectadas entre sí.

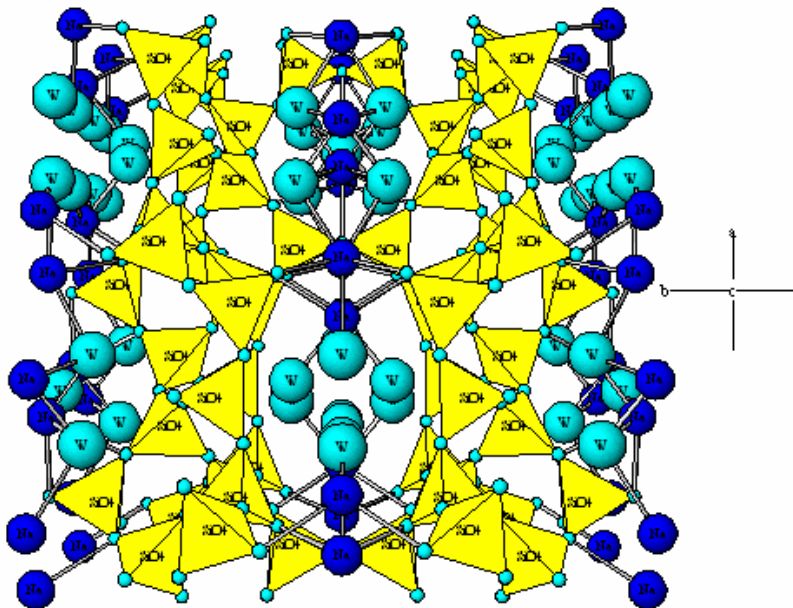


Figura 27.6.12.- Estructura de una ceolita (clinoptita)

La importancia de las ceolitas radica en estas grandes cavidades. Cuando se calienta una ceolita el agua de los canales se desprende dejando la estructura intacta. Cuando toda el agua de los canales se ha desprendido a medida que aumentaba la T, pueden llenarse estos canales de nuevo con agua, amoníaco, vapor de mercurio, vapor de yodo u otros cationes. El relleno depende de la estructura de ceolita en particular y del tamaño de las moléculas que entren en las cavidades, por ello actúan de tamices.

Otra característica de las ceolitas es que el agua pasa fácilmente por los canales y en este proceso, iones en disolución pueden ser cambiados por iones de la estructura. Este proceso se denomina cambio de bases o cambio de cationes. Por ello se utilizan para hacer las aguas duras (contienen muchos iones Ca en disolución) en blandas (contienen Na).

Celia Marcos Peral