

TEMA 1: INTRODUCCIÓN A LA MINERALOGÍA

1.1– Desarrollo histórico de la mineralogía.

La mineralogía es la ciencia más antigua de las ciencias geológicas y una de las más antiguas de las ciencias naturales. En su evolución abundante conocimiento que el ser humano va adquiriendo. Los primeros documentos pertenecen a los árabes, pero sobretudo la antigua Grecia (Aristóteles, aspectos minerales, interpretación del origen y de la formación de las rocas). En el imperio romano tenemos obras prácticas en vez de obras teóricas en las que encontramos muchos datos sobre yacimientos metálicos españoles, sobre su método de explotación y sobre procesos siderúrgicos; también estudia las gemas. En la edad media aparecen obras de minerales que hacen referencia a aspectos vulgares, no descriptivos. La civilización árabe aporta nombres, clasifican los minerales conocidos en metales, sulfuros, piedras y sales. El primer autor que hace referencia a la especie mineral y sus propiedades físicas como dureza y peso específico. En el siglo XVI es cuando la mineralogía sufre un avance importante debido al aumento de la actividad minera y por tanto al número de sustancias minerales útiles que había que examinar y estudiar. El nacimiento de la mineralogía como ciencia ocurre en 1556 cuando Bauer (Agrícola) escribe la obra *De Re Metallica*. A partir de Agrícola se crean las cátedras de mineralogía en las universidades y escuelas de minas. Durante el siglo XVIII cabe destacar dos aspectos importantes en la evolución de esta ciencia, uno estivo en las controversias sufridas entre los autores que pretendían clasificar los minerales y el segundo aspecto de interés fue la controversia sufrida para explicar la formación o génesis de los minerales. A partir del XIX la mineralogía comienza un proceso de diferenciación y su evolución corre a lo largo de 4 direcciones diferentes, que son: la cristalografía nacida del interés por conocer la forma externa de los minerales; la mineralogenética que surge como consecuencia de querer dar una explicación de la formación de los minerales; la cristalquímica derivada del interés por el conocimiento interno y la composición química de los minerales; la cristalofísica que nace por el interés de conocer las propiedades físicas. Además el siglo XIX se caracteriza por grandes avances dentro de la cristalografía, la cristalquímica y la cristalofísica (se descubre la escala de Moho, la correlación entre la forma y las propiedades ópticas, el isomorfismo y el polimorfismo, el microscopio polarizante). Durante este siglo la mineralogía queda dividida en varias materias que por si solas constituyen un cuerpo de doctrina, son ciencias independientes: 1º mineralogía, 2º cristalografía (morfológica y estructural), 3º cristalofísica y 4º cristalquímica.

1.2– Concepto de mineralogía. Definición de mineral.

La palabra mineralogía significa literalmente la ciencia de los minerales, que son elementos o compuestos naturales que forman la parte sólida del universo. Se ocupa de: los minerales que constituyen las rocas, de las menas, de los agregados que forman parte de la corteza, de los meteoritos y de las muestras lunares o de otros planetas. Mineral es sinónimo de especie mineral, se entiende como aquella sustancia sólida, homogénea, inorgánica, formada por el único concurso de las fuerzas de la naturaleza, con una composición química definida entre ciertos límites y con una estructura cristalina que a veces trasciende al exterior en forma de caras planas. La homogeneidad es una característica esencial para establecer el concepto de mineral y básica para diferenciarla de las rocas, en ellas no existe homogeneidad ni física ni químicamente; al hablar de que sea un sólido inorgánico se excluyen automáticamente los materiales de naturaleza orgánica, sin embargo si los procesos geológicos están involucrados en la génesis de estos compuestos químicos entonces si se acepta como mineral; los compuestos tienen que tener estructura cristalina, esta condición no es realmente restrictiva porque si se aceptan como minerales algunos compuestos sin estructura.

Definiciones de mineral: Kostov (1968) dice que es un constituyente de la corteza terrestre que aparece de forma natural, homogéneo, que posee una composición química y estructura definidas dentro de ciertos

limites y que es estable en unas condiciones. La CNMMN (comisión de naciones sobre minerales y nombres de minerales), establece que un mineral es un elemento o compuesto químico que es normalmente cristalino y que se ha formado como resultado de un proceso geológico.

1.3– Otros conceptos mineralógicos.

Mena: se utiliza en yacimientos minerales tanto por los mineralogistas como por los geólogos de las minas, aunque con diferentes matices: para el mineralogista la mena es aquel mineral que puede usarse para la extracción de metales, a veces lo utiliza en un sentido mas amplio para designar un mineral útil y así abarca minerales de los que se puede extraer elementos con rendimiento económico; sin embargo, los geólogos de las minas utilizan el término para designar agregados minerales de los que se pueden extraer metales, o combinaciones de los mismos, con un rendimiento económico. La diferencia radica en que para un mineralogista una mena es un mineral separado de otro mineral.

Ganga: se utiliza para designar a todos los minerales de un yacimiento que no tienen valor y que suelen separarse de la mena en los procesos de concentración.

Minerales industriales: son los que se utilizan como materia prima en la industria para fabricar.

Minerales sintéticos: son producto de laboratorio.

Minerales estratégicos: los que se emplean para fabricar armas.

1.4– División de la mineralogía.

La mineralogía se divide en 5 partes en función del aspecto que se estudie del mineral: 1ª mineralogía general que estudia los aspectos cristalográficos del mineral por lo que se subdivide igual que la cristalografía en morfología mineral, estructura mineral, física y química mineral; 2ª mineralogía determinativa que se ocupa de aquellas técnicas físicas y químicas que nos permiten diferenciar un mineral en función de sus propiedades, composición y estructura; 3ª mineralogénesis y síntesis mineral que se ocupa de las condiciones de formación y transformación de los minerales tanto en la naturaleza como en el laboratorio; 4ª mineralogía sistemática o descriptiva que se ocupa de las descripciones de cada uno de los minerales agrupándolos de manera lógica para estudiar sus propiedades; 5ª mineralogía aplicada que se ocupa de los yacimientos minerales, prospección, valoración y explotación de los mismos así como del conjunto de técnicas que permiten las circunstancias de la concentración de los minerales útiles y de la aplicación de las mismas.

1.5– Relación con otras ciencias.

Se solapa en algunos aspectos con otras disciplinas científicas especialmente con las diversas ramas de la geología, así enlaza en muchos aspectos con la petrología porque a través del estudio de muchos minerales se pueden conocer las rocas; también es básica para la geoquímica que se propone entre otras metas el conocer la composición química de la corteza. Cuando se estudian las propiedades físicas y químicas de los minerales, la mineraloquímica enlaza con la física y la química, la mayoría de los procesos de alteración de los minerales son reacciones químicas.

1.6– Interés de la mineralogía.

Los minerales siempre han jugado un papel importante en la forma de vida de la humanidad. Unos pocos minerales (talco, azufre) se utilizan esencialmente tal y como han sido extraídos, pero la mayoría deben someterse a un proceso industrial para obtener material utilizable. Los minerales y consecuentemente la mineralogía son importantes desde el punto de vista económico, estético y científico. Económicamente la utilización es necesaria en nuestra forma de vida; desde el punto de vista estético se utilizan como gemas y

están expuestas en museos; desde el punto de vista científico los minerales forman un banco de datos de los que podemos aprender la composición de la tierra y sus propiedades físicas.

TEMA 2: LA GENESIS DE LOS MINERALES

2.1– Conceptos geoquímicas.

Los minerales son productos naturales de muchos y variados procesos que han ocurrido en la corteza terrestre desde su formación, bajo el título de génesis de los minerales se pueden considerar 3 apartados: 1º la manera de formarse los minerales, el crecimiento de los cristales y la variación de sus formas y propiedades físicas; 2º los mecanismos fisicoquímicos de formación de los minerales; 3º el proceso geológico de la formación mineral. Los minerales pueden formarse o bien por cristalización de mezclas naturales o bien por la interacción de gases y soluciones o también por la interacción de estos gases y soluciones con la parte sólida de la corteza terrestre. Este último caso es el que mas ocurre. Cuando se hace un análisis químico de las rocas o de los minerales de la corteza se establece que ambos están compuestos fundamentalmente por 8 elementos: O, Si, Al, Fe, Mn, Ca, Na, K. Además de estos 8 elementos fundamentales puede haber otros en proporciones inferiores a un 1% que se conocen como elementos traza. Teniendo en cuenta las afinidades electrónicas de los elementos y la forma en la que aparecen en la naturaleza, todos los elementos se pueden dividir en los siguientes grupos geoquímicos: siderófilos, calcófilos y litófilos. Los primeros son los que tienen una afinidad relativamente débil por el O o por el S, aparecen normalmente nativos; los elementos calcófilos son los que tienen una fuerte afinidad por el azufre, aparecen como minerales en forma de sulfuros; los elementos siderófilos son los que presentan una fuerte afinidad por el oxígeno y aparecen como elementos oxigenados. Además de estos 3 grupos básicos existen también elementos atmófilos que se encuentran en la atmósfera y elementos biófilos que se encuentran en plantas o animales, los elementos de estos dos grupos no son minerales. Hay elementos químicos que se encuentran en más de un grupo porque los compuestos que forman no dependen solo de ellos sino también de otros factores (presión/temperatura) y de otros elementos presentes. Los elementos que forman parte de los minerales forman los depósitos minerales que se dividen en dos grupos: depósitos endógenos y exógenos, los primeros se forman bajo la corteza terrestre o bien en la superficie por material que ha salido fuera de las profundidades de la Tierra, mientras que los depósitos exógenos se forman enteramente en la superficie.

2.2– Magma y sus productos.

– Cristalización y composición de los magmas.

Se conoce como magma a la mezcla natural compuesta principalmente por silicatos que se genera en la profundidad de la Tierra. Cuando el magma solidifica en las partes mas profundas de la corteza terrestre forma las rocas plutónicas o rocas intrusivas, ahora bien los movimientos de la corteza pueden provocar que el magma ascienda a la superficie donde aparece como lava que al enfriarse forma las rocas volcánicas o rocas extrusivas. Estos dos tipos de rocas son distintas, pero las condiciones de formación o de cristalización de estos dos tipos de rocas son distintas, así las rocas plutónicas se forman a altas P y T, mientras que las rocas volcánicas se forman a altas T pero a P atmosféricas. Los principales constituyentes del magma corresponden a los geoelementos, por lo tanto los magmas y rocas y ígneas se dividen dependiendo del contenido de Si en forma de óxido en las rocas ultrabásicas, básicas, intermedias y rocas ácidas. El contenido de Si varía desde un 40 a un 70%. El orden en que los minerales cristalizan cuando el magma se enfría viene expresado por las reacciones de Bowen.

– Pegmatitas.

Al final de la primera fase de la cristalización magmática, es decir, de la formación de las rocas ígneas correspondientes existen generalmente fundidos residuales ricos en elementos volátiles que dan lugar a nuevos depósitos minerales. Normalmente estos fundidos residuales penetran por las fisuras y cavidades de las rocas

que lo rodean y depositan minerales íntimamente con las rocas ígneas, estas formaciones se llaman pegmatíticas, pero siempre se les da el nombre de la roca a la que esta asociada. Las pegmatitas se forman en un intervalo de T de 400° a 700° C. Son rocas con minerales de grano grueso y que suelen contener minerales con elementos raros, como el Li, que originalmente están dispersos en el magma y dan lugar a minerales valiosos desde el punto de vista económico.

– **Depósitos pneumatolíticos e hidrotermales.**

Todos los elementos volátiles incluyendo el vapor de H₂O, pueden dar origen a tipos especiales de depósitos minerales. Cuando estos depósitos se forman por encima de 400° C se llaman pneumatolíticos y los que se forman por debajo se llaman hidrotermales, y además estos últimos se subdividen de acuerdo con la T de deposición en 3 tipos: hidrotermal de alta T formados entre 400 y 300° C, hidrotermal de T media entre 300 y 150° C, e hidrotermal de baja T entre 150 y 50° C. En general las más próximas a la fuente magmática son las de mayor T. Estos dos tipos de depósitos son generalmente filones o venas que son fuentes importantes de cobre, plomo, zinc

– **Fuente caliente y depósitos fumarólicos.**

Hay minerales que se pueden formar porque las soluciones hidrotermales alcanzan la superficie de la corteza terrestre como fuentes calientes o exhalaciones volcánicas despedidas durante la erupción de la lava. En este tipo de depósitos son característicos los haluros y otros minerales como S nativo y sulfatos que aparecen alrededor de los cráteres volcánicos. Estos depósitos se suelen formar o bien por sublimación o por interacción entre los gases y consecuente paso a sólido. Son muy frecuentes minerales como las ágatas.

2.3– Procesos metasomáticos.

Cuando se produce la migración de los fluidos magmáticos o pegmatíticos o de las soluciones hidrotermales, las tocas regionales cambian por la introducción o descarga de sustancias que resultan de la interacción de los minerales ya existentes con las soluciones o los fluidos. Este proceso es lo que se llama metasomatismo, es un proceso de remplazamiento que está controlado por distintos factores como son: el grado de difusión de los iones, la naturaleza de los minerales y sobre todo la temperatura (a alta temperatura se ve favorecido). Un ejemplo es el que se produce cuando en un contacto entre un granito y unas rocas calcáreas se producen otras rocas formadas por silicatos de calcio (skarn). Además son importantes para encontrar procesos metasomáticos la presencia de minerales pseudomorfos (mineral parcial o completamente remplazado por otro pero que conserva las formas cristalinas originales).

Hay minerales pseudomorfos que no tienen la misma composición química, por ejemplo un pseudomorfo de limonita con pirita. También hay minerales pseudomorfos con la misma composición química, se los llama paramorfos, por ejemplo un pseudomorfo de calcita (trigonal) y aragonito (rómico).

2.4– Procesos supergénicos.

– **Alteración.**

La primera etapa en la formación de los depósitos supergénicos es la alteración de otros depósitos ya existentes, el proceso incluye la descomposición gradual de los minerales inestables y su conversión en otros que persisten bajo las condiciones nuevas. Los agentes destructivos de los minerales son de tres tipos: 1° físicos (cambios de temperatura, acción mecánica del aire), 2° agentes químicos (aguas superficiales y las sales disueltas en ellas), y 3° agentes mecánicos (acción de organismos vivos). Además es importante saber que la alteración de los minerales se produce, de acuerdo con la serie de reacciones de Bowen, así los minerales de más alta temperatura, olivino y anortita, son los que se alteran antes mientras que los minerales de más baja temperatura son más resistentes

– Depósitos eluviales y aluviales.

Durante los procesos de alteración hay minerales resistentes y otros parcialmente descompuestos que se acumulan en las regiones continentales dando lugar a los depósitos eluviales y aluviales, los primeros son concentraciones in situ mientras que los segundos son los formados cuando los minerales son transportados y depositados por corrientes o ríos. En estos tipos de depósito son importantes minerales muy resistentes con el peso específico alto, como el oro, que son minerales que están presentes en la roca como accesorio pero se concentran por las corrientes o los ríos dando depósitos económicamente importantes llamados placeres.

– Depósitos residuales y de infiltración.

Hay depósitos minerales que se forman por procesos químicos más intensos dando lugar a la formación de minerales secundarios, son los depósitos residuales, como por ejemplo depósitos de mineral de la arcilla cuya formación se debe a la alteración de otros silicatos.

Los depósitos de infiltración se forman por la circulación de soluciones superficiales atravesando otras rocas, un ejemplo típico son los depósitos de Fe y Mn formados cuando soluciones ácidas que contienen estos materiales atraviesan rocas carbonatadas produciéndose una neutralización dando lugar a los depósitos.

2.5– depósitos sedimentarios.

En contraste con los depósitos supergénicos que se forman en las rocas continentales, los depósitos sedimentarios se forman bajo el agua. Estos están enriquecidos en sales llevadas desde las zonas continentales en forma de suspensiones y después se depositan inmediatamente al alcanzar el agua del mar. En las cuencas marinas se forman lechos calcáreos, o bien por precipitación química de soluciones saturadas, o bien por acumulación de conchas calcáreas o de esqueletos de organismos marinos y así se forman carbonatos, sulfatos, fosfatos, etc. Además de estos minerales hay otros que se forman de soluciones saturadas por medio de evaporación, son compuestos solubles como los cloruros. En algunos casos las lavas de los volcanes son echadas al fondo del mar y se forman los depósitos volcánico-sedimentarios, suelen ser óxidos de Fe o Mn. El proceso de formación de los procesos sedimentarios transcurre en tres fases:

Singénesis: proceso de deposición de los minerales sedimentarios.

Diagénesis: proceso de compactación de los minerales sueltos.

Epigénesis: comprende todos los cambios que sufren las rocas sedimentarias después de su formación. Debería considerarse como la primera etapa del metamorfismo.

2.6– Metamorfismo.

Los procesos metamórficos representan la adaptación fisicoquímica de un mineral o de un depósito mineral respecto a las condiciones que prevalecen dentro de la litosfera en la zona de alteración y sedimentación. Los procesos metamórficos se dividen, de acuerdo con la naturaleza de los factores que producen el metamorfismo, en cuatro tipos de procesos: 1º metamorfismo dinámico, donde el factor principal es la presión; 2º metamorfismo de contacto o térmico, inducido por una fuente caliente de rocas ígneas adyacentes; 3º metamorfismo metasomático, causado por la introducción o separación de sustancias minerales por la acción de gases, de soluciones o de fluidos; 4º regional, implica un ambiente más complicado porque combina influencias de presión y temperatura variables.

Los procesos metamórficos pueden afectar a la composición química y mineralógica, y a la textura y estructura de la roca, y así teniendo en cuenta las composiciones, hay metamorfismo isoquímico y aloquímico. El metamorfismo isoquímico no lleva consigo cambios en la composición química (caliza en mármol),

mientras que el metamorfismo aloquímico si que implica cambios (calcita en wollastonita por entrada de sílice). En las rocas de metamorfismo regional se producen un conjunto de minerales característicos que se conocen con el nombre de facies metamórficas, es decir, es un conjunto de minerales asociados repetidamente en el espacio y en el tiempo, de tal manera que es una constante y característica de la relación entre la composición química y la mineralógica.

2.7– Paragénesis.

La paragénesis o asociación natural de los minerales es muy importante para estudiar su origen porque a partir de un magma básico cristalizan olivino y plagioclasas, pero nunca aparece cuarzo porque si existe sílice en exceso en el magma, reacciona con el olivino para dar piroxeno. Es decir, una paragénesis mineral comprende solo aquellos conjuntos de minerales formados bajo las mismas condiciones físico-químicas; requiere una localización en el espacio y en el tiempo.

TEMA 3: FUNDAMENTOS FISICO-QUIMICOS

3.1– Estructura mineral. Coordinación de iones.

Se conoce con el nombre de estructura mineral a la distribución ordenada de los átomos en un cristal o en un mineral; proporciona información sobre la localización de todos los átomos, los tipos de enlace, la simetría y el contenido químico de la celda unitaria.

Cuando los iones de cargas contrarias se unen para formar una estructura cristalina en la que predominan fuerzas de enlace de tipo iónico o electrostático, cada ion tiende a rodearse o a coordinarse de tantos iones de signo contrario como permita su tamaño. Los iones coordinados se agrupan siempre entorno a un ion central de tal manera que sus centros ocupan los vértices de un poliedro, el número de iones de este poliedro se conoce como número de coordinación y se representa por NC. Aunque en realidad cada ion acepta en cierta medida a todos los demás iones de la estructura, las fuerzas mas intensas actúan entre los iones que están mas próximos entre si y que se dice constituyen la primera esfera de coordinación. La geometría de esta esfera, y por tanto el número de coordinación, dependen de los tamaños relativos de los iones coordinados que se expresa mediante la relación del radio del catión al radio del anión como $R_c:R_a$. El caso mas sencillo es cuando los iones coordinados tienen el mismo tamaño, es decir, la relación de radios es 1, en este caso se pueden dar dos tipos de estructuras, una llamada empaquetamiento hexagonal compacto y la otra empaquetamiento cúbico compacto, en los dos casos cada esfera esta en contacto con 12 esferas mas próximas $NC=12$, la diferencia entre estas dos estructuras es que en la estructura hexagonal compacta la segunda capa de bolas esta en los huecos b y en la siguiente capa otra vez en frente de a, mientras en el empaquetamiento cúbico compacto la segunda capa está en los huecos b y la tercera en los huecos c, se producen secuencias de tres capas abc, siempre que los iones sean iguales. Cuando el ion que está en el centro (catión coordinador) es ligeramente mas pequeño que los iones que le rodean, la coordinación resulta cúbica con $NC=8$ porque los iones que rodean están en los 8 vértices de un cubo. Si el ion central todavía es mas pequeño resulta coordinación octaédrica o $NC=6$ y la relación de radios es desde 0,7 hasta 0,4. Si todavía es mas pequeño el catión, resulta coordinación tetraédrica o $NC=4$ y los iones se disponen en los vértices de un tetraedro, la relación de radios va desde 0,4 hasta 0,2. Si tenemos que el ion central aun es mas pequeño resulta coordinación triangular o $NC=3$ y los iones ocupan los vértices de un triangulo equilátero. Por ultimo cuando el ion central es todavía mas pequeño resulta coordinación lineal con $NC=2$, la relación de radios es menor a 0,155.

En las estructuras cristalinas los iones están agrupados de tal forma que cuando los cationes comparten aniones los poliedros de coordinación formados en torno a uno de ellos están unidos con frecuencia compartiendo vértices y/o aristas, pero generalmente no comparten las caras.

3.2– Composición química de los minerales.

Hay muy pocos minerales que sean sustancias puras, la mayoría de los minerales presentan una variación amplia en la composición química. Esta variación de la composición química es el resultado de la sustitución en una determinada estructura mineral de un ion o grupo iónico por otro ion o grupo iónico. Este tipo de relación se conoce por el nombre de sustitución iónica o solución sólida y se presenta siempre entre minerales que son isoestructurales. La definición de solución sólida es la siguiente: es una estructura mineral en la cual las posiciones atómicas específicas están ocupadas en proporciones variables por dos o más diferentes elementos químicos. Los factores principales que determinan el que exista una solución sólida en una determinada estructura mineral son tres: 1° los tamaños relativos de los iones o grupos iónicos que se sustituyen entre si, en general es posible la sustitución si la diferencia de tamaño entre los iones es menor al 15%; 2° las cargas de los iones, si son iguales la estructura mineral permanece eléctricamente neutra pero si las cargas no son iguales debe haber sustituciones adicionales para mantener la neutralidad; 3° la temperatura a la que tiene lugar, en general existe mayor tolerancia con el aumento de temperatura.

Hay tres tipos de soluciones sólidas en función de los mecanismos que intervienen en ellas que son:

- sustitucional: es el mas simple, se trata de una sustitución pero puede ser completa o no. Completa: Fosterita (Mg_2SiO_4) + Fatalita (Fe_2SiO_4) = Olivino (Mg, Fe) 2SiO_4 . Incompleta: $\text{ZnS} + \text{FeS} = (\text{Zn, Fe})\text{S}$.
- Intersticial: hay minerales que tienen huecos en la estructura, cuando hay átomos o iones que entran a ocupar estas posiciones vacantes se dice que existe una solución sólida intersticial. El ejemplo mas conocido es el berilo, es un silicato de berilo y aluminio con una estructura de canales donde se suelen alojar elementos cristalinos así como CO_2 o moléculas de H_2O . Otro ejemplo de este tipo son el grupo de las zeolitas.
- solución sólida con omisión: tiene lugar cuando un catión de mayor carga reemplaza a dos o mas cationes compensando su carga, pero la sustitución solo puede darse en una posición atómica dejando otros sitios vacíos y omitidos. Por ejemplo en la microclina que es blanca hay una variedad azul verdosa que tiene plomo: KAlSi_3O_8 ; $\text{K}^{++}\text{K}^{++} = \text{Pb}^{2++}$ color. Las posiciones vacantes se llaman también centros de color porque van a provocar diferentes tonalidades en el mineral.

Las soluciones sólidas se favorecen al aumentar la temperatura, el término desmezcla se refiere al proceso según el cual una solución sólida inicialmente homogénea se separa en dos minerales cristalinos distintos o a veces más en más sin que haya adición ni sustracción de materia al sistema. La desmezcla es análoga al fenómeno que ocurre cuando se mezcla aceite y vinagre, si se agita se forma una suspensión sólida homogénea pero si esta mezcla se deja en reposo los compuestos originales se separan en dos fases distintas. Esto es característico de los feldespatos alcalinos: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 , cuando la solución sólida se enfría se produce una desmezcla de estos dos minerales originando lo que se llaman perititas.

3.3– *Análisis químicos elementales.*

Hay minerales como el oro, la plata, el azufre que se presentan en estado nativo y sus formulas son los símbolos de los elementos, sin embargo la mayor parte de los minerales son compuestos formados por dos o mas elementos y sus formulas indican las proporciones atómicas de los elementos presentes. Hay muy pocos minerales que tengan una composición química constante, a esos se les llama sustancias puras (cuarzo SiO_2 , cianita Al_2SiO_5 , etc.). La mayoría de los minerales presentan variaciones en la composición dentro de las posiciones atómicas de las estructuras, por ejemplo la ZnS siempre lleva hierro en la posición del Zn en distintas proporciones.

Para la representación grafica de la composición, tanto para sustancias puras como para las sustituciones sólidas, se hace sobre una línea recta llamada diagrama de barras colocando en los extremos, o bien el tanto por ciento de los óxidos de los elementos, o bien el tanto por ciento molecular.

También se utilizan los diagramas triangulares para representar las soluciones sólidas que pueden expresarse en porcentajes atómicos o en porciones atómicas. Los diagramas triangulares sirven para hacer

representaciones de más de tres componentes, algunos se combinan porque así ocurre en la naturaleza.

3.4– Termodinámica mineral. Regla de las fases de Gibbs.

Los minerales son estables en unas condiciones muy concretas de presión, temperatura y composición química. Cuando estas condiciones cambian, los minerales se transforman en otros que sean estables en las nuevas condiciones. El comportamiento de sólidos, líquidos y gases bajo condiciones externas variables como presión o temperatura se expresa normalmente mediante un diagrama de estabilidad o diagrama de fase, siendo una fase una sustancia homogénea con una serie indefinida de propiedades físicas y químicas. El número de minerales que pueden coexistir en equilibrio en una asociación de minerales, una roca, o en los productos de una reacción experimental no es ilimitada, su número viene restringido por la llamada regla de las fases de Gibbs que dice que el número de fases que pueden coexistir en un sistema bajo unas condiciones de equilibrio mas el número de grados de libertades igual al número de componentes mas dos.

3.5– Diagramas de estabilidad.

Los diagramas de estabilidad de los minerales que nos interesan son aquellos en los que todas las fases están en estado sólido.

Los diagramas de un solo componente representan los campos de estabilidad en función de la presión y temperatura de las fases polimorfitas de un determinado compuesto.

En los diagramas de dos componentes se representa normalmente en el eje de abscisas la composición del sistema en tanto por ciento en peso, y en el de ordenadas la temperatura. Hay dos curvas, la de líquidos sobre la cual se encuentra todo fundido, y la de sólidos que por debajo de ella todo esta en estado sólido, entre las dos curvas coexisten el sólido y el fundido.

Cuando no hay solución sólida tenemos un diagrama de estabilidad de dos especies diferentes, dos elementos que son sustancias puras y no se mezclan entre si.

En diagramas para reacciones minerales en presencia de H₂O y CO₂ se utilizan presión y temperatura para representar las distintas fases o formas polimórficas de un solo componente pero también se utilizan para describir el campo de estabilidad de un mineral que da lugar a otro mediante una reacción química, como por ejemplo el diagrama que representa los campos de estabilidad de un mineral hidratado, un anfíbol, y sus productos de reacción, estatita, cuarzo y H₂O, a mayor temperatura a lo largo de una curva en el diagrama P–T.

Diagramas Eh–pH, todos los diagramas anteriores son diversos diagramas de fase aplicables a minerales que se han formado a alta temperatura y/o alta presión, que es el caso mas frecuente de minerales de rocas ígneas y metamórficas, pero a temperatura ambiente y presión atmosférica conviene expresar los campos de estabilidad de los minerales en función del Eh (potencial de oxidación) y del pH del medio; en abscisas se colocará el pH y en ordenadas el Eh, desde reductor en 0 ascendiendo a oxidante.

TEMA 4: PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS MINERALES

4.1– Propiedades físicas de los minerales

Morfología de los minerales: es el hábito o la apariencia de los cristales así como la forma en la que los cristales crecen juntos en los agregados. Existen muchas denominaciones para describir la forma de los minerales y de los agregados:

Acicular: cristales delgados como agujas. *Filiforme o capilar:* cristales parecidos a los cabellos o hebras.

Hojoso: planos como las hojas de un cuchillo. *Tabular*: cristales planos como tablas. *Masivo*: es un mineral compacto y sin ninguna forma particular. *Dendrítico*: minerales en ramas divergentes, parecido a los helechos. *Reticulado*: son cristales delgados entrelazados simulando redes. *Radiales*: cristales dispuestos de forma radial a partir de un centro. *Columnar*: son prismas anchos que simulan columnas. *Fibroso*: pequeños cristales delgados dispuestos de forma paralela que pueden separarse fácilmente. *Estalactítico*: en forma de conos o cilindros colgantes. *Concrecionado en costras*: masas de un mineral depositadas sobre otro. *Geoda*: es una cavidad recubierta de cristales pero sin quedar totalmente rellena. *Drusa*: es una superficie cubierta por una capa de pequeños cristales. *Plumoso*: esta formado por escamas finas superpuestas con estructuras parecidas a las plumas.

Exfoliación: si un mineral al aplicarle una fuerza se rompe de manera que deja dos superficies planas, se dice que posee exfoliación. Las superficies de exfoliación son siempre paralelas a caras reales o posibles del cristal. Depende de la estructura cristalina y tiene lugar, o bien porque la fuerza de unión entre los planos de la estructura es débil, o bien porque el espaciado entre los planos es grande, o por las dos cosas a la vez. Al describir la exfoliación de un mineral hay que expresar la calidad y la dirección cristalográfica, la calidad se expresa con los adjetivos perfecta, buena, regular, etc. y la dirección se expresa por el nombre o los índices de la forma a la que es paralela la exfoliación: prismática (110), pinacoidal o basal (001), octaédrica (111), romboédrica (10-11).

Hay algunos minerales que cuando están sujetos a una tensión desarrollan planos de debilidad que son paralelos a los planos cristalográficos a lo largo de los cuales pueden romperse. Esto ocurre con los cristales maclados, especialmente los polisintéticos que pueden separarse fácilmente por los planos de composición. Cuando esto se produce se dice que el mineral tiene partición, es distinto a la exfoliación porque la exfoliación la muestran todos los ejemplares de un determinado mineral mientras que la partición solo lo muestran algunos, los que están maclados.

Fractura: se entiende por fractura de un mineral la manera como se rompe cuando ni se exfolia ni se parte. Los términos que se emplean mas frecuentes para distinguir las diferentes clases son: *Concoidal*: cuando tiene superficies suaves y lisas como el interior de una concha. *Fibrosa o astillosa*: cuando el mineral se rompe según fibras o astillas. *Ganchuda*: si se rompe según una superficie irregular dentada. *Desigual*: cuando el mineral se rompe dejando superficies irregulares.

Dureza: se le llama a la resistencia que ofrece la superficie lisa de un mineral a ser rallada, se designa con la letra H. el grado de dureza de un mineral viene determinado por la observación de la facilidad o dificultad relativa con la que un mineral es rallado por otro. Existen diez minerales ordenados de menor a mayor dureza que constituyen la escala de dureza de Mohos: 1 talco, 2 yeso, 3 calcita, 4 fluorita, 5 apatito, 6 ortoclasa, 7 cuarzo, 8 topacio, 9 corindón, 10 diamante.

Podemos establecer paralelamente otra escala relativa con materiales que podemos encontrar más corrientemente: la dureza de una uña es 2, la del vidrio de una ventana 5, la de una lima 6, y la de un cuchillo de acero 7. Por debajo de dureza 5 se consideran minerales blandos. Además la dureza es una propiedad vectorial, un mineral puede tener diferente dureza dependiendo la cara que se ralle.

Tenacidad: es la resistencia que opone un mineral a ser roto, molido, doblado o desgarrado. Los términos que se emplean para describir las diversas clases de tenacidad son: *Mineral frágil*: es aquel que fácilmente se rompe o se reduce a polvo. *Mineral maleable*: es aquel que puede ser transformado en hojas delgadas por percusión, *mineral séctil*: es un mineral que puede cortarse con un cuchillo. *Mineral dúctil*: aquel que se puede estirar en forma de hilo. *Mineral flexible*: aquel que se puede doblar pero no recupera la forma original al cesar el esfuerzo. *Mineral elástico*: aquel que se puede doblar y recupera su forma primitiva cuando cesa la fuerza.

Peso específico: o densidad relativa de un mineral que expresamos con la letra g, es el número que expresa la

relación entre su peso y el peso de un volumen igual de agua a 4°C. No tiene unidades, depende de dos factores: clase de átomos de los que está compuesto el mineral, y de la forma en la que están empaquetados estos átomos. En los compuestos isoestructurales, para los que es constante el empaquetamiento, los elementos con peso atómico más elevado dan lugar a minerales con mayor peso específico.

Brillo: es el aspecto general de la superficie de un mineral cuando se refleja la luz en él. Puede ser de dos tipos: metálico y no metálico. Los minerales con brillo metálico tienen el aspecto brillante de un metal y son minerales con enlace metálico o predominantemente metálico, además son opacos. Sin embargo, los minerales con brillo no metálico transmiten la luz. Los términos que se emplean para describir el brillo de los minerales no metálicos son: *Vítreo*: que tiene el brillo como el vidrio. *Resinoso*: brillo de la resina. *Nacarado*: es un brillo como el del interior de una concha, suele observarse en los planos de exfoliación de algunos minerales. *Graso*: parece cubierto de una capa de aceite. *Sedoso*: como la seda. *Adamantino*: con reflejo brillante fuerte como el diamante, que corresponde a mayor índice de refracción.

Color: cuando la luz blanca incide sobre la superficie de un mineral parte de ella se refleja y parte se refracta. Si la luz no sufre absorción el mineral es incoloro, pero hay minerales que son coloreados porque absorben ciertas longitudes de onda de la luz y el color es el resultado de la combinación de las longitudes de onda que no ha absorbido el mineral. En algunos minerales el color es una propiedad fundamental, directamente relacionada con uno de sus elementos constituyentes principales, es constante y característico del mineral. Estos minerales se llaman idiocromáticos y su color sirve como medio de identificación. Pero la mayoría de los minerales se componen de elementos químicos que no producen un color característico y son incoloros, aunque hay veces que aparecen ejemplares de un determinado mineral con colores característicos. Estos minerales que presentan variación de color se llaman alochromáticos. Los colores de estas variedades son debidos a la presencia de iones que figuran como trazas en la composición de los minerales. Hay minerales que presentan variación de color por la incursión de otro, los iones que dan color se llaman iones cromóforos (Fe, Mn, Cr), también los aniones pueden producir color (cloruros, carbonatos).

Luminosidad: es la emisión de luz por un mineral que no es el resultado directo de la incandescencia. Los minerales que se hacen luminiscentes cuando son expuestos a rayos UVA, X o catódicos se dice que son fluorescentes, si además la luminiscencia continúa cuando retiramos la lámpara se dice que el mineral es fosforescente. La fluorescencia se produce cuando la energía de radiación de longitud de onda corta es absorbida por iones del mineral y después emitida como radiación de mayor longitud de onda, luz visible. Es una propiedad imprevisible en los minerales porque pueden presentarlo o no diferentes muestras de un mismo mineral, por ejemplo la fluorita (CaF_2) su fluorescencia es azul pero no todas las fluoritas son fluorescentes y por tanto la emisión de luz se atribuye a la presencia de elementos de tierras raras que están en la composición sustituyendo al calcio, a esos iones se les llama activadores.

4.2– Propiedades eléctricas y magnéticas.

Conducción de electricidad: en los minerales está relacionada con el tipo de enlace, así los minerales con enlace enteramente metálico son conductores.

Todos los minerales cristalizan en alguna de las 32 clases de simetría, de estas 21 no tienen centro de simetría, y de estas todas menos una tienen por lo menos un eje polar, lo que significa que tiene diferentes formas cristalinas en los extremos opuestos. Si se ejerce una presión en uno de los extremos de un eje polar se produce un flujo de e^- hacia un extremo produciéndose una carga electrónica negativa y al otro extremo una carga electrónica positiva. A este fenómeno es la piroelectricidad (desarrollo de carga al ejercer presión sobre una cara), la piezoelectricidad es también el desarrollo simultáneo de cargas positivas o negativas en los extremos opuestos de un eje polar producidos por cambios de temperatura en mineral.

Magnetismo: los minerales tienen distinto comportamiento frente a un campo magnético, se llama minerales ferromagnéticos a los minerales atraídos por un imán de bolsillo, son la magnetita y la pirrotina. En el campo

de un electroimán los minerales se clasifican en paramagnéticos, los que son atraídos (tienen hierro), y diamagnéticos, los que son repelidos.

TEMA 5: CLASIFICACIONES MINERALÓGICAS

5.1– Criterios de clasificación y principales clasificaciones.

Para hacer la descripción de los minerales de forma comparativa es necesario utilizar una clasificación adecuada que sirva como base. Ha habido muchas clasificaciones de minerales: Las primeras clasificaciones que se hicieron se llamaban sistemas histórico–naturales, aparecen en la segunda mitad del siglo XVIII y principios del XIX, se basaban en la forma y en las propiedades físicas de los minerales combinándolo con la forma de aparecer en la naturaleza y su composición química. El segundo tipo de clasificaciones se basan exclusivamente en la composición química y se llaman sistemas químicos (1758 Gronsted, 1837 Dana, 1910 Berzelius, 1919 Groth). El tercer tipo de clasificaciones son las de tipo cristalográfico, basadas exclusivamente en las formas cristalinas, la más conocida es la de Nigli de 1926. El cuarto tipo de clasificaciones se basan en las estructuras cristalinas de los minerales, la más conocida es la de Gwaid y Herdman 1931, tuvieron poco éxito y evolucionaron a sistemas químico–estructurales de los que la más importante es la de Strunz de 1941. El quinto tipo son las clasificaciones de tipo geoquímicas que agrupan los minerales de acuerdo con el elemento químico principal que forma parte de su composición. La sexta forma de clasificación de minerales es de tipo genético, que agrupa los minerales en magmáticos, metamórficos y sedimentarios. La tendencia actual para elegir una clasificación es combinar distintos criterios y así las más utilizadas son las químico–estructural de Strunz y la de Kostov e 1957 que combina criterios geoquímicos, genéticos y cristalográficos.

Strunz: Esta clasificación combina el criterio químico con el estructural, divide a los minerales en ocho clases que coinciden con las de los químicos Dana o Groth y después utiliza criterios estructurales para las siguientes subdivisiones de las clases por lo tanto los minerales se ordenaran según la naturaleza del grupo aniónico en ocho clases: 1° elementos nativos, 2° sulfuros y sulfosales, 3° óxidos e hidróxidos, 4° haluros, 5° carbonatos, boratos, nitratos, yodatos, 6° sulfatos, cromatos, wolframatos y molidatos, 7° fosfatos, arseniats y boratos, 8° silicatos. En todas las clasificaciones la unidad básica es la especie mineral que puede reunirse en grupos cuando entre ellas existen similitudes cristalográficas y estructurales. Algunas especies pueden formar series, estas especies son isoestructurales, al menos parcialmente isomorfas, pueden formar soluciones sólidas de forma total o parcial y presentan variaciones continuas en su composición. Los grupos se dividen o en especies o en series según que sea pequeña o grande la variabilidad de la composición química, por ejemplo el grupo de las zeolitas tiene poca variabilidad en la composición y está formado por las especies que sean, pero el grupo de los piroxenos tiene una composición mas variable y se subdivide primero en series y dentro de cada serie hay una especie o las que sean. Por ultimo, las especies pueden presentar distintas variedades caracterizadas por pequeñas variaciones en alguna propiedad física o en su composición.

Clases>subclases>grupos>series>especie mineral>variedades

Kostov: Esta clasificación agrupa los minerales en las ocho clases de acuerdo con los radicales aniónicos pero a continuación subdivide en función de los cationes principales teniendo en cuenta sus asociaciones paramagnéticas, por ejemplo minerales de níquel–cobre–hierro, minerales de socio–calcio–bario, etc.

TEMA 6: SILICATOS

6.1– Generalidades.

Los minerales que constituyen esta clase representan la tercera parte de los que se conocen en la naturaleza pero son los constituyentes más importantes de las rocas de la corteza terrestre. Los elementos químicos que entran en su composición son:

Oxígeno	silicio	aluminio	hierro	calcio	sodio	potasio	magnesio
46,6%	27,7%	8,1%	5,0%	3,6%	2,8%	2,6%	2%

Estos son los que se llaman elementos mayores, con porcentajes superiores al 1%, también pueden entrar en la composición elementos traza que son los minerales menores del 1%.

A pesar de no ser muy numerosos los elementos que forman parte de los silicatos, en la corteza existe gran cantidad de ellos y forman parte de todos los tipos de rocas, así por ejemplo en las rocas ígneas aparecen todos los tipos de silicatos, en las metamórficas los silicatos que aparecen tienen estructuras menos densas en su composición aparecen los grupos OH y en las rocas sedimentarias normalmente hay silicatos que son transformaciones de otros anteriores, por ejemplo las arcillas deformadas por alteración de feldespatos pero también hay silicatos resistentes como el circón, turmalina

6.2– Cristaloquímica.

Las primeras clasificaciones que se hicieron de los silicatos estaban basadas en la composición química, se consideraban sales derivadas de hipotéticos ácidos silícicos. Pero cuando se descubrieron los rayos X se vio que las propiedades cristaloquímicas de los silicatos se deben esencialmente a las especiales características del grupo $(\text{SiO}_4)^{4-}$ y al tipo de armazón que resulta de sus uniones por lo tanto la clasificación de los silicatos hoy esta generalizada y siempre es una clasificación estructural porque los silicatos se pueden considerar el esqueleto de tetraedros SiO_4 relleno con cationes en unos casos, con cationes y aniones en otros o sin nada como el cuarzo.

La unidad básica en los silicatos es un tetraedro, el silicio esta en el centro del tetraedro y los oxígenos dispuestos en las cuatro direcciones de valencia del silicio, o sea, en los vértices de un tetraedro de 2,6Å de arista y de 1,6Å de distancia entre silicio y oxígeno. Estos tetraedros se unen entre si para originar los distintos tipos estructurales de los silicatos que se dividen en 6 subclases:

Nesosilicatos: la raíz significa isla, por eso en los nesosilicatos los tetraedros están en forma individual en la estructura y unidos entre si por cationes, el radical característico SiO_4 1:2.

Sorosilicatos: soro significa montón, los tetraedros se unen por un vértice compartiendo un oxígeno, resultando la relación Si_2O_7 2:7.

Ciclosilicatos: ciclo significa círculo, los tetraedros se unen formando círculos planos y aislados, la relación es $(\text{SiO}_3)_n$ n= 3, 4 o 6.

Inosilicatos: ino significa fibra o hilo, los tetraedros se unen formando cadenas sencillas o dobles indefinidas. En la cadena sencilla la relación es SiO_3 y en la doble Si_4O_{11} .

Filosilicatos: filo significa hoja, los tetraedros están dispuestos en planos reticulares bidimensionales indefinidos. El radical característico es $(\text{Si}_2\text{O}_5)^{2-}$. Estos planos reticulares están unidos entre si por cationes y a veces por grupos OH o moléculas de H_2O .

Tectosilicatos: tecto significa constructor, en ellos los tetraedros se unen entre si formando una red tridimensional que puede tener o no valencias libres. La relación Si:O es 1:2.

En los silicatos parte del Si^{4+} esta sustituido por Al^{3+} : $[(\text{Si}_n - x\text{Al}_x)\text{O}_{2n}]^{x-}$. Los cationes que compensan esta carga negativa son Na, K, Ca y Ba. Una característica muy importante en la cristaloquímica de los silicatos es el papel de los iones Al^{3+} , este ion aparece en la estructura de los silicatos de dos formas: como catión rodeado de seis iones oxígeno (igual que cualquier otro catión), pero también actúa como anión cuando entra a formar parte de los radicales aniónicos sustituyendo al SiO_4^{4+} , en este caso está rodeado de cuatro

oxígenos (lo mismo que el silicio), es decir, tiene coordinación tetraédrica. Hay minerales en los que parte del Al puede estar en forma octaédrica y parte tetraédrica.

En la composición de los silicatos pueden entrar otros aniones que se llaman complementarios, los más frecuentes son OH⁻, F⁻, Cl⁻ y CO₃²⁻. Estos aniones no sustituyen los oxígenos de los tetraedros sino que están fuera compensando las cargas positivas. También pueden entrar a formar parte de la composición moléculas de H₂O que rellenan huecos, están débilmente unidas a la estructura y se eliminan con facilidad con simple calentamiento pero sin modificar la estructura.

En todos los silicatos el número de iones oxígeno supera al de todos los demás elementos y teniendo en cuenta que el radio iónico del oxígeno es bastante mayor que el del resto de los demás componentes es lógico pensar que las dimensiones de las celdillas elementales dependen exclusivamente del número de iones O en la celdilla y de su posición en la misma, por lo tanto todos los silicatos de una misma serie isomórfica tienen el mismo número de iones O porque es muy frecuente en los silicatos el isomorfismo: dos compuestos son isomorfos cuando tienen la misma estructura pero diferente composición química pero en ellos sus cationes y aniones tienen respectivamente iguales tamaños relativos, lo que da lugar a que se den soluciones sólidas o series isomorfas.

6.3– Propiedades físicas de los silicatos.

La densidad está íntimamente relacionada con su disposición estructural, y así la densidad relativa o peso específico de los tectosilicatos, filosilicatos e inosilicatos varía entre 2 y 3,5 mientras que las densidades más altas comprenden a los nesosilicatos y a los sorosilicatos, cuyos valores varían entre 2,5 y 7. Dentro de una subclase, en general, a peso atómico más elevado del catión corresponde mayor peso específico del mineral y así silicatos de cationes pequeños con peso atómico bajo como el Be o el Al dan lugar a minerales de peso específico entre 2,5 y 3,5. Los pesos específicos de 3,5 a 5 corresponden a silicatos con cationes un poco mayores (Ca, Mg). Y los pesos específicos superiores a 5 corresponden a cationes de mayor peso atómico. Además también aumenta la densidad relativa cuando aumenta el número de coordinación del catión.

En dureza consideramos mineral blando el que tiene dureza por debajo de 5 y duro el que la tiene por encima.

La exfoliación es característica de alguna de las estructuras de los silicatos, por ejemplo todos los filosilicatos presentan exfoliación basal (001) y los inosilicatos tienen todos exfoliación prismática (110). Precisamente el ángulo que forman las dos direcciones de exfoliación sirve para diferenciarlos.

Los índices de refracción varían en los silicatos en unos límites muy estrechos, en general están en relación directa con el peso específico, y así son los nesosilicatos, con estructuras más duras, los que tienen índices de refracción más altos, y los tectosilicatos, de estructuras más abiertas, tienen índices más bajos. Ningún silicato es opaco en lámina delgada, todos son transparentes, ninguno tiene brillo metálico, los que tienen índices de refracción más altos tienen brillo adamantino o graso, pero la gran mayoría tiene brillo vítreo.

La birrefringencia en los silicatos depende de la estructura pero también de los cationes, así los silicatos de mayor birrefringencia son los filosilicatos, estructuras en capas, y los inosilicatos, estructuras en cadenas.

TEMA 7: NESOSILICATOS

7.1– Características generales.

El rasgo estructural característico de estos minerales es que los radicales aniónicos (SiO₄)⁴⁻ se disponen en la estructura de forma aislada y están unidos entre sí por cationes en coordinación octaédrica. La mayoría de las veces una característica importante de los nesosilicatos es que el ion Al³⁺ no aparece en los radicales aniónicos de la estructura. Los minerales de esta subclase aparecen normalmente cristales de alta simetría con

dureza y peso específico relativamente altos y alto índice de refracción. Desde el punto de vista químico corresponden a los denominados ortosilicatos, derivados del ácido ortosilícico H_4SiO_4 .

7.2– Principales grupos.

– Grupo del olivino:

Los minerales que integran este grupo tienen todos los tetraedros SiO_4 aislados y enlazados entre sí por medio de cationes divalentes en coordinación octaédrica. Los cationes más importantes son Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} y Ca^{2+} que dan lugar a los siguientes minerales fosterita, fayalita y tefroita, estos son términos extremos de series isomórficas. Se llaman olivinos a los minerales cuya composición está comprendida dentro de una solución sólida completa que va desde la fosterita hasta la fayalita, los más frecuentes en la naturaleza son los ricos en Mg que además suelen llevar Cr y Ni en pequeñas cantidades, mientras que los olivinos ricos en Fe suelen llevar Mg y Ca. La estructura del olivino consiste en tetraedros SiO_4 aislados y están neutralizados por los cationes de coordinación octaédrica.

Debe su nombre a su color (verde oliva), cristaliza en el sistema rombo y los cristales más frecuentes son, o bien cristales prismáticos o tabulares gruesos, o bien agregados granulares, más frecuentes. Es un mineral duro y con alta densidad, pero se altera con mucha facilidad y además los productos de alteración suelen presentar tamaño de grano muy fino, y por lo tanto difíciles de identificar. Normalmente se dan tres nombres a los productos de alteración: serpentina, iddingsita y bowlingita. En todos los casos los productos de alteración aparecen por los bordes y por las fracturas. La alteración tipo serpentina es de color verde y en su composición química puede ser crisotilo (fibroso) y/o antigorita (laminar); la alteración tipo iddingsita se da en olivinos que aparecen en rocas básicas, es un producto de color marrón rojizo y consiste esencialmente en goetita (sílice amorfa y Mg); por último, la alteración tipo bowlingita es de color verde también y es una mezcla de filosilicatos. Pero la característica más importante de la composición química de los productos de alteración del olivino es la alta relación $\text{Fe}:\text{Mg} = 8:1$, mientras que en los olivinos no alterados la relación más frecuente es $1:2$. Durante el proceso de alteración del olivino el silicio permanece en una cantidad relativamente constante, además el Fe^{2+} se oxida a Fe^{3+} y aumenta su proporción, a la vez disminuye la de Mg y se incorpora agua en grandes cantidades.

Aparece en rocas ígneas, es incompatible con el cuarzo porque cuando hay olivino y sílice en exceso reaccionan para dar un piroxeno. Es típico de alta temperatura y origen profundo y así se encuentra principalmente en rocas ígneas ferromagnesianas de color oscuro como gabros o basaltos. También hay olivinos en rocas metamórficas son ricos en Mg, comunes en calizas dolomíticas que han sufrido un metamorfismo térmico.

– Grupo del circón:

El circón es el silicato de circonio pero en su composición química lleva una gran cantidad de elementos de tierras raras sustituyendo al ion circonio. La estructura consiste en grupos tetraédricos SiO_4 aislados unidos a través de iones circonio que están rodeados de ocho oxígenos, son unos poliedros que parecen cubos distorsionados y están situados a distancias iguales 4 a 4. Debido a este tipo de estructura, algunos autores indican que a esto se debe la inestabilidad del circonio porque su número de coordinación debería de ser 6, otros autores atribuyen la inestabilidad a la presencia de elementos de tierras raras en su composición. La inestabilidad del circón se conoce con el nombre de estado metamórfico, significa una destrucción de la estructura de un mineral debido a la desintegración de elementos radioactivos produciendo como resultado final un vidrio isotrópico con una reducción de densidad del mineral del 16% y una reducción del índice de refracción.

Cristaliza en el sistema tetragonal y aparecen cristales prismáticos con terminaciones piramidales, la mayoría de las veces redondeados y muchas veces incluidos en otros minerales. El color más frecuente es marrón

castaño aunque hay variedades incoloras. Es muy duro, de alta densidad, con brillo vítreo casi adamantino.

Es un mineral frecuente como accesorio en rocas ígneas sobre todo en rocas plutónicas donde se encuentra generalmente en cristales pequeños incluido en minerales más tardíos, en ellos aparece como halos pleocroicos que es el borde de alteración. El circón es un mineral muy resistente a la erosión y por eso es común en muchos sedimentos. También hay circones en rocas metamórficas, es menos frecuente pero pueden encontrarse en pizarras y en gnéises.

– Titanita:

Es un silicato de Ca y Ti, e llama también esfena, viene de cuña. Las principales sustituciones que se pueden tener en la composición química son Ca por Na o tierras raras, titanio por Al o Fe, O por OH o fluoruros. La estructura de este mineral consiste en tetraedros SiO₄ independientes que aparecen unidos a través de átomos de titanio en coordinación octaédrica (6 oxígenos) y con Ca rodeado de 7 oxígenos.

Cristaliza en el sistema monoclinico y la forma de los cristales es siempre con terminaciones muy afiladas en forma de cuña. Es de color pardo rojizo a negro y con un brillo resinoso intenso, exfoliación prismática buena, es duro y de alta densidad.

Este mineral es abundante en rocas ígneas y metamórficas pero suele aparecer como accesorio. En las rocas ígneas aparece tanto en volcánicas como en rocas plutónicas ácidas. En metamórficas aparece en esquistos ricos en minerales ferromagnesianos, en ocasiones aparece en sedimentarias pero es escasa.

– Grupo del granate:

Las especies minerales que constituyen este grupo responden a X₃Y₂(SiO₄)₃ donde X son cationes trivalentes e Y divalentes. Dentro de las composiciones diferenciamos dos series: la pirlaspita y la ugrandita, la primera con el Al como ion divalente, la segunda con Ca como ion divalente. Son grupos tetraédricos SiO₄ aislados, unidos entre si por octaedros de los cationes divalentes que comparten los vértices con los iones divalentes que aparecen coordinados con 8 oxígenos. Además en la estructura puede haber moléculas de agua como lo prueba la existencia del mineral hidrogrosularia.

Los granates cristalizan en el sistema cúbico y se encuentran en cristales aislados en forma de rombododecaedros, a veces implantados o incluidos en la roca, y también en masas. Hay de todos los colores, excepto azul, y todos tienen brillo vítreo, el pirope es rojo sangre, el almandino, que es el mas común, es castaño, la espesartina castaño muy oscuro prácticamente negro, la uvarovita verde, la grosularia grosella, la andracita amarilla verdosa. En la alteración de los granates, los productos más comunes son cloritas acompañadas de minerales del grupo de la epidota, se produce por los bordes y fracturas.

Los minerales de este grupo son característicos de rocas metamórficas aunque también se encuentran como accesorios en algunos granitos, en pegmatitas y rocas volcánicas ácidas. Son minerales muy duros, muy densos, muy resistentes a la erosión y al ataque químico, por eso se encuentran a menudo en sedimentos detríticos.

– Estauroлита:

Silicato de Fe y Al. En su composición suele llevar algo de Mg completando al Fe y algo de Fe³⁺ remplazando al Al, además siempre lleva exceso de sílice en forma de inclusiones de cuarzo dentro del mineral.

Su estructura se puede considerar como una alternancia de hojas paralelas a (010), unas tienen la composición y estructura de la cianita y otras son las que contienen el Fe y los grupos OH. Es monoclinico, aparece como prismas, incluidos o sueltos, bien formados. A menudo forma maclas de compenetración e dos individuos

formando ángulos de 90° o 60° llamándose cruz latina y cruz de San Andrés respectivamente. Es de color pardo oscuro (dependiendo de la proporción de Fe³⁺ y así es característica de micaesquistos de grano medio donde la estaurilita aparece en cuarzo, granate, almandino, moscovita y cianita. También se forma la estaurilita en rocas de metamorfismo regional de bajo grado, aparece asociada a clorita de forma que la cantidad de estos dos minerales varía en la medida en que varía el grado de metamorfismo. Es muy resistente a las alteraciones atmosféricas, por eso se encuentra como mineral pesado en arenas o sedimentos.

– Grupo de los nesosilicatos aluminicos:

Está formado por cuatro minerales muy abundantes en la naturaleza: andalucita, silimanita, cianita y topacio. Los tres primeros tienen la misma composición química y constituyen un ejemplo de un sistema polimorfo actual. Representan tres fases o modificaciones del mismo compuesto químico Al₂SiO₅, pero existen diferencias estructurales entre estos tres minerales que son los números de coordinación de los dos átomos de Al: así en la andalucita tienen coordinación 6 y 5, en la silimanita tienen número de coordinación 6 y 4, y en la cianita o distena los dos átomos de Al tienen coordinación 6. Además el diagrama de estabilidad de estos tres silicatos muestra que la andalucita es la fase estable a baja presión, la silimanita es estable a alta temperatura y la cianita es estable a alta presión. El otro nesosilicato aluminico, el topacio, se diferencia de los anteriores en que lleva grupos OH parcialmente sustituidos por fluoruro.

Andalucita: es el nesosilicato de Al rómbico. En cuanto a su composición química es bastante pura, únicamente puede tener pequeñas cantidades de Fe₃ y Mg₃ sustituyendo al Al. La estructura está formada por cadenas de octaedros de Al que comparten una arista y se disponen paralelos al eje C, estas cadenas están unidas entre sí por tetraedros SiO₄ y poliedros de Al rodeados de oxígeno. Los cristales son prismáticos de base rómbica casi cuadrada, la mayoría de las veces están cubiertos por sericita, de color carne. Hay una variedad de andalucita que se llama quistolita, se trata de cristales prismáticos en los que si se da un corte transversal se puede observar una cruz negra de materia carbonosa. La andalucita aparece en todos los tipos de rocas, puede aparecer en ígneas normalmente como accesorio, en granitos, pegmatitas, asociada la mayoría de las veces a granates, también en rocas metamórficas es un mineral típico de metamorfismo de contacto de grado bajo a medio, de rocas arcillosas que rodean rocas ígneas el resultado son esquistos con andalucita y granates, la variedad quistolita se encuentra en rocas metamórficas que han sufrido débil metamorfismo. Es poco alterable a los agentes atmosféricos y por eso se puede encontrar en sedimentos o arenas.

Silimanita: es bastante pura en composición aunque puede variar entre Fe³⁺ reemplazando al Al y a veces H₂O q se encuentra frecuentemente entre las masas fibrosas de este mineral, lo que se llama fibrolita. La estructura es de columnas de octaedros de Al paralelas al eje C, unidos por cadenas debidos a una alternancia de tetraedros SiO₄ y AlO₄, esta estructura en cadenas es muy parecida a la de los inosilicatos por eso el hábito de la silimanita es muy parecido al de los inosilicatos. El color es blanco, gris, pardo y verdoso, los más frecuentes. Los cristales son prismáticos alargados con estrías longitudinales en las caras, no terminados, son muy raros los cristales aislados, los mas frecuentes son agregados fibrosos con masas columnares, a la variedad fibrosa se la conoce como fibrolita, además estas masas de cristales de silimanita tienen gran tenacidad y densidad lo que explica que se concentren en yacimientos aluviales pero siempre la silimanita es un producto de metamorfismo térmico que han sufrido rocas arcillosas dando lugar a gnéises en cordierita y silimanita, también aparecen en rocas de metamorfismo regional correspondientes a alta temperatura siendo esquistos y gnéises con cuarzo y silimanita.

Cianita: también suele llevar en su composición Fe₃ y Cr₃ sustituyendo al Al, a veces Ti pero son incrustaciones de rutilo (TiO₂). La estructura de la cianita son átomos de Al ocupando posiciones octaédricas formando hojas paralelas al plano (100) por lo que tiene exfoliación perfecta en (100) y unidos entre sí por los tetraedros SiO₄. El color es frecuentemente azul o gris. Tiene cristales prismáticos aplastados según (100) y variedades fibrosas que se confunden con las de silimanita. En los cristales prismáticos también son características fracturas perpendiculares a las líneas de exfoliación debidos a maclas polisintéticas. La cianita es el que tiene mayor densidad de los tres polimorfos y además es muy anisótropo con respecto a la dureza. En yacimientos

la encontramos como un mineral de alta presión que se forma durante el metamorfismo regional de rocas aluminicas, en ocasiones aparece como accesorio en algunas pegmatitas.

Topacio: en la composición química puede variar la concentración de OH sustituido por fluoruro y también algo de Fe³⁺ remplazando al Al. La estructura consiste en tetraedros aislados de SiO₄ unidos entre si por octaedros de Al pero los iones de la coordinación del Al son 4 oxígenos y 2 son OH o fluoruros. Cristaliza en el sistema rómbico y aparecen cristales rómbicos, pequeños fragmentos rodados y agregados columnares o fibrosos. El color mas frecuente es amarillo o blanco, con brillo vítreo que lo pierde enseguida por el roce. Es un mineral muy duro y de alta densidad. Se encuentra principalmente en rocas ígneas ácidas y con más frecuencia en filones o cavidades de estas rocas. El topacio aparece con cuarzo, moscovita, turmalina, y berilo. También se encuentra como mineral pesado en sedimentos y también en rocas metamórficas que proceden de sedimentos aluminicos.

– Cloritoide:

Es un silicato de Fe y Al. Hasta la fecha se desconoce su campo de estabilidad, parece probable que las formas monoclinicas se desarrollen a presión y temperatura más altas que las triclinicas. En la composición química la única variación es la proporción de Fe y Mg. Su estructura consiste en capas de átomos ordenados de forma paralela al plano basal en las cuales persisten los tetraedros SiO₄ aislados y entre estas capas de tetraedros se sitúan el Fe y el Mg. Esta estructura es muy parecida a la de las micas, pero en las micas los tetraedros están enlazados y aquí están aislados. Las formas mas frecuentes son cristales tabulares o masas hojosas algo curvadas o escamadas. De color gris con tonalidades verdosas, a menudo con maclas polisintéticas e inclusiones de cuarzo y de materia carbonosa. Es un mineral relativamente frecuente en sedimentos polícticos (roca sedimentaria de grano muy fino) que ha sufrido metamorfismo regional de grado medio a bajo, y que están enriquecidos en Fe y Mg y empobrecidos en Na, K, Ca y Ba. Normalmente aparece en cristales de gran tamaño en rocas de grano muy fino pero que presentan poca o ninguna orientación con la esquistosidad de la roca. La asociación mas frecuente es estauroлита, granate, cloritoide y cloritas. Cuando aparece cloritoide y estauroлита, el cloritoide abunda en las rocas de metamorfismo mas bajo.

TEMA 8: SOROSILICATOS

8.1– Generalidades.

Esta subclase de silicatos es poco numerosa, comprende pocas especies minerales que se caracterizan en que tienen un radical estructural de orden superior al de los nesosilicatos formados por la agrupación de dos tetraedros que se unen compartiendo un vértice dando lugar a radicales (Si₂O₇)⁶⁻, este radical doble puede coexistir en la estructura de los sorosilicatos con tetraedros aislados SiO₄ y los dos tipos de radicales están neutralizados y unidos entre si por cationes. Los minerales más importantes de esta subclase son minerales cálcicos que son la vesubiana y el grupo de la epidota.

8.2– Principales grupos.

– Vesubiana:

Se llama vesubiana o idocrasa. Es un silicato de Ca, Mg y Al, las principales sustituciones son de Ca por alcalino (Li, Na, K), de Mg por Fe²⁺ y de Al por Fe³⁺. Su estructura tiene analogías con la del granate porque la dimensión C de la celdilla de la vesubiana es igual a la longitud de la arista del cubo de la grosularia, en resumen, la estructura consiste en 9 tetraedros de silicio de los cuales 4 forman grupos Si₂O₇ y los otros 5 son tetraedros SiO₄ independientes. El Mg y el Al están igual que en la grosularia y ¾ del Ca están en coordinación 8 y ¼ en coordinación 6. Cristaliza en el sistema tetragonal y las formas mas características son formas tetragonales con estrías verticales en las caras, también masiva, granular o compacta. Es de color marrón con brillo vítreo y no presenta exfoliación. Los cristales prismáticos se confunden con turmalina, se

diferencian solo en las terminaciones, siendo cuadrada en la vesubiana y triangulares en la turmalina. Aparece en los yacimientos de zonas de metamorfismo de contacto asociada a calizas, en los depósitos denominados skarn y los minerales que le acompañan son granates cálcicos, diópsido, piroxenoides, wollastonita y los minerales del grupo de la epidota. También puede aparecer en rocas básicas modificadas por un metamorfismo en el contacto con calizas o dolomías y también como producto del metamorfismo producido en rocas volcánicas.

– Grupo de la epidota:

Son silicatos de Ca y Al que corresponden a una estructura en cadenas de octaedros AlO_6 y AlO_4H_2 que comparten las aristas y se disponen paralelamente al eje b, además le presenta una posición octaédrica fuera de las cadenas que puede estar ocupada o solo por Al o por Fe y Al como en la epidota, estas cadenas están enlazadas por tetraedros independientes SiO_4 y Si_2O_7 y el calcio está en coordinación 9 o 10 con el oxígeno. Las dimensiones de las celdillas elementales de estos minerales del grupo de la epidota guardan la siguiente relación: los valores de b y de c son prácticamente iguales en los términos rómbico y en los monoclinicos, el valor de a en la zoisita (rómbica) coincide con el valor $2a \times \sin$ en la epidota (monoclínica), se interpreta como que la zoisita tiene una celda rómbica que corresponde a dos celdas monoclinicas macladas de la epidota.

Zoisita: es su composición química prácticamente no hay sustituciones. Los cristales de zoisita son raros generalmente se presenta en agregados columnares o fibrosos de color humo, blanco grisáceo, es masiva compacta. Es un mineral de metamorfismo regional de grado medio o bien de esquistos calcáreos o bien de margas o de calizas arcillosas, también puede derivar de un metamorfismo regional de rocas ígneas, y es un producto frecuente de la alteración de las plagioclasas cálcicas.

Clinozoisita: desde el punto de vista estructural se parece a la epidota, es monoclinica, pero su composición química es como la zoisita, no lleva prácticamente Fe. Aparece normalmente masiva, fibrosa o granular, de color blanco verdoso. Es un mineral que aparece mezclado con zoisita y en las mismas condiciones que la epidota.

Epidota: se caracteriza porque lleva Fe sustituyendo al Al. Es monoclinica de color verde pistacho aunque la intensidad de color varía mucho con el grueso de los cristales. Se encuentra en cristales agrupados de hábito prismático alargados y con estrías en la dirección del eje b, también se encuentra en masas de diferente tipo de grano, a veces masas fibrosas pero que no están torcidos a diferencia de los anfíboles. La epidota es característica de rocas metamórficas, se forma en condiciones de metamorfismo regional de medio a alto grado, es decir, en las facies de esquistos verdes, y son minerales característicos de los depósitos llamados skarn, es decir, metamorfismo de contacto de granates con calizas y la asociación de minerales de skarn son granates cálcicos, piroxenos y anfíboles cálcicos, vesubiana y calcita.

Piemontita: se puede considerar una epidota rica en Mg, puede alcanzar hasta un 25% en forma de MnO . También es monoclinica, en cristales prismáticos con estrías según el eje binario su color varía desde marrón, rojo vino a negro dependiendo del porcentaje de Fe. También es un producto del metamorfismo aparecido en unos esquistos sericíticos que han sufrido un metamorfismo débil y aparece asociado a otros minerales de Mg.

Allanita: es una epidota en la que el calcio esta parcialmente remplazado por tierras raras. También es monoclinica y son cristales alargados según el eje b o masas sin contornos característicos. Es de color negro con brillo resinoso como la antracita y además la cantidad de tierras raras que contiene provoca que aparezca en estado metamórfico. Es un mineral accesorio en algunos granitos, granodioritas y en algunas pegmatitas graníticas, es muy frecuente que alrededor de los cristales de allanita se produzca una fisuración.

TEMA 9: CICLOSILICATOS

9.1– Características generales.

Se caracterizan por estar constituidos por anillos formados por 3,4 o 6 tetraedros de SiO_4 compartiendo los O de dos vértices, uno con el anterior y otro con el siguiente, dando respectivamente $(\text{Si}_3\text{O}_9)^{6-}$, $(\text{Si}_6\text{O}_{18})^{12-}$, la relación Si:O es 1:3. Estos anillos están unidos entre si por cationes y los minerales resultantes tienen simetría trigonal, tetragonal y hexagonal. Los minerales más abundantes son los anillos de 6 tetraedros (berilo, cordierita y turmalina).

9.2– Principales grupos.

– Berilo:

Ciclosilicato de Be y Al con una estructura que consiste en anillos de 6 tetraedros paralelos al plano (001). Están unidos entre si por octaedros de Al y tetraedros deformados de Be. La superposición de estos anillos delimitan canales abiertos paralelos al eje c donde se pueden alojar numerosos iones extraños como metales alcalinos Na, K, Rb o Cs, también otros metales como Fe, Cr o V, así como moléculas de H_2O o de gases. A parte de estos elementos puede llevar algo de Mg sustituyendo al Be. Cristaliza en el sistema hexagonal, tiene hábito prismático con estrías paralelas al alargamiento del cristal, se presenta también en masas granulares o compactas. El color más frecuente es el verde pero existen distintas variedades de berilo: común, amarillo verdoso, es translucido u opaco; esmeralda– transparente; aguamarina, azul, transparente, rica en Fe^{2+} ; morganita, rosa debido a la presencia de Cr.

Es un mineral duro pero poco denso, característico de granitos y pegmatitas graníticas. Es menos frecuente pero también se encuentra en rocas metamórficas y en filones hidrotermales. Los que aparecen en granitos y pegmatitas se asocian a cuarzo, feldespato, moscovita, turmalinas, topacio. Son de gran tamaño, las esmeraldas suelen ser características de filones hidrotermales que cortan rocas esquistosas básicas o ultrabásicas.

– Cordierita:

Es un ciclosilicato de Al y Mg, tiene una estructura similar a la del berilo con la diferencia de que los anillos de tetraedros llevan 1 Al y 5 Si. Estos anillos están unidos por octaedros de Mg y tetraedros de Al. Es rómbica, pero existe una variedad hexagonal de alta temperatura que se llama indidita. En la composición química se sustituye Mg por Fe^{2+} . Varía el número de moléculas de H_2O , por lo general n es 1 pero este aumenta con la alteración de la cordierita. Los cristales de cordierita son poco frecuentes, alargados prismáticos, maclados por concentración dando un cristal alargado formado por 3 cristales rómbicos, la forma más frecuente son masas vítreas, transparentes, de color gris azulado. Se altera fácilmente dando como producto un agregado granular de grano fino de color amarillo verdoso que se conoce con el nombre de pinita (mezcla de sericita y clorita). En yacimientos es un mineral clásico de rocas metamórficas de contacto, se forma bastante pronto y son esquistos con cordierita y biotita, o bien cordierita, anfíboles rómbicos y plagioclasas, esta última asociación es índice de metamorfismo de alto grado. También es común en rocas ígneas como granitos.

– Turmalina:

Es el nombre genérico que comprende un grupo de minerales constituido por una serie de soluciones sólidas que corresponden a la fórmula $\text{XY}_3\text{Z}_6[(\text{OH},\text{F})_4(\text{BO}_3)_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})]$ donde X son cationes grandes (Na, Ca), Y son divalentes (Mg, Fe^{2+} , Mn, Li, Al) y Z trivalentes (Al, Fe^{3+} , Mg). Las mezclas que existen entre estos términos son muy grandes aunque las soluciones sólidas a veces no son completas. Así entre chorlita y dravita si hay solución sólida, al igual que entre chorlita y elbaita, sin embargo no se conoce con seguridad soluciones entre dravita y elbaita. Su estructura consiste en anillos de 6 tetraedros junto con grupos triangulares de BO_3 , ambos paralelos a (001). Entre estos grupos se sitúan los cationes Y que ocupan octaedros distorsionados, y los X están en coordinación tetraédrica con tres O y un OH. Cristalizan en el sistema trigonal, buena

crystalización prismática con estrías paralelas al alargamiento. Las secciones basales son triangulares redondas, son muy frecuentes las turmalinas zonadas. Las turmalinas de Fe y alcalinos suelen ser cristales largos, mientras que las de Mg aparecen en prismas mas cortos. Los cristales son muy frágiles. Las chorlitas son negras, las dravitas amarillas o marrones y las elbaitas de colores claros y con distintos nombres según el color. Aparece en pegmatitas graníticas o rocas que las rodean. La mayor parte son chorlita y elbaita, aparecen junto a cuarzo, feldespato potásico y moscovita. Aparecen en filones hidrotermales de alta temperatura, suelen ser yacimientos de estaño y wolframio. También hay turmalinas en rocas metamórficas, son frecuentes en fisuras, sobretodo en las proximidades de rocas ácidas. Las dravitas se encuentran en rocas sedimentarias magnesianas (dolomías) poco metamorfizadas o en rocas magmáticas básicas. A diferencia de las turmalinas de Fe y Li, las de Mg aparecen siempre en rocas cuyo grado de metamorfismo es muy débil.

TEMA 10: INOSILICATOS

10.1– Características generales.

Esta subclase comprende un número de minerales muy importante, los más abundantes después de los tectosilicatos. En ellos los tetraedros se unen formando cadenas al compartir los oxígenos y estas cadenas se unen lateralmente formando cadenas dobles. En la estructura de cadena sencilla 2 de los 4 oxígenos de cada tetraedro son compartidos con los tetraedros vecinos, mientras que en la estructura de cadena doble la mitad de los tetraedros comparten 3 oxígenos y la otra mitad solo 2. Estas configuraciones conducen a relaciones Si/O 1:3 en las estructuras de cadena sencilla y 4:11 en las de cadena doble, siendo los minerales que pertenecen a estas estructuras el grupo de los piroxenos y el grupo de los anfíboles respectivamente. Entre estos dos grupos de minerales existe una gran similitud en propiedades físicas, químicas y cristalográficas, siendo todos monoclinicos o rómbicos. En los dos grupos de minerales las cadenas están alineadas en la dirección del eje C con una distancia de repetición de la celdilla unidad de 5,2 Å, además el tamaño y la forma de la celdilla de ambos grupos guarda una estrecha relación. Los enlaces entre las cadenas son mas débiles que los que unen los tetraedros entre si, por lo tanto, los dos grupos de minerales tiene exfoliación prismática perfecta: (001) los monoclinicos, (210) los rómbicos y precisamente los ángulos que forman las dos direcciones de exfoliación sirven para diferenciar estos dos grupos de minerales: en los piroxenos son aproximadamente 90° y en los anfíboles 60, 120°. En estos grupos aparecen los mismos cationes pero la presencia de los grupos OH es característica de los anfíboles, por lo que el color, el brillo y la dureza son muy parecidos entre las dos especies, pero el peso específico y el índice de refracción es mas bajo en los anfíboles. Los cristales tienen a menudo diferente hábito, el piroxeno se presenta en cristales gruesos y cortos y los anfíboles en prismas alargados aciculares o fibrosos. Las secciones basales de los piroxenos son de 4 o de 8 lados, mientras que en los anfíboles son o rombos o hexágonos. Las temperaturas de cristalización también son diferentes, los piroxenos lo hacen a temperaturas mas elevadas, además son muy frecuentes las transformaciones de un grupo a otro por variación de la temperatura.

La formula general que expresa la composición química de los piroxenos es:

$W_{1-p}(X,Y)_1PZ_2O_6$, donde W= Ca, Mg; X = Mg, Fe²⁺, Mn, Ni, Li; Y= Al, Fe³⁺, Cr, Ti; Z= Si, Al. Hay piroxenos ricos en Mg–Fe, con los que p es aproximadamente 1, en los que el término Y no existe. Hay piroxenos pobres en Mg–Fe en los que el valor p varía de 0 hasta 1.

10.2– Principales grupos.

– Grupo de los piroxenos:

Su estructura consiste en una cadena sencilla de tetraedros que comparten dos de los cuatro oxígenos. Las cadenas están unidas lateralmente por cationes que ocupan posiciones que se llaman M1 y M2, la posición M1 es muy próxima a un octaedro regular (coordinación 6), mientras que la posición M2 tiene una coordinación irregular y diferente según los átomos presentes, y así es 6 cuando esta ocupada por Mg y es 8 cuando esta

ocupada por Ca o Na.

En el grupo de los piroxenos se incluyen minerales con simetría rómbica, llamados ortopiroxenos que son piroxenos de Mg–Fe, y un gran grupo de piroxenos monoclinicos, que tienen una composición química muy variada. Todos los piroxenos monoclinicos se pueden considerar como fases de un sistema de cuatro componentes, podemos dividirlos en dos grupos: piroxenos de Ca y piroxenos de Na, a su vez podemos subdividirlos en dos subgrupos, de Ca–Na y de Li. Como estos minerales suelen llevar muchas sustituciones en su composición química, para indicar cantidades inusuales de un constituyente particular se le añade un adjetivo calificativo, por ejemplo se habla de augita cálcica, augita titánica, etc.

Los piroxenos aparecen en cristales de gran tamaño, son cristales prismáticos cortos de sección cuadrada u octogonal, también granular o en masa, con exfoliaciones prismáticas (210) rómbicos, (110) monoclinicos formando ángulos de 90°, todos con brillo vítreo. La alteración de los piroxenos es muy frecuente y su producto de alteración son los anfíboles que aparecen con la misma orientación que el piroxeno.

Piroxeno de Mg–Fe: los ortopiroxenos son *estatita* y *ortoferrosilita* que corresponden a los términos extremos de una solución sólida completa. En su composición química pueden llevar Cr y Ni sustituyendo al Mg y Mn sustituyendo al Fe. El color de los términos magnésicos es clara, amarillento verde pálido, y los términos ferrosos son oscuros y negros. Los ortopiroxenos son los principales constituyentes de rocas básicas y ultrabásicas. Los términos magnésicos se encuentran asociados con olivinos y con espinelas, los términos intermedios son característicos de gabros, en los que aparece con olivinos y plagioclasas, y los términos ricos en Fe son comunes en formaciones metamórficas de hierro y están asociados a los ortoanfíboles ricos en Fe. El término puro en Fe, la ortoferrosilita, es muy raro en la naturaleza porque en las condiciones ambientales es mas estable el conjunto fayalita+cuarzo. También hay ortopiroxenos en rocas metamórficas de temperatura y presión bajas.

Piroxenos de Ca: el diópsido que es Ca–Mg forma una solución sólida completa con la hedembergita. El *diópsido* es de color claro, varia de blanco a verde pálido, y la *hedembergita* es verde oscura o negra. El diópsido–hedembergita es frecuente en rocas metamórficas, de metamorfismo regional y sobre todo de metamorfismo de contacto en rocas ácidas o intermedias, que afectan a rocas carbonatadas. Son constituyentes frecuentes de los skarn en los que el diópsido esta asociado a granates calcáreos, vesubiana, epidota y wollastonita. En el caso de la hedembergita los minerales que la acompañan son granates de hierro, piritas y magnetita. El diópsido y la hedembergita se conocen como producto de cristalización ígnea, los ciclopiroxenos que se forman en primer lugar son muy próximos en composición al diópsido, mientras que en las últimas etapas de cristalización los piroxenos se acercan a la hedembergita.

La augita es el más importante de todos los piroxenos porque es el más abundante. Su composición es muy variable, por lo tanto, sus propiedades. Su composición química se puede considerar derivada de la serie diópsido–hedembergita pero con menos Ca por la entrada de Al tanto en las posiciones tetraédricas como en las posiciones que hay fuera de las cadenas. Como además las augitas suelen tener estos elementos en la composición se habla de augitas titánicas, ferrosas, férricas, etc. Es de color marrón oscuro, verde las titánicas. Se encuentra en rocas ígneas oscuras como son los gabros, donde no suele aparecer bien cristalizada, o basaltos, en los que esta en cristales gruesos, y en las rocas volcánicas aparece bien cristalizada y de color muy oscuro.

Piroxenos de Na: el nombre de *egirina* se aplica a los piroxenos de Na y de Fe de color verde a negro con terminaciones muy afiladas y fuertemente pleocroica, el nombre de *egirina–augita* se usa para describir los piroxenos verdes marcadamente pleocroicos cuya composición es intermedia entre estos dos minerales. La composición química de la egirina muestra sustituciones de Na y Fe por Ca, Mg, y Fe²⁺, los términos intermedios son la egirina–augita. Son muy frecuentes en estos dos piroxenos que se encuentren formando cristales zonados, son frecuentes los núcleos de augita y los bordes de egirina. Estos dos minerales son característicos de rocas ígneas alcalinas ricas en Na y pobres en sílice, por eso se encuentran en sienitas y en

pegmatitas sieníticas. Estos minerales aparecen con feldespato potásico, con augita y anfíboles sódicos, también pueden aparecer en granitos alcalinos y en algunas rocas metamórficas asociadas a anfíboles sódicos.

Piroxenos de Na y Al: en la composición química de la jadeita en ocasiones entran Ca y Mg remplazando al Na y Al, conociéndose los términos intermedios como onfacitas. Es un mineral que tiene composición intermedia entre un feldespato y un feldespatoide pero mientras que la albita y la nefelina son muy frecuentes, la jadeita no lo es, además tiene una densidad mayor que la de los otros dos minerales lo que indica que su formación esta determinada por la alta presión. Los campos de estabilidad de estos tres minerales han sido determinados por distintos autores y se ve que la jadeita se puede formar a expensas de los otros dos minerales, pero también se puede formar a expensas de albita, la transformación da lugar a jadeita y cuarzo, siempre a altas presiones. Las formas de aparecer en la naturaleza en cierto modo han constituido durante mucho tiempo un misterio porque siempre se han encontrado en forma de cantos rodados que es jadeita masiva criptocristalina que se conoce con el nombre de jade y se encontraba en ruinas como material de objetos tallados, pero posteriormente se ha encontrado jadeita in situ en roas metamórficas de alta presión y temperatura asociada a serpentina y calcita.

Piroxeno de Li: la estructura de la espodumena es similar a la de los otros piroxenos monoclinicos, la principal diferencia es que los cationes de la posición M2 están en coordinación irregular 6 en lugar de 8 como los otros piroxenos. Este mineral es de color blanco aunque hay variedades coloreadas transparentes en rosa y otras en verde. Lo normal es que la espodumena sea translúcida y con brillo vítreo, además es un mineral que se altera con mucha facilidad, se vuelve mate y se transforma en minerales arcillosos. Es un mineral relativamente raro que solo se encuentra en pegmatitas graníticas ricas en litio y aparece con cuarzo, feldespatos alcalinos, lepidolita y berilo.

– Grupo de los piroxenoides:

Es un grupo de silicatos que tienen como los piroxenos una relación Si:O 1:3 pero no tienen la estructura de los piroxeno. En las estructuras de estos dos grupos de minerales existen cationes coordinados octaédricamente entre las cadenas de tetraedros pero los piroxenoides se diferencian en la naturaleza y disposición de las cadenas de tetraedros: en los piroxenos estas cadenas son paralelas al eje C y la celda unidad mide 5,2 Å, sin embargo en los piroxenoides los tetraedros están retorcidos y la orientación de las cadenas es diferente, así por ejemplo en la wollastonita las cadenas son paralelas al eje B, la celda unidad mide 7,3 Å y en la rodonita las cadenas son paralelas al eje C pero la celdilla unidad mide 22,5 Å. debido a la menor simetría de las cadenas los piroxenoides son triclinicos.

Wollastonita: es el piroxenoide de Ca, aparece en cristales tabulares con frecuencia alargados o fibrosos, también se presenta en formas masivas o en cristales laminares. Es de color blanco lechoso. Es un mineral común en calizas que han sufrido un metamorfismo de contacto, por eso esta presente en los skarn donde aparece asociada a calcita, diópsido, granates cálcicos, plagioclasas, vesubiana y minerales del grupo de la epidota. También puede aparecer wollastonita en grandes cristales alargados y aplastados en pegmatitas cálcicas.

Rodonita: es el piroxenoide de Mn, casi nunca es puro, suele llevar Fe y Ca. Debe su nombre a su color, rojo significa rosa. Los cristales son poco frecuentes, cuando los hay son tabulares pero lo mas frecuente son masa de distinto tamaño de grano, de color rosa y con betas negras que son productos de alteración (óxidos de Mn). Es muy parecido al carbonato, la rodocrosita (MnCO_3), se diferencian en la dureza siendo mas dura la rodocrosita. La rodonita esta asociado a mineralizaciones de Mn relacionadas normalmente con una actividad metasomática y así es un producto frecuente de la rodocrosita ($\text{MnCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{MnSiO}_3$). Es un mineral muy duro que se talla con facilidad y se utiliza en ornamentación.

– Grupo de los anfíboles:

La composición química de los minerales de este grupo corresponde a:

$W_0-1X_2Y_5Z_8O_{22}(OH,F)_2$ donde W son cationes grandes, X e Y son cationes que ocupan posiciones M1, M2, M3 y M4, y la Z son Si y Al. La estructura está basada en una doble cadena de tetraedros, orientada en la dirección del eje C, con una relación Si:O de 4:11. Estas cadenas dobles se unen entre si por cationes que ocupan diversas posiciones llamadas A, M1, M2, M3 y M4. La posición A posee coordinación 10 a 12 y alberga principalmente Na, a veces K. La posición M4 alberga cationes X mayores con coordinación 6 y 8. En las posiciones M1, M2 y M3 hay octaedros que acomodan cationes tipo Y, comparten las aristas y forman bandas paralelas al eje C, la diferencia de estas tres posiciones es que las M1 y M3 llevan OH, mientras que en la M2 los cationes son oxígenos. La presencia de los grupos OH en la estructura de los anfíboles ocasiona una disminución en la estabilidad térmica comparada con la de los piroxenos, lo que hace que los anfíboles se transformen en piroxenos a temperaturas elevadas, siempre por debajo del punto de fusión. Este grupo de minerales se puede clasificar en: anfíboles no sódico-cálcicos y en anfíboles sódico-cálcicos, en los primeros la posición A esta vacía. Dentro de los no sódico-cálcicos hay antofilita-gedrita (rómicos) y cummingtonita-grunerita (monoclínicos); dentro de los sódico-cálcicos los hay en los que predomina un elemento y en los que predomina el otro. Los anfíboles aparecen en cristales alargados, a menudo curvados y también en masas fibrosas aciculares y asbestiformes. Los cristales son largos y las secciones transversales rombos o hexágonos. Presentan exfoliación prismática (210) los rómicos y (110) los monoclínicos. Todos con brillo vítreo y el color más frecuente es el verde.

– Anfíboles no sódico-cálcicos:

Se forman dos soluciones sólidas, la antofilita-gedrita y la cummingtonita-grunerita, dando minerales rómicos y monoclínicos respectivamente:

La antofilita-gedrita es el nombre que se aplica a la solución sólida que va desde Mg_7 a Fe_2Mg_5 , la gedrita se puede considerar una variedad de antofilita que contiene Al y algo de Na. Estos dos minerales son los únicos anfíboles rómicos, son de color verde o marrón y son minerales esenciales de metamorfismo. La antofilita es un producto de metamorfismo de rocas ricas en Mg como rocas ultrabásicas, pizarras dolomíticas y esquistos con cordierita, con la que aparece asociada.

La cummingtonita-grunerita es la solución sólida que va desde Mg_5Fe_2 hasta Fe_7 . Se llaman cummingtonitas a los términos ricos en Mg y gruneritas a los ricos en Fe. En la composición química se puede dar remplazamiento del Si de los tetraedros por Al, mas importante en los términos magnésicos que en los de hierro, y también puede haber Mn remplazando al Fe o Mg. Estos anfíboles son monoclínicos, de color verde salvo las variedades asbestiformes que son de color gris ceniza. La cummingtonita es constituyente de rocas metamórficas y aparecen asociados a hornblenda y a actenolitas en anfíboles que proceden de rocas básicas metamorizadas. Los términos magnésicos también se encuentran en rocas ígneas básicas (gabros). Los términos más ricos en Fe se encuentran en sedimentos silíceos ricos en Fe que han sufrido o bien metamorfismo de contacto o un metamorfismo regional y suelen estar asociados a granate-almandino.

– Anfíboles sódico-cálcicos:

Dentro de estos anfíboles, en los que abunda el calcio son:

Tremolita-actinolita: estos minerales forman una solución sólida completa, se llaman tremolitas a los términos ricos en Mg y actinolitas a los ricos en Fe. Este remplazamiento de Mg por Fe no es completo y así el término puro de Fe, ferroactinolita, es muy raro en la naturaleza. También estos anfíboles tienen algo de Al sustituyendo al Si, pero en pequeña proporción. Las tremolitas puras son blancas o blanco-grisáceo y las actinolitas verde oscuro. Estos dos anfíboles pueden presentarse en forma de dos variedades que se llaman jade y asbesto, el jade es una variedad criptocristalina muy compacta y muy tenaz, y el asbesto es la variedad fibrosa de tremolita y/o actinolita a veces mezclado con hornblendas. Se alteran dando lugar a cloritas,

minerales del grupo de la epidota, calcita y talco. Los dos anfíboles son minerales característicos de rocas de metamorfismo regional y rocas de metamorfismo de contacto, las primeras son los esquistos verdes de metamorfismo donde aparecen con minerales del grupo de la epidota, con cuarzo y con glaucofana. Las rocas de metamorfismo de contacto son calizas dolomíticas o mármoles metamorfizados, los denominados skarn en los que aparecen con granates cálcicos, minerales del grupo de la epidota, calcita, etc.

Hornblendas: es un nombre genérico que se da a un grupo de minerales de composición muy compleja y muy variable. En general se puede considerar su composición química derivada de la composición de la tremolita pero con numerosas sustituciones: el Ca por Na, K y el Mg por Fe, Mn. Lo importante es la cantidad de Al que tienen en los tetraedros. Las más frecuentes son la hornblenda común que es verde, la ferrohornblenda que es marrón y la oxihornblenda (hornblenda basáltica) que es marrón rojiza. Existen variedades similares a las del grupo anterior, jade (compacta microcristalina) y esbesto (fibrosa). Su alteración conduce también a biotitas, cloritas, minerales del grupo de la epidota y calcita. Son los anfíboles mas abundantes e importantes, especialmente comunes en rocas metamórficas de grado medio (esquistos verdes o anfibólicos) en los que la hornblenda es verde. También se encuentran en rocas ígneas tanto plutónicas como volcánicas, en estas rocas son marrones, ferrohornblenda. La oxihornblenda esta en rocas volcánicas básicas y en rocas ultrabásicas.

En los anfíboles sódicos (alcalinos) tenemos:

Riebeckita–glaucofana: estos dos minerales forman solución sólida, los términos intermedios se llaman croisitas. Estos anfíboles son monoclinicos, con cristales alargados según el eje C, acimutales o asbestiformes, con exfoliación prismática perfecta, ángulos de 60° en las dos direcciones de exfoliación. La riebeckita es azul y la glaucofana azul–lavanda o gris–azulada. La riebeckita se encuentra en granitos y sienita, y en las correspondientes pegmatitas relacionadas con esta roca, también se encuentran en esquistos de metamorfismo regional de muy bajo grado. La glaucofana siempre está en rocas metamórficas, en un metamorfismo de baja temperatura y alta presión, y esta asociada a la jadeita (piroxeno de alta presión) y aragonito (CaCO_3 de alta presión).

TEMA 11: FILOSILICATOS

11.1– Características generales.

Los minerales que se incluyen en esta subclase tienen gran importancia desde el punto de vista geológico porque son muy abundantes en las rocas y muchos son productos de alteración. Se forman a temperatura mayor que los piroxenos y anfíboles, y con frecuencia corresponden a alteraciones hidrotermales de minerales más tempranos. La palabra filosilicato deriva de la raíz filo que significa hoja, por eso todos estos minerales tienen cuatro características comunes que son: habito hojoso, exfoliación basal perfecta, son blandos y de peso específico bajo, y las laminas de exfoliación pueden ser flexibles e incluso elásticas. Todas estas características se explican teniendo en cuenta el rasgo estructural básico y característico de estos minerales que corresponde a tetraedros enlazados compartiendo 3 oxígenos, formando capas de extensión indefinida. La relación Si:O es 2:5 y cada hoja, si no esta distorsionada, tiene simetría hexagonal. La mayoría de los filosilicatos llevan OH que se encuentran en los centros de los anillos hexagonales, a la misma altura que los oxígenos apicales, es decir, los que no están compartidos. Cuando los iones externos a estas capas enlazan las capas, estos aparecen coordinados con dos oxígenos y un OH, además el tamaño del triangulo que forman dos oxígenos y un OH es prácticamente igual que la cara de un octaedro, por lo tanto es posible unir una capa tetraédrica con una lamina de octaedros regulares donde cada octaedro está apoyado sobre las caras triangulares. Los cationes de la capa octaédrica pueden ser de dos tipos: divalentes (Mg^{2+} , Fe^{2+}) o trivalentes (Al^{3+}), en el primer caso las capas tienen la estructura de la brucita [$\text{Mg}(\text{OH})_2$] y en el segundo tienen la estructura de la gibbsita [$\text{Al}(\text{OH})_3$]. La estructura de la brucita consta de Mg^{2+} coordinado octaédricamente con OH, con los octaedros compartiendo las aristas. La estructura de la gibbsita es idéntica a la brucita excepto que un tercio de los cationes coordinados está vacante. Cuando hay Mg–Fe, como están ocupadas todas las posiciones, cada grupo OH está rodeado de tres cationes y la capa se llama trioctaédrica, pero cuando

los cationes son trivalentes, Al, cada grupo OH está rodeado de dos cationes porque hay un octaedro vacante, y por eso la capa se llama dioctaédrica.

La clasificación de los filosilicatos se hace en base a la geometría de las capas octaédricas: hay filosilicatos trioctaédricos y filosilicatos dioctaédricos. La geometría de una hoja de tetraedros y una de octaedros son compatibles de tal forma que se puede enlazar una con otra, y así los filosilicatos mas sencillos tienen una capa de cada tipo y se llaman filosilicatos tipo 1:1 o t-o. Cuando se conectan dos hojas tetraédricas a ambos lados de la capa octaédrica, se llaman 2:1 o t-o-t, tanto en este caso como en el anterior, las capas bilaminares y trilaminares son eléctricamente neutras y aparecen unidas entre si por enlaces débiles de Van der Waals.

Hay filosilicatos que llevan Al sustituyendo al silicio en las hojas tetraédricas. Como el Al es trivalente y el silicio tetravalente esta situación hace aparecer una carga eléctrica libre en la superficie de la capa trilaminar t-o-t por lo que se produce la entrada de un catión, generalmente K, esto es lo que se produce en la estructura de las micas, es una estructura mas compacta y por eso la dureza de estos minerales crece y el aspecto resbaladizo disminuye. Hay otros filosilicatos cuya estructura consiste en capas trilaminares de talco interestratificadas con capas simples octaédricas de brucita, los minerales con esta estructura son las cloritas. Por ultimo, hay otros filosilicatos que tienen también estructura de talco, t-o-t, o bien de pirofilita, t-o-t con Al, pero que llevan moléculas de H₂O entre las capas trilaminares.

En la deducción de las diferentes estructuras de los filosilicatos se ha tomado en consideración que existe un buen ajuste geométrico entre las capas tetraédricas y octaédricas, sin embargo, visto en detalle esto no es así, es una simplificación. Las capas están distorsionadas, la capa octaédrica esta desplazada respecto a la tetraédrica, lo que se traduce en que la simetría de estos minerales no es hexagonal sino que es mas baja. Debido a la simetría hexagonal que presenta el grupo OH en las laminas tetraédricas existen tres direcciones alternativas según las cuales pueden superponerse estas laminas, lo que da lugar a la aparición de los politipos de las micas. Los politipos son sustancias que aparecen con varias modificaciones estructurales diferentes, cada una de las cuales puede considerarse como un edificio de capas superpuestas, de casi la misma estructura, de la misma composición química y solo se diferencian en la secuencia de superposición. Los politipos se nombran con un número y una letra, el número indica la multiplicidad de la unidad estructural y la letra el sistema cristalino. Si el apilamiento de las hojas tetraédricas es en la misma dirección se obtiene un politipo 1m, si es el apilamiento en dos direcciones que forman 120° se obtiene un politipo 2m cuya celda unidad es doble a la anterior; y si el apilamiento es en 3 direcciones se obtiene un politipo 3t y la celda unidad es triple.

11.2– Principales grupos.

Tipo 1:1

–Grupo de la serpentina:

Es un filosilicato de Mg que se representa en la naturaleza bajo dos hábitos distintos: *antigorita* (laminar) y *crisotilo* (fibroso). En la composición química puede haber algo de Fe sustituyendo al Mg. Tiene una estructura t-o, el color mas frecuente es el verde y tienen distintas variedades; la serpentina común, que es compacta masiva, impura y de variada coloración; la serpentina noble de color verde manzana o amarilla y translúcida, el aspecto son fibras de serpentina de mejor calidad que los anfíboles; la piroclita que son fibras gruesas de serpentina, es un mineral muy blando y de baja densidad. La serpentina es un mineral muy frecuente, que se forma generalmente por alteración de silicatos de Mg, principalmente olivino, piroxenos y anfíboles. También aparece en rocas metamórficas formando grandes masas o capas a veces con transformación de dolomita afectada por aguas cargadas de sílice a alta temperatura.

– Grupo de la caolinita:

Los minerales de este grupo se incluyen dentro de los minerales de la arcilla. La arcilla es un término petrográfico que hace referencia a materiales de grano muy fino, terrosos que se hacen moldeables y plásticos al mezclarlos con agua. El tamaño de grano de los minerales de la arcilla es inferior a 2 micras y la mayoría de estos minerales corresponde a productos de meteorización o bien a productos de actividad hidrotermal. Debido a su tamaño de grano no se pueden estudiar por los medios normales y se tienen que estudiar al microscopio electrónico o bien utilizando otras técnicas como rayos X, análisis térmicos, etc. Los minerales de la arcilla se clasifican en 4 grupos teniendo en cuenta el espesor de sus capas:

- 1º grupo de las kanditas (caolinita) la potencia de las capas es de 7A.
- 2º grupo de las illitas, se aplica a los términos
- 3º grupo de las esmectitas: espesor de 15A.
- 4º grupo de las vermiculitas: 14,5A.

Caolinita: es el filosilicato de Al. Se llama así a la mezcla de 3 polimorfos (caolinita, dickita y nacrita) que se diferencian solo en el número de capas bilaminares $t-o$, con 1,2 y 3 respectivamente, y en la temperatura de deshidratación. Los tres minerales son prácticamente iguales a excepción de la nacrita que es algo más cristalina. Generalmente aparecen en agregados terrosos, compactos o sueltos formados por pequeñísimos cristales pseudohexagonales de color blanco y sin brillo. Cuando están secos manchan los dedos. También se le da el nombre de caolín a la mezcla de los tres polimorfos, y estos minerales son constituyentes de la arcilla que se originan por alteración meteórica o hidrotermal de feldespatos y feldespatoides presentes en tocas ígneas y metamórficas. Al ser uno de los productos más comunes de la descomposición de las rocas es un constituyente importante de las rocas sedimentarias.

Tipo 2:1

– Grupo del talco y la pirofilita:

Talco: es el filosilicato de Mg con estructura trilaminar $t-o-t$ o 2:1. En su composición química suele llevar algo de Fe²⁺ sustituyendo al Mg. Cuando este mineral se deshidrata, pierde el H₂O a 780°, se transforma en el piroxeno enstatita y en cuarzo. Es monoclinico, pero los cristales son raros, generalmente son agregados microcristalinos compactos, a veces fibrosos y laminares. Es muy blando y mancha la ropa. El color del talco es muy variable desde blanco a gris, a veces verdoso, rosado. Es un mineral de las rocas metamórficas, se origina durante el metamorfismo de bajo a medio grado de rocas ricas en Mg (esquistos con dolomita y magnesita). También el talco es un producto hidrotermal originado por alteración de ortopiroxenos y de serpentinas.

Pirofilita: es el silicato de Al con estructura trilaminar, también es monoclinico. Aparece en agregados granulares microcristalinos o a veces en cristales tabulares muy finos. Es de color blanco, con brillo nacarado y suave al tacto, pero es un mineral menos frecuente que el talco, solo se encuentra en rocas metamórficas ricas en Al junto a los nesosilicatos aluminicos (andalucita, silimanita y cianita), también aparece en filones hidrotermales con sulfuros y con minerales de wolframio.

– Grupo de las esmectitas y vermiculitas:

Esta formado por filosilicatos trilaminares dioctaédricos, es decir con Al las esmectitas cuyo principal mineral es la *montmorillonita*, y trioctaédricos, es decir con Fe–Mg las *vermiculitas*. La composición química de la montmorillonita es como la de la pirofilita con sustituciones de Al³⁺ por Mg²⁺, como tienen distinta carga entran Na y Ca absorbidas entre las capas trilaminares y además un número variable de moléculas de agua. La composición de las vermiculitas es como la del talco con moléculas de agua que ocupan un espacio definido equivalente al espesor de dos moléculas de agua. Siempre son masas terrosas que manchan los dedos, pero la vermiculita puede aparecer en granos. La montmorillonita es gris y la vermiculita es verde, además se diferencian porque en la primera la estructura es expansiva (puede variar el número de moléculas de H₂O)

mientras que en la vermiculita siempre entre las capas hay dos moléculas de agua. La montmorillonita se origina fundamentalmente en medios alcalinos en los que tiene lugar la alteración de rocas básicas y el drenaje es poco importante, normalmente aparece mezclada con otros minerales de la arcilla y también son productos frecuentes de alteración o bien de biotita o de flogopita.

– Grupo de las micas:

Constituye el grupo más importante dentro de los filosilicatos, tienen una estructura relacionada con la del talco y la pirofilita: capas trilaminares formadas por una lámina octaédrica entre dos tetraédricas. En las capas tetraédricas hay sustitución de Si^{4+} por Al^{3+} que crea una carga libre en la superficie de la capa trilaminar compensada por la entrada de un catión ($\text{t}-\text{o}-\text{t}-\text{X}-\text{t}-\text{o}-\text{t}$). La composición química se puede resumir en $\text{X}_2\text{Y}_4-6(\text{Z}_8\text{O}_{20})(\text{OH}, \text{F})_4$ siendo X iones de coordinación 12, los iones Y tienen coordinación octaédrica y los Z coordinación tetraédrica. La clasificación de las micas se puede hacer teniendo en cuenta el catión Y o el catión X. Si nos fijamos en el catión Y diferenciamos 2 series: dioctaédrica, donde el Y es Al, y trioctaédrica, donde Y es Mg–Fe, la primera serie se llama de micas claras o de la moscovita y la segunda de micas oscuras o de la biotita. Si nos fijamos en el catión X, cuando la X es K, Na se llaman micas comunes y cuando la X es Ca se llaman micas frágiles o quebradizas.

- Serie dioctaédrica o serie de la moscovita:

Moscovita: es la mica dioctaédrica mas importante, da nombre a la serie pero suele llevar sustituciones en el K y también en el Al. las sustituciones del Al dan lugar a distintas variedades: alurgita es la moscovita que lleva Mg, de color rosa malva; fuschita y mariposita son dos moscovitas de Cr, de color entre amarillo y verde; roscoelita es la moscovita de vanadio y es verde oscuro. Todas las micas son monoclinicas, la moscovita se presenta en cristales laminares a veces con formas pseudohexagonales, incolora o amarillenta, con brillo nacarado. Tiene exfoliación basal perfecta y las hojas son flexibles y elásticas. Es muy frecuente que lleve inclusiones de otros minerales como circones, rutilos, turmalinas, apatitos, etc. La sericita es el nombre que se le da a las placas finas o microcristales de moscovita y generalmente derivan de la alteración hidrotermal de feldespatos, lo que explica que sea un componente importante en los bordes de los filones de cuarzo. La moscovita es un mineral característico de rocas ácidas, granitos de dos micas y leucogranitos donde puede ser o bien de cristalización primaria o se puede haber formado a expensas de biotita por pérdida de Fe. También hay moscovita en rocas metamórficas, la variedad sericita es característica de un débil grado de metamorfismo, es decir de la facies esquistos verdes, y la moscovita propiamente dicha de micaesquistos y gnéises de dos micas. También la hay en rocas sedimentarias porque es un mineral muy resistente. Es característica de filones de estaño y wolframio, y donde alcanza mayor tamaño es en pegmatitas.

Paragonita: es una mica sódica parecida a la sericita, el remplazamiento de K por Na es muy limitado y no existe solución sólida completa entre moscovita y paragonita. Son laminillas, pero este mineral es raro. La paragonita es menos frecuente que la moscovita, y aparece solo en esquistos muy sódicos con cianita y estaurolita.

Glauconita: es una mica dioctaédrica de la serie de la moscovita pero con Na y Ca sustituyendo parcialmente al K que lleva consigo un remplazamiento parcial de Al por Fe–Mg. Son granos de color verde que aparecen en sedimentos marinos, en areniscas o margas.

Margarita: es la mica dioctaédrica de Ca que aparece en masas laminares o escamas de color blanco, es muy frágil, muy quebradiza. Es siempre producto de metamorfismo regional y aparece en los esquistos verdes asociada a moscovita y a clorita.

Lepidolita: este término se aplica a las micas de composición intermedia entre las de tipo dioctaédrico y las trioctaédricas. Las formas son las mismas que las de la moscovita pero en general los cristales son más pequeños y de color lila. Es poco frecuente y siempre está en pegmatitas, asociada a otros minerales de litio.

Normalmente están relacionadas con filones de wolframio y estaño.

- Serie trioctaédrica o serie de la biotita:

Existe una solución sólida que va desde la flogopita (K–Mg) hasta la siderofilita (K, Fe, Al) los términos intermedios son biotitas y flogopitas. La flogopita no lleva Al en las posiciones octaédricas.

Flogopita: aparece en forma de tablas gruesas o láminas con contornos hexagonales de color pardo rojizo, más clara que la biotita. Es un producto de metamorfismo de contacto, de granito por un lado y de rocas de manganeso de origen sedimentario por otro lado. En las rocas metamórficas aparece asociada a la fosterita y a la espinela. También aparece flogopita en algunas rocas ultrabásicas como producto de retrometamorfismo de piroxenos. Es muy abundante en algunas pegmatitas pero que se han formado por un metamorfismo de granitos encajados en rocas metamórficas ricas en piroxenos.

Biotita: es la mica oscura mas abundante, muy rica en hierro, las hay muy ricas en titanio. Los cristales son láminas gruesas de color muy oscuro prácticamente negro con abundantes inclusiones de circonios, rutilos. A diferencia de otras micas, la biotita es un mineral que se altera fácilmente, puede sufrir dos tipos de alteración: hidrotermal, evolucionando hacia clorita o hacia moscovita, o supergénica que conduce a la formación de vermiculita. La biotita es la mica más común, se encuentra en rocas muy diferentes: en rocas ígneas, sobre todo en granitos, también en rocas volcánicas, aquí la biotita es muy rica en Fe y en Ti y es de color rojizo y se conoce con el nombre de rubelana. Aunque también aparece en rocas metamórficas en un amplio intervalo de condiciones de presión y temperatura, tanto en rocas de metamorfismo regional como en rocas de metamorfismo de contacto.

Zinwaldita: es la mica oscura de litio, es una mica gris del tipo de la lepidolita, en hojas o láminas, con brillo nacarado y siempre esta relacionada con mineralizaciones de estaño.

Clintonita: es la mica de Ca de la serie de la biotita. Es muy parecida a la flogopita. Tiene color amarillo, se presenta en láminas que se encuentran en esquistos con talco y cloritas o en rocas carbonatadas metasomatizadas, donde aparece con grosularia, vesubiana, piroxeno y flogopita.

– Grupo de las cloritas:

El nombre de clorita es un nombre genérico que incluye minerales con propiedades muy similares pero que según la composición tienen un nombre propio, por ejemplo se llama *clinocloro* a la clorita rica en Mg y *chamosita* a la rica en Fe. La estructura consiste en capas formadas por talco y brucita por eso la composición es como poner sus formulas una detrás de la otra, pero con muchas sustituciones: Fe por Mg, y Al por Si. Son monoclinicas y aparecen en cristales tabulares o laminares con contornos hexagonales, masas exfoliables o escamas. Tienen exfoliación basal perfecta y son flexibles pero no elásticas. El color mas frecuente es el verde. Es un mineral común en rocas metamórficas de bajo a moderado grado de metamorfismo, estas rocas son esquistos con cuarzo, albita, clorita, sericita y granate. Muchas cloritas que aparecen en las rocas son producto de alteración de otros silicatos de Mg–Fe tales como piroxenos, anfíboles y biotitas. El color verde de la mayoría de las rocas se debe a la presencia de este mineral.

– Interestratificados:

Estos minerales se incluyen dentro de los minerales de la arcilla, en la arcilla hay dos grupos: unos que se llaman monofilas, que están constituidos por una sucesión de un solo tipo de hoja (caolinita, vermiculita), y el otro tipo son las polifilas, constituidos por el apilamiento de hojas de diferentes tipos. A las polifilas se las llama minerales interestratificados, se descubrieron al estudiar los minerales por rayos X. se comprobó que esto era un mineral formado por la interestratificación de dos láminas diferentes: una lámina tipo biotita y otra tipo vermiculita. Estas dos láminas alternan regularmente y dan lugar a una nueva celda unidad cuyo espesor

es igual a la suma de los espesores de las dos láminas que lo forman. Se clasifican según el tipo de interestratificación en tres grupos: los que tienen interestratificación regular, los que tienen interestratificación al azar y los que tienen interestratificación con segregación de cristales de una misma especie en zonas homogéneas. El primer tipo es un apilamiento de laminas de dos o mas tipos diferentes con un periodo de repetición fijo que puede ser del 50% (ABAB), la estratificación regular o al azar es la que se produce por apilamiento desordenado, es decir, no existe periodicidad a lo largo del eje C. y la segregación por zonas es cuando hay mas de 3 laminas de un mismo tipo, entonces cada grupo de 3 laminas es lo que se llama zona.

– Grupo de la sepiolita–paligorskita:

Son filosilicatos de Mg y Al. Hay una solución sólida completa entre la *sepiolita*, que es el polo magnésico, y la *paramontmorillonita*, que es el término intermedio. Estos minerales tienen moléculas de H₂O que se sitúan entre las capas trilaminares t–o–t. Se incluyen dentro de los minerales de la arcilla y siempre se encuentran, o bien en yacimientos sedimentarios, o bien en yacimientos de alteración, los primeros corresponden a cuencas lacustres y los segundos son minerales de alteración en yacimientos hidrotermales (serpentinatas o minerales de Al como moscovita).

– Prehnita:

Es un filosilicato de Ca y Al que puede llevar algo de Fe sustituyendo al Al, la estructura es de capas de tetraedros de Si y Al paralelas al plano 001 entre las que se sitúa el Ca en coordinación 7. La mayoría de las veces son masas con granos redondeados, a veces cristales tabulares de color verde manzana. Este mineral se presenta en grietas de rocas básicas ricas en calcio. También es un producto hidrotermal de alteración de plagioclasas y también es un producto de metamorfismo en los skarn.

TEMA 12: TECTOSILICATOS

12.1– Características generales.

Esta subclase comprende minerales muy importantes por su abundancia. Estructuralmente se caracterizan porque los tetraedros SiO₄ se unen entre si en el espacio compartiendo los cuatro oxígenos dando lugar a un armazón tridimensional en el que la relación Si:O es 1:2. Los minerales mas sencillos son los del grupo de la sílice que, aunque es un óxido en su composición química, se incluye en los tectosilicatos y no en los óxidos por su tipo de estructura. Todos los demás tectosilicatos llevan Al³⁺ remplazando al Si⁴⁺ en los tetraedros, es decir, todos son aluminosilicatos con las relación Si:Al o bien 1:1 o bien 3:1 dando radicales (Al₂Si₂O₈)^{2–} y (AlSi₃O₈)[–]. Los cationes que neutralizan estos radicales aniónicos son Na, K, Ca y Ba, son siempre cationes grandes con un radio iónico de 1A, o algo mayor, y con un numero de coordinación igual o superior a 8. En líneas generales, todos los tectosilicatos son aluminosilicatos de Na, K, Ca y Ba. También en la composición de los tectos pueden entrar aniones adicionales, las más frecuentes son F[–], Cl[–], OH[–], CO₃^{2–}, SO₄^{2–} y también pueden entrar moléculas de H₂O. Por lo tanto los minerales de esta subclase son muy homogéneos, son de colores claros siempre que estén libres de inclusiones porque en ellos no entran iones cromóforos como el Fe o Mg. Son minerales de densidades bajas y dureza de 4 a 6.

12.2– Principales grupos.

– Grupo de la sílice:

En este grupo se incluyen todos los minerales con una estructura de tetraedros SiO₄, pero existen nueve formas diferentes en las cuales los tetraedros comparten todos los oxígenos construyendo una red tridimensional eléctricamente neutra. Estas nueve formas se conocen con el nombre de los polimorfos conocidos de la sílice: cuarzo y , tridimita y , cristobalita y , estisovita, coesita y keatita. Además de estas nueve formas polimórficas existen otras dos sustituciones relacionadas con ellas: lechatelierita, que es un

vidrio silíceo de composición variable, y ópalo que es la forma de sílice hidratada amorfa.

El cuarzo es el más abundante y aparece en todas las rocas. La tridimita y la cristobalita son frecuentes en rocas volcánicas. Las otras tres son productos que se sintetizan en el laboratorio. Las tres formas más frecuentes (cuarzo, tridimita y cristobalita) presentan dos modificaciones cada una: una de alta temperatura que se llama β y otra de baja temperatura que se llama α . La transformación entre dos modificaciones de cada especie es un fenómeno totalmente distinto al paso de una especie a otra y así los tres minerales están constituidos por tetraedros SiO_4 enlazados de formas diferentes lo que explica la distinta simetría. Para que se produzca una transformación por ejemplo de cuarzo a tridimita los enlaces se tienen que romper y reconstruirse otro edificio estructural, por el contrario el cambio entre dos modificaciones β y α se produce sin romper los enlaces de los tetraedros, solo se altera la simetría siendo de simetría más elevada las modificaciones de alta temperatura y de menor simetría la de baja temperatura. Por lo tanto, la transformación entre dos modificaciones térmicas se produce con gran rapidez a la temperatura de tránsito y el fenómeno es reversible mientras que los cambios entre los polimorfos son extraordinariamente lentos y son irreversibles, esto lo prueba la existencia de tridimita y cristobalita a temperatura ambiente

Cuarzo: presenta dos modificaciones, la de alta temperatura que es hexagonal y la de baja con ejes ternarios. En su estructura los tetraedros están dispuestos en ejes helicoidales senarios o ternarios orientados en la dirección de eje C, pero estos ejes senarios pueden tener sentidos de rotación derechos o izquierdos y se llaman cuarzos derechos o izquierdos según sea el sentido del giro. La característica de estos cuarzos es que cuando un haz plano de luz polarizada atraviesa una placa de un cristal de cuarzo en la dirección del eje C, el plano de polarización de la luz gira hacia la derecha o hacia la izquierda durante su paso por el cristal y se llaman sustancias dextrógiras o levógiras. La composición química del cuarzo es muy constante pero suele tener inclusiones, inclusiones sólidas de rutilos, circones, etc. y también inclusiones líquido-gaseosas que aparecen como burbujas y pueden ser bifásicas (líquido y gas) o trifásicas (líquido, gas y sólido). El cuarzo es muy abundante, la forma más típica son prismas hexagonales con terminación en dos romboedros que se distinguen porque las caras contiguas no son iguales, son iguales las alternas, a veces parecen bipirámides con estrías horizontales en las caras prismáticas y también son frecuentes en las terminaciones caras de bipirámides y caras de trapezoedros. Son muy frecuentes las maclas, hay de dos tipos: de penetración (no diferenciables) y de contacto. Las maclas de penetración, las más frecuentes, son la del delphinado y la del brasil, son maclas de transformación, son características de muchas sustancias polimórficas y se producen como consecuencia de la transformación que tiene lugar entre el momento en el que el cristal se forma (fase β) y el momento en que se observa (fase α). En los procesos de transformación polimórfica, como la fase de alta temperatura tiene mayor simetría, la fase de baja temperatura suele derivar de la estructura por desaparición de ciertos elementos de simetría, uno de estos elementos (eje o plano) puede convertirse en un elemento de simetría de una macla formada por cristales de baja temperatura. Esto es lo que ocurre cuando el cuarzo β se enfría por debajo de 573°C y se transforma en cuarzo α , el primero es hexagonal y el segundo es tetragonal, pues bien, la macla del delphinado está formada por una combinación de dos cristales que tienen igual sentido rotatorio y que están relacionados por el eje (0001), que es el eje de macla. Como los dos cristales tienen la misma orientación la macla es irreconocible al microscopio en nícoles cruzados. Sin embargo otra macla de transformación es la del brasil que está formada por dos cristales trigonales con distinta orientación, uno derecha y otro izquierda, relacionados por un plano de simetría, que es el plano de macla (112-0), por lo tanto es visible en nícoles cruzados. También hay maclas de contacto, la más frecuente es la del Japón, formada por la asociación de dos cristales de cuarzo con sus ejes C en ángulo recto.

Las variedades de cuarzo se clasifican según el tamaño de los cristales:

– Macrocristalinas:

Fibrosas: *crystal de roca* es cuarzo puro incoloro, transparente y bien cristalizado; *cuarzo ahumado* es de color gris o negro conservando la transparencia (el color parece ser debido a la presencia de sustancias radioactivas); *jacintos de Compostela* son cristales de cuarzo pequeños de color rojo, llevan Fe^{3+} ; *amatista* es

cuarzo de color malva, también lleva Fe; *amarillo o citrino* de color amarillo, muchas veces son amatistas decoloradas.

Granulares: *lechoso* blanco más o menos translucido; *rosa* debido a trazas de Ti o Mg.

– Microcristalinas:

Fibrosas: el nombre genérico que se las da a estas variedades es calcedonia que recibe distintos nombres según la textura, estructura o coloración: *ágata* cuando son bandas concéntricas de distinta coloración; *ónice* cuando son bandas planas con distinto color; *ágata musgosa* a la calcedonia blanca que tiene inclusiones de agregados dendríticos de óxidos de Fe o Mg; *cornalina* y *sarda* a la calcedonia roja; *crisoprasa* a la calcedonia verde manzana, lleva níquel.

Granulares: son las más impuras y se llaman *sílex* o *jaspe*, tienen distintas coloraciones.

Aparece cuarzo en todas las rocas; plutónicas, metamórficas y sedimentarias. Es muy abundante en los filones hidrotermales donde tenemos prácticamente cuarzo y otros minerales.

Tridinita y cristobalita: tienen el mismo aspecto que el cuarzo, no se identifican en medios microscópicos y siempre aparece en cavidades de rocas volcánicas.

Ópalo: la forma de sílice hidratada prácticamente amorfa, solo al microscopio electrónico muestra un apilamiento compacto, mas o menos regular de bolas de sílice cementadas entre si pero dejando grandes cavidades donde se alojan moléculas de H₂O. La proporción de H₂O es variable, los que se llaman ópalos nobles tienen entre un 6 y un 10% de agua y los ópalos a secas hasta con un 20%. Las formas del ópalo son las mismas que las variedades microcristalinas granulares del cuarzo pero mas blando y menor peso especifico. Los colores igual, blancos, grises, marrones, etc. Siempre se deposita a baja temperatura a partir de H₂O que contiene sílice por eso puede aparecer en grietas o cavidades de cualquier roca.

– **Grupo de los feldespatos:**

Los minerales de este grupo son los más abundantes en la corteza terrestre, todos son aluminosilicatos de Na, K, Ca y Ba. Su nomenclatura es muy compleja porque varía con la temperatura de cristalización, pero teniendo en cuenta la composición química la mayoría de los feldespatos están comprendidos entre KAlSi_3O_8 – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ los términos medios entre el KAl y NaAl son los feldespatos alcalinos y los de Na a Ca son plagioclasas, entre K y Ca no hay miscibilidad con lo que no tenemos términos medios. Los nombres de las especies puras son: el termino puro de Ca se llama *anortita*, es triclínica y se utiliza este nombre para describir los estados estructurales a distintas temperaturas; el termino puro de K recibe los nombres de *sanidina*, *ortoclasa* y *microclina*, la sanidina es de alta temperatura y monoclinica, la ortoclasa es de temperatura media, monoclinica, y la microclina de temperatura mas baja, triclínica; el termino puro de Na se llama *albita*, asignándole albita alta, intermedia o baja según la temperatura, las dos primeras monoclinicas, la de baja temperatura triclínica.

Entre los feldespatos alcalinos hay cuatro series:

1º– Sanidina de alta Tª ! albita de alta Tª: es una solución sólida completa entre estos compuestos, en ella existen cambios de simetría de triclínica a monoclinica, los términos triclínicos se llaman anortoclasa y van desde albita 63% hasta albita 100%, los términos monoclinicos se llaman sanidina y van desde albita 63% hasta albita 0%.

2º– Sanidina de baja Tª ! albita de baja Tª: es una solución sólida limitada prácticamente a los términos extremos y los que tienen composición intermedia consisten en 2 fases separadas, una rica en K y otra rica en

Na.

3º– Ortoclasa ! albita de baja T^a.

4º– Microclina ! albita de baja T^a.

Las series 3ª y 4ª son soluciones sólidas muy limitadas y se producen como en los casos anteriores separación de una fase rica en Na y otra rica en K que da lugar a pertitas o texturas pertíticas. La mayoría de las pertitas son intercrecimientos de feldespatos ricos en Na dentro de un feldespato rico en K.

Las plagioclasas se clasifican según el porcentaje molecular de anortita: se llama *albita* desde 0 a 10%, *oligoclasa* de un 10% a 30%, *andesina* de un 30% a 50%, *labradorita* de 50 a 70%, *bitownita* de 70% a 90% y *anortita* de 90 a 100%.

Tanto los feldespatos alcalinos como las plagioclasas se alteran fácilmente por procesos de erosión o hidrotermal. Los feldespatos alcalinos se alteran dando lugar a caolinita y sericita, mientras que las plagioclasas a zoisita.

Feldespatos alcalinos: aparecen bien cristalizados pero esto no es lo que lo diferencia porque normalmente son masas o cristales con contornos poco diferenciados asociados a colores blanco o blanco grisáceo, normalmente lechosos o translucidos lo que ayuda a diferenciarlos del cuarzo. Presenta planos de exfoliación ortogonales. También son muy frecuentes las maclas, se clasifican en tres grupos:

- Maclas normales: simétricas con relación al plano de asociación. El eje de macla es perpendicular al plano. Ej. albita.
- Maclas paralelas: por rotación alrededor de un eje de macla y este es paralelo al plano de asociación. Ej. Carlsbad.
- Maclas complejas: asociación de maclas anteriores. Ej. microclina.

Aparecen en rocas ígneas y metamórficas, de ellos la ortoclasa y la microclina están en rocas que han cristalizado a temperatura moderada y baja mientras la sanidina en rocas a elevada temperatura. Y así la microclina es un componente principal de granito y sienita, que se enfriaron lentamente a profundidad considerable, además la microclina es el feldespato más común que aparece en pegmatitas. También aparecen en gnéises y conglomerados. La ortoclasa, de moderada profundidad, es un componente importante de rocas como granito y granodioritas. La sanidina suele aparecer en microcristales de rocas volcánicas.

Plagioclasas: suelen aparecer en cristales tabulares, planos, a veces la anortita en cristales alargados prismáticos. Son muy frecuentes las maclas, casi siempre están macladas según la ley de la albita, que es una macla polisintética (plano de macla 010, 001). También frecuente la macla de Carlsbad, Braveno y Manebach. El color de las plagioclasas es igual al de los feldespatos alcalinos. Aparece en yacimientos como minerales que forman las rocas siendo incluso más abundantes que los feldespatos alcalinos se encuentran en todo tipo de rocas.

llevan H₂O entre las capas