

DEPÓSITOS DE SEGREGACIÓN MAGMÁTICA ASOCIADOS A ROCAS MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS.

Las menas de sulfuros magmáticos se cree son el resultado de la inmiscibilidad de un líquido compuesto por sulfuro óxido formándose dentro de un magma silicatado y luego concentrado en un sitio particular. Ciertos elementos preferencialmente los del grupo VIII metales de transición, Fe, Co, Ni, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir y Os, junto con Cu y Au se concentran en este líquido inmiscible. Un gran número de factores puede influenciar la concentración de éste líquido, pero el dominante es el asentamiento gravitacional ya que el líquido tiene una densidad >4 comparado con la densidad <3 del magma silicatado. (Naldrett 1989). El asentamiento gravitatorio es el proceso mas importante y se da por el asentamiento de los primeros cristales formados en el fondo de la cámara magmática. Las rocas que se forman de ésta manera se denominan cumulos y se caracterizan a menudo por presentar una estratificación rítmica. En estos depósitos minerales las capas alternantes son a menudo de magnetita y/o cromita entre capas de silicatos.

Inmiscibilidad de líquidos. El ejemplo típico es el de agua y aceite, En los depósitos minerales se tienen magmas sulfurosos y silicatados; a medida que un magma se enfría los sulfuros se unen como gotas y debido a su alta densidad se asientan. Los sulfuros más comunes son los sulfuros de hierro, pero también se tiene níquel, cobre y platino. Ej. Sudbury, Canadá.

El modelo de las bolas de billar y el mercurio es usado a menudo para explicar la textura en las menas de líquidos inmiscibles. Figura 19.

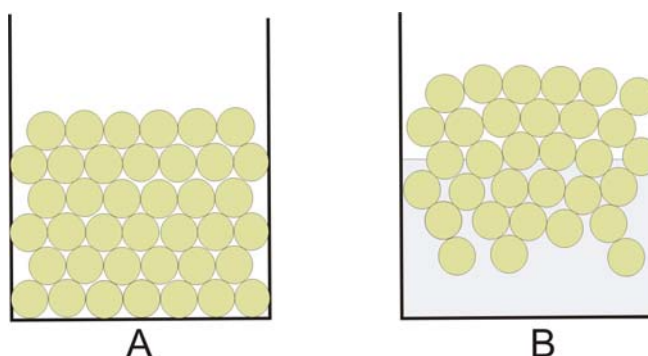


Figura 19. Modelo de las bolas de billar que ilustra la formación de los depósitos de Fe-Cu-Ni por inmiscibilidad de líquidos.

La mayoría de los sulfuros magmáticos de mena contienen 5 constituyentes principales, Fe, S, O, Ni, y Cu:

Pirrotina	Fe_{1-x}S
Pirita	FeS_2
Pentlandita	$(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$
Milerita	NiS
Niquelina	NiAs
Calcopirita	CuFeS_2
Cobaltita	$(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$

Los depósitos ortomagmáticos de cromo, platino, titanio y hierro se encuentran casi exclusivamente asociados con rocas ígneas plutónicas básicas y ultrabásicas, algo de platino se encuentra en depósitos de níquel y cobre asociado con komatiitas.

El rango de estas rocas ígneas va desde los más extensos sistemas petrológicos del mundo, como el complejo ígneo de Bushveld (norita, piroxenitas) hasta cuerpos de dimensiones moderadas como son las carbonatitas (intrusión magmática carbonatada asociadas con rocas ígneas alcalinas (ijolitas)). En ellos las rocas ígneas de caja y los depósitos minerales metálicos asociados son parte integral del sistema, razón por la cual las texturas de los minerales son esencialmente las mismas que las rocas y los procesos de formación de los depósitos requieren de explicaciones similares a las que se den para las rocas. Los minerales metálicos son cromita, ilmenita, níquel, elementos del grupo del platino, magnetita, sulfuros de cobre y oro.

DEPÓSITOS DE CROMO, NÍQUEL Y PLATINOIDES.

Estos yacimientos están asociados característicamente con rocas ígneas con un alto contenido de minerales máficos y ultramáficos, de esta forma se pueden considerar entonces dos grupos de yacimientos.

El primer grupo es rico en cromita acompañado por níquel en silicatos y a veces por metales y minerales del grupo del platino. El segundo corresponde a las menas de sulfuro de hierro, níquel, cobre con contenidos notorios de platinoides pero sin cromita económica.

Los depósitos del primer grupo se dividen en dos categorías:

Complejos ígneos Estratificados: De ambiente estable asociado a puntos calientes del manto, edad paleozoica inferior a precámbrica. Son en forma de sartén o cono cerrado de composición peridotítica, presenta estratificación perfecta y continua con bandeamiento por procesos de diferenciación magmática in situ y algunas capas por intrusión concordante tardía.

Intrusiones ultramáficas del tipo alpino: se dan en centros de expansión, zonas de fallas; de edad paleozoica o más jóvenes. En formas de intrusiones pequeñas de manera lenticular alargada en fajas por lo que han sido llamados depósitos **PODIFORMES**, de composición ultramáfica cuyo contenido de MgO es muy alto y de Al_2O_3 es muy bajo, presenta alteraciones de alto grado de serpentinización; aparece en fajas asociadas a zonas de fallas regionales y relacionados con direcciones de primitivos eugeosinclinales. En general estas rocas se encuentran estratificadas aunque no con la continuidad y perfección de los estratificados.

Las menas del segundo grupo (sulfuros de hierro, níquel, cobre y platino) están asociadas petrológicamente en forma más variada que las menas de cromo ya que muestran una gran afinidad hacia rocas de composición gabroica aunque exhiben cambios notorios en proporciones de Ni-Cu y el contenido de platinoides.

DEPÓSITOS DE CROMITA

La cromita es un producto vital en la industria, su importancia se deriva principalmente del hecho que es el único mineral de cromo que a su vez es un constituyente esencial del acero inoxidable y de

algunas aleaciones no ferrosas. La cromita se ha identificado como mineral estratégico para los países industrializados, la producción mundial esta dominada por unos pocos países.

Ocurrencia

Las $\frac{3}{4}$ partes de las reservas mundiales de cromo están en Sur Africa y 23% en Zimbabwe, otros depósitos diferentes a estos son muy pequeños. Otros países productores son la antigua URSS, Albania, India y Turquía. Se encontraron depósitos de tenores mas bajos en Groenlandia y existen grandes depósitos subeconómicos en Canadá.

Todos los depósitos económicos de cromita están en rocas plutónicas ultrabásicas y anortosíticas. Hay dos tipos principales el estratiforme y el podiforme a menudo referidos como tipo Bushveld y tipo Alpino respectivamente.

La explotación de éste mineral se realiza casi exclusivamente de segregaciones diseminadas hasta masivas en rocas máficas y ultramáficas. Los depósitos aluviales y eluviales derivados de la erosión de tales rocas son de poca importancia económica. Ocurren principalmente en dos ambientes: Complejos plutónicos estratiformes y complejos ofiolíticos.

Los depósitos de cromita se asocian a 2 geometrías diferentes así como a rocas de características y emplazamientos diferentes. Los depósitos estratiformes tienen forma laminar, son acumulaciones de cromita que ocurren en rocas ígneas intrusivas máficas o ultramáficas con bandeamiento magmático, generalmente en piroxenitas. Las intrusiones son típicamente de edad precámbrica (>2.500 m.a.) y ocurren en terrenos intracratónicos, en los complejos. Las capas de cromita masiva, cromitita, van desde pocos milímetros hasta mas de 1 m de espesor y tienen continuidad lateral de decenas de km lo que proporciona grandes tonelajes del mineral. Los depósitos pueden consistir de una simple capa o varias capas separadas por pocos centímetros. La cromita de éstos depósitos es generalmente rica en hierro la excepción es el Gran Dique de Zimbabwe con menas ricas en cromo. Estos yacimientos son generalmente de gran tamaño (>5 Mt) y en conjunto contienen mas del 98% de los recursos mundiales de cromita, que se han estimado en mas de 30.000 Mt.

Los depósitos podiformes son irregulares fundamentalmente lenticulares, son cuerpos ricos en cromita que ocurren en peridotitas alpinas o completos ofiolíticos, es decir , situadas en cinturones orogénicos. Los depósitos más importantes de cromita podiforme se encuentran en los Urales (Rusia), Apalaches (USA), Albania, Filipinas, Turquía, Cuba e India. Existen pocos depósitos estratiformes productivos, pero aunque son mucho menos importantes que las menas podiformes en términos de la producción total, ellos contienen más del 98% de las reservas mundiales de cromita.

Cromita estratiforme: Son depósitos de segregación magmática por asentamiento gravitatorio en complejos ultramáficos estratificados, la composición global donde se encuentra la mineralización es gabroica, se asocia principalmente a piroxenitas y en menor proporción a noritas y anortositas.

Ambiente tectónico

Ocurren en intrusiones de terrenos intracratónicos, en algunos casos ellos intruyen basamentos graníticos o neísicos y en otros intruyen rocas de la corteza superior que descansan sobre el basamento siálico. Hay una pequeña deformación sincinemática y poscinemática. En vista de planta,

los complejos a menudo aparecen de forma elíptica o como diques, lo que sugiere que pueden haber sido emplazados tanto en sistemas de rift activos como en sistemas de rift abortados. El promedio de contenido de SiO_2 en el complejo es de cerca de 54% aproximadamente el de un gabro norítico sin embargo el bandeamiento gradacional es una característica en ellos. Las rocas en la base de un complejo típico son peridotitas, dunitas y anortositas, gradando hacia arriba a gabro y ocasionalmente diorita, los granitos son las rocas que comúnmente recubren los complejos, pero las edades radiométricas sugieren que estos granitos son significativamente más jóvenes que las rocas asociadas y probablemente no son el producto de la diferenciación magmática.

Los depósitos de cromita comprenden capas delgadas, extensas lateralmente y ricas en cromita, especialmente en la parte baja de las intrusiones. Pese a las irregularidades locales, las capas ricas en cromita son generalmente concordantes y forman parte integral del bandeamiento ígneo que caracteriza estas intrusiones. Las capas individuales de cromita masiva varían desde menos de 1 cm hasta más de 1 m de espesor, pero su extensión lateral alcanza varios km. (a veces decenas de km.) Los cuerpos de mena comprenden una capa simple de cromita o un número de capas poco espaciadas separadas por roca ultramáfica conteniendo cromita diseminada. Los granos de cromita son euhedrales. El platino ocurre en asociación con la cromita, pero está restringido a unas pocas bandas enriquecida en sulfuros., los sulfuros principalmente pirrotina y pentlandita, son intersticiales con respecto a los óxidos y silicatos y probablemente se derivan de la segregación magmática de una fase sulfurada.

Morfología

Se tienen 2 tipos amplios de categorías, respecto a la morfología. La primera incluye esencialmente cuerpos tabulares que fueron emplazados como intrusiones de silo horizontales en las cuales el bandeamiento ígneo es generalmente concordante con el piso (Ej. Complejo de Stillwater, Kemi, Bird River). El segundo esta formado por las intrusiones en forma de embudo en las cuales el bandeamiento ígneo buza con un ángulo bajo (pequeño) hacia el centro dando un corte similar a un sinclinal (Ej. Muskox, Great Dyke, Complejo de Bushveld).

Génesis

Los complejos ígneos estratificados y las capas de cromita se tiene el consenso de que son el resultado de diferenciación magmática y asentamiento gravitatorio a una gran escala. El bandeamiento da un fuerte soporte a este modelo. Se cree que el magma proviene de la corteza inferior o del manto superior, algunos autores sugieren que los complejos fueron emplazados a lo largo de sistemas de rift abortados. Los sistemas de rifts abortados fueron el resultado de la convección de celdas que fueron muy débiles para fragmentar la corteza continental. La génesis de las capas de platino es aún más controversial; se sugiere que ya que los depósitos más ricos en platino yacen bajo capas de anortosita, probablemente estas capas juegan un rol importante en la concentración del platino. Ya que esta anortosita consiste en plagioclase cálcica la cual es de densidad relativa mas baja que la del magma, por lo tanto los cristales podrían flotar en la parte superior de la cámara magmática. El platino y el cobre y níquel asociados que no se acomodaron en la estructura de los silicatos podrían concentrarse en la fracción volátil la cual podría ascender hasta el tope de la cámara magmática y ser atrapados por los cristales de plagioclase cálcica que están flotando. A medida que los silicatos cristalizan la concentración de hierro y sílice podría caer y la

fugacidad del oxígeno y el azufre incrementarse. Eventualmente la cromita podría precipitar y a medida que el magma pierde oxígeno los sulfuros y los platinoides podrían seguir.

El Complejo Ígneo de Bushveld. (CIB)

Este es un enorme complejo ígneo diferenciado, localizado en la República de Sud África, el cual se considera como el resultado de la intrusión sucesiva de dos tipos de magmas principales; estas eventualmente coalescen en tres grandes cámaras de magma correspondiente a los segmentos oriental, occidental y norte. La cromita ocurre en los afloramientos oriental y occidental de rocas ultrabásicas, con capas de unos pocos cm hasta 2 m de espesor. Figura 20. Los distritos mineros más importantes son el de Rustenburg (150 km de longitud con rocas como anortosita y piroxenita) y el de Lydenburg (100 km de longitud en piroxenita).

Está situado al norte de Johannesburgo, presenta la forma de un gran lacolito de 450 km en la dirección Este Oeste y 240 km en la Norte Sur, con una superficie total de 95.000 km² (aproximadamente el área ocupada por el departamento de Antioquia), intruido en capas del Precámbrico superior de la formación Transvaal. Los datos geofísicos disponibles indican que está compuesto por varios compartimentos probablemente conectados en profundidad a una cámara magmática principal; estos tres compartimentos son el occidental, el oriental y el septentrional. El CIB consiste de dos fases primarias una inferior de un grupo máfico/ultramáfico y una superior, los granitos de Bushveld. Mientras que la primera se considera como parte de un magma diferenciado se sabe que los granitos superiores son más jóvenes y que realmente no son una parte del complejo. Además las series máficas/ultramáficas se sabe que están compuestas de cuatro intrusivos en forma de silos.

Los cuerpos de mena más grandes son el de cromita LG3 y LG4 que se presentan solamente en el sector occidental. En estas capas los tenores de cromita son de 50% de Cr₂O₃, Cr/Fe=2.0 con una longitud en rumbo de 63 km., el espesor es de 50 cm y los recursos son de 156 x 10⁶ toneladas. La zona de cromita de Bushveld contiene tanto como 29 capas en grupos de capas. Encima de esta zona está el Reef Merensky que contiene el platino y encima de la parte básica del complejo hay capas de vanadio y magnetita. Las rocas graníticas constituyen el techo del complejo y están rodeadas por cuatro lóbulos de rocas máficas. Para este complejo, se estableció una división zonal que sigue siendo ampliamente utilizada. Tabla 10.

Zona inferior o basal. Compuesta por una sucesión de capas alternantes de broncita, dunita y harzburgita caracterizada por la ausencia de capas de cromita.

Zona Crítica. Compuesta por alternancia de harzburgita, piroxenita, dunita, gabro, anortosita y norita, con intercalación de bandas de cromita (25-49% de Cr₂O₃).

En su parte superior de noritas contiene los elementos del grupo del platino (EGP) de la banda de cromita UG-2 y el Reef Merensky, horizonte dentro del cual se concentran los minerales económicos con una potencia media de 0.5 – 1.5 m, 10-30 g/ t Pt con una extensión de 120 km en las zonas oriental y occidental del complejo; esta capa marca el contacto con la zona que suprayace, **Zona Principal**, la cual es eminentemente gabroica; esta Zona Principal es suprayacida por la **Zona Superior** la cual en composición varía desde gabroica a diorítica una porción de la cual consiste en una importante fuente de hierro.

Las capas de cromita son tabulares, paralelas a la estratificación magmática y pueden estar acompañados de sulfuros y minerales del grupo del platino y también vanadio, titanio, hierro y estaño. La textura es de cúmulos, masiva y/o diseminada. Se presenta en grandes lopolitos básicos y ultrabásicos.

9000 m
--

Tabla 10. Subdivisión informal del Complejo Bushveld. (tomado de Vermaak y von Gruenewaldt, 1981, en Evans 1993).

Minerales de mena

Las cromitas típicas, están compuestas por cerca de 50%-95% de granos finos (2 mm aprox.) con olivino, ortopiroxeno, plagioclasa, y clinopiroxenos intersticiales y sus productos de alteración. Es común encontrar mica café y albita como constituyentes menores. La cromita tiende a ser euhedral en contraste con los silicatos intersticiales, pero muestra evidencias de interferencias mutuas durante el crecimiento de los cristales contra otros cristales de cromita; el platino en el CIB ocurre tanto como sustitución con los sulfuros dominantes, pirrotina y pirita (60%), como varios sulfuros de platino (40%). Todo el platino está íntimamente asociado con cromita y en general parece estar concentrado debajo de las capas de anortosita.

Origen de los depósitos de cromita estratiforme.

Son cumulos ígneos, su formación es simplemente un caso especial del proceso de formación de las rocas ígneas estratificadas. Por muchos años se ha considerado que las rocas en forma de cúmulos eran acumulaciones formadas por el asentamiento de cristales en el piso de una cámara magmática por influencia de la gravedad, y las capas de la estratificación ígnea se explica por procesos análogos a la estratificación de las rocas sedimentarias. Así, la selección mecánica a través de la acción de corrientes magmáticas o asentamiento diferencial de minerales de diferente densidad o tamaño de grano, se asume como parcialmente responsable de las acumulaciones de cromita estratiforme.

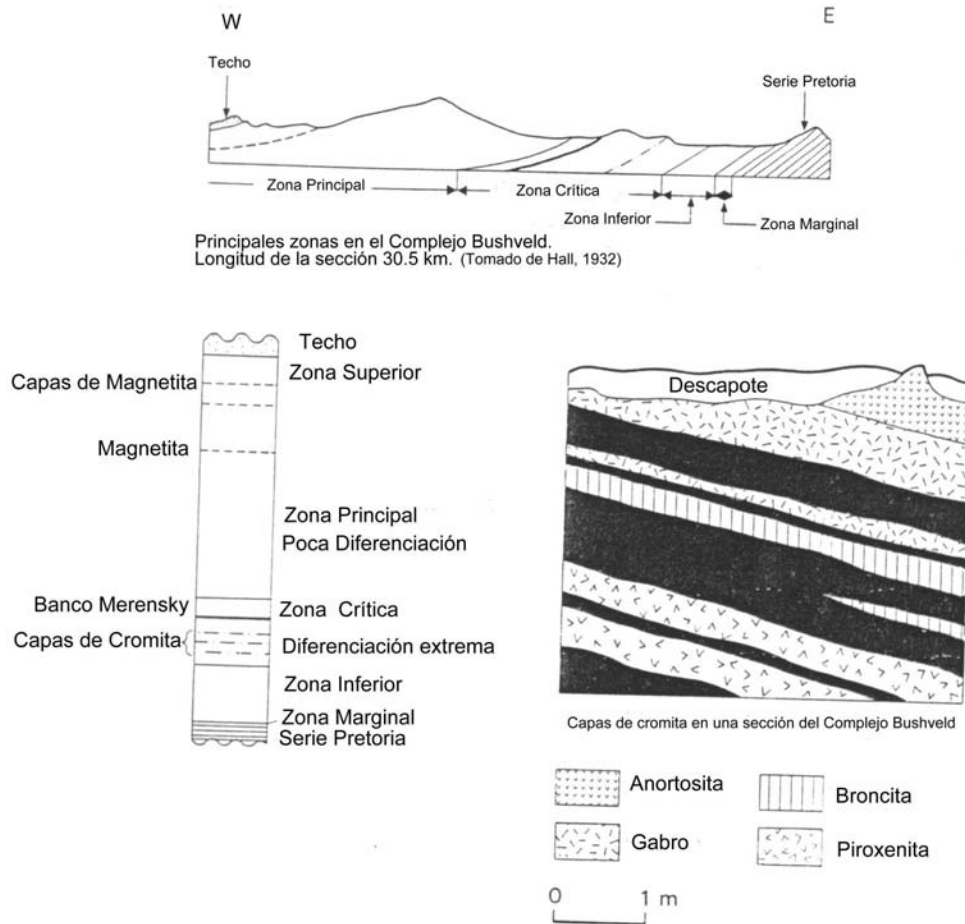


Figura 20. Cortes mostrando la ocurrencia de minerales económicos en el complejo Bushveld. (Tomado de Evans, 1993)

Otros autores como Jackson (1961) proponen que la estratificación ígnea se da probablemente más a menudo como resultado de la cristalización "in situ", en el piso, techo o paredes de la cámara magmática, por nucleación de cristales y crecimiento ocurrido en una zona de estancamiento muy cerca al piso de la cámara magmática.

Irvine (1970), demostró que la secuencia de aparición de los principales minerales de cúmulo en rocas máficas bandeadas, olivino, plagioclasas y piroxenos están de acuerdo con la fase determinada experimentalmente.

Aunque la cromita es comúnmente un producto de cristalización temprana de los magmas máficos y ultramáficos, rara vez es la primera fase. Las intrusiones de interés tienen comúnmente abundantes cúmulos de olivino en sus partes más inferiores, posteriormente se da una coexistencia en el magma parental entre el olivino y la cromita; cuando estos desaparecen, aparece el ortopiroxeno como una fase cristalina individual. Esto está acorde con las proporciones de cromita diseminada que se encuentran en las dunitas y las peridotitas.

En la mayoría de los complejos estratiformes, el emplazamiento y cristalización del magma tiene lugar en un ambiente cratónico estable en el cual se preservan muchas de las principales características ígneas y sedimentarias en particular la estratificación. Ellas fueron emplazadas originalmente en la corteza superior.

Cromita podiforme: Aunque muchas características de los depósitos podiformes pueden atribuirse a la deformación, la ocurrencia común de las texturas cumuladas en las menas, sugieren que inicialmente se formaron por procesos de segregación magmática fundamentalmente iguales a aquellos que producen depósitos estratiformes.

Los depósitos podiformes se formaron por cristalización fraccional de magmas basálticos en cámaras ubicadas en la base de la corteza oceánica. La precipitación de la cromita a partir de tales magmas está sujeta a las mismas condiciones de equilibrio reinante en los depósitos estratiformes, pero el ambiente de acumulación de cristales indudablemente es muy diferente. Es poco probable que una vez formadas las capas de cromita, tengan continuidad de varios km., debido a que los depósitos se fracturan por actividad tectónica. La naturaleza discontinua de los depósitos podiformes se interpreta como un reflejo del ambiente tectónico.

Por presentar textura cumulada, en algunos depósitos se puede decir que el depósito se dio por procesos de segregación magmática similares a los que originan los depósitos estratiformes, la composición promedio de las intrusiones tipo alpino es casi peridotita, es notable el grado de serpentinización que afecta la roca de caja del tipo alpino.

Se asocia a procesos ofiolíticos (Figura 21) o cuerpos ultramáficos tipo alpino caracterizados por asociaciones de rocas máficas o ultramáficas (dunita, harzburgita, gabro olivinico, más raramente norita y anortosita) con importante deformación y desarrollo de fábrica tectónica.

Muchos de los yacimientos son de forma tabular y cortados bruscamente en sus extremos, Otros tiene formas de bolsas y masas irregulares distribuidas al azar o relacionadas en alguna forma a la estructura de la roca de caja, paralelas a cierta lineación o en intersección de fallas, lenticular, elongado y paralelo filoniano.

Origen de los cuerpos podiformes de cromita

Las rocas encajantes en los depósitos podiformes son probablemente cristalizaron en el manto y fueron entonces incorporadas en ambientes tectónicos altamente inestables en la corteza por fallas inversas y de cabalgamiento. Usualmente forman parte de una suite ofiolítica y fueron desarrolladas originalmente en ridges divergentes meso oceánicos o en cuencas retroarco divergentes. A pesar de su deformación tectónica ellas a menudo presentan estratificación y texturas debido al asentamiento de cristales, similares a los depósitos podiformes, indicando un origen común. El transporte de la peridotita y cromita desde el manto superior hasta la corteza superior, donde se encuentran ahora, probablemente ocurrió por flujo plástico a altas temperaturas posiblemente a muchos kilómetros; esto fragmenta la estratificación original y produce muchas características metamórficas en la cromita y en su roca encajante. Estas peridotitas usualmente han sufrido un alto grado de serpentinización en contraste con los estratiformes en los cuales ésta es relativamente despreciable.

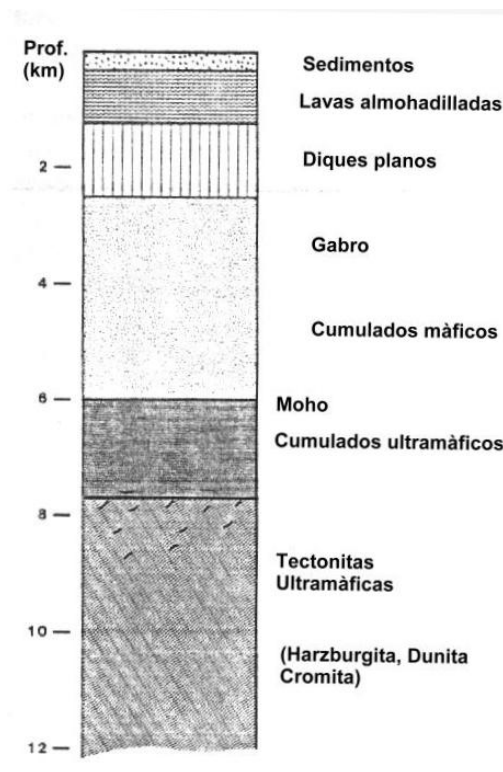


Figura 21. Sucesión ofiolítica ideal. Los cuerpos de cromita podiforme tienden a ser más abundantes en la parte superior de la unidad de tectonita, también se presentan en la parte inferior de los cumulados.

No hay duda entonces que los depósitos de cromita estratiforme y podiforme son ortomagmáticos. El principal problema genético son las capas de cromita en la cual la cromita está en forma de cúmulos. Durante el curso normal de la cristalización fraccional, el olivino y la cromita cristalizan juntos y la cromita comprende al menos un pequeño porcentaje de la fracción sólida. Debe haber un control especial que "empuje" la composición del magma en el campo de la cromita en el diagrama de fases. Varios mecanismos se consideran como por ejemplo cambios en la fugacidad del oxígeno, presión y contaminación del magma por asimilación de rocas superiores. En la actualidad, cuando se presentan muchas capas rítmicas en intrusiones básicas se considera que son el resultado de muchos pulsos de magma sucesivos, Irvine (1977) propone una mezcla de magmas.

Asociados con mineralizaciones de:

- Sulfuros masivos (pillow lavas) mas del 95% de pirita, con cantidades de marcasita, esfalerita y calcopirita en menor proporción pirrotina, galena, oro y plata.
- Asbesto (crisotilo) formados en el proceso de serpentinización.
- Depósitos lateríticos de hierro y níquel.

La mayor parte de los depósitos podiformes son ricos en cromo y son la única fuente de depósitos de cromita, con mayor contenido de aluminio. Tabla 11.

Las rocas encajantes en los depósitos podiformes fueron probablemente desarrolladas en dorsales oceánicas o de expansión de arcos traseros por cristalizar en el manto, siendo posteriormente incorporadas en ambientes tectónicos altamente inestables de la corteza por movimiento de fallas inversas.

Cromita estratiforme	Cromita podiforme
Cromita con alto porcentaje de cromo y de hierro, magnetita, titanio, sulfuros de níquel y platino.	Alto contenido de cromo y aluminio, única fuente de cromita.
95% de producción mundial	5% de producción mundial
Composición de roca caja (dunita, gabro)	La composición de las Intrusiones es (casi peridotita) Harzburgita
Depósitos intruídos en cratones estables	Depósitos pertenecientes a cinturones móviles
Precámbricos	Paleozoico - terciario
Serpentinización despreciable	Alto grado de serpentinización
Estratificación continua, cíclica	Estratificación fragmentada
Aureola de contacto de alto grado.	Metamorfismo débil

Tabla 11. Tabla comparativa entre los depósitos de cromita podiforme y estratiforme

DEPÓSITOS DE CROMO EN COLOMBIA

Existen tres fajas de rocas ultramáficas en Colombia pero solamente en dos, se conocen ocurrencias de cromita: en las tectonitas y dunitas de Medellín y serpentinitas de Parashí Guajira.

Cromitas de Medellín.

Están situadas en la localidad de Santa Helena, encajadas dentro de rocas ultramáficas con diversos grados de serpentinización. Los depósitos son de tipo podiforme, se encuentran dispersos y son de pequeñas dimensiones, consisten en cuerpos lenticulares, bolsas de forma irregular y cuerpos toscamente tabulares.

El depósito mas grande y actualmente agotado es el de Patio Bonito.

Las únicas reservas identificadas en el país han sido las de Santa Helena que en 1975 ascendían a 2000 toneladas probadas, el cromo que se consume actualmente proviene de importaciones.

USOS DE LA CROMITA

Los tres principales usos de la cromita son en metalurgia, como refractario y como producto químico.

1. En metalurgia la cromita se utiliza en varios tipos de aleaciones de ferrocromo. Estas a su vez pueden contener carbono en rangos que varían desde 0.01 hasta 10% y que originan aleaciones ferrocromo de alto, medio y bajo contenido de carbono. El contenido de cromo varía de 50 a 73%. Dado que el hierro es reducido junto con el cromo la relación Cr:Fe de la mena determinará el grado último del ferrocromo. Los tenores altos de ferrocromo con cromo en el rango de 66-73% solo pueden obtenerse con menas de un alto contenido de cromo y bajo de hierro, es decir con una alta relación de Cr:Fe. A estas menas se les suele llamar de grado metalúrgico, y suelen tener un contenido de Cr_2O_3 de 45 a 56% con relaciones de Cr:Fe de 2.5 a 4.3 generalmente una composición patrón es 48 de Cr_2O_3 y una relación 3:1 de Cr:Fe. Hay otro tipo de aleaciones de acero con cromo, en las cuales el cromo puede ser tan bajo como 50% y generalmente se obtiene de menas de grado químico con 44% de Cr_2O_3 y relación de Cr:Fe de 1.5:1.
2. La cromita se utiliza en refractarios básicos cuyos rangos varían desde solo cromita hasta mezclas, en varias proporciones de cromita y magnesio. El contenido promedio es 45% de mena de cromo y 55% de magnesio. Los refractarios básicos son consumidos principalmente en los hornos utilizados en la industria del acero (un 80%). El resto se utiliza en la industria de cemento Portland, industrias del papel y del vidrio. Las llamadas menas de cromo de grado refractario tienen un bajo contenido de Cr_2O_3 (30-40%), un relativo alto contenido de Al_2O_3 (25-32%) y una baja relación de Cr:Fe (2.0-2.5:1).
3. Menas de cromo de grado químico se usan para producir dicromático de sodio, el que a su vez se utiliza para obtener una amplia lista de compuestos de cromo usados en: pigmentos en pinturas, tintas, textiles, fotografía, control de erosión de metales, teñido de cueros, preservación de maderas, litografía y varios otros procesos químicos. Mena de grado químico generalmente significa que el Cr_2O_3 está en un 44%, la relación Cr:Fe es cerca de 1.5 y que sílice está por debajo de 3.5%. La mayoría de esta mena proviene de Sudáfrica.

Depósitos formados a partir de la separación y cristalización de un fundido de sulfuros (Vásquez, 1996)

El magma juvenil ultrabásico no suele contener azufre o está como elemento traza, pero su contenido puede incrementarse en el proceso de asimilación, generalmente de evaporitas (sulfatos). El azufre tiene una solubilidad muy limitada en magmas silicatados, la cual disminuye con la caída de la temperatura; en consecuencia si hay suficiente azufre en el magma, el enfriamiento de éste originará la separación del azufre en un líquido inmiscible. A éste se incorporarán ciertos elementos calcófilos, Mn, Cu, Ni, Co y Fe especialmente, si no se han incorporado previamente a los silicatos.

El Mn no se separa en forma de sulfuro, a causa de su reducida proporción en el magma somático; la relación Mn/Fe es 1:60 o 1:80 en magmas somáticos frente a 1:20 en magmas siálicos.

El Cu, siguiente elemento en afinidad por el S, forma calcopirita (CuFeS_2), el Ni que sigue al Cu en su afinidad por el S, puede separarse en forma de sulfuro, como el Cu, pero si existe As en el magma, el Ni forma arseniuros debido a su gran afinidad por el As.

El contenido de Co del magma simático es tan reducido que su concentración no es la suficiente para determinar su separación como sulfuro y sustituye al hierro en los silicatos.

DEPÓSITOS DE NÍQUEL

El níquel es explotado fundamentalmente de dos tipos diferentes de menas: sulfuros de níquel y silicatos de níquel o níquel laterítico. El níquel laterítico se forma por procesos de meteorización. Entre los años 1900 y 1980 el dominio en el mercado mundial fue de las menas de sulfuros de níquel aunque las menas lateríticas han incrementado su importancia desde los años 50. Canadá es el productor dominante de níquel con cerca del 37% de la producción mundial del mundo occidental, otros países con una producción significativa con sulfuros de níquel son Australia, Sur Africa, Botswana y Finlandia. (Edwards y Atkinson, 1985).

El Ni es común en rocas ígneas máficas en forma de silicatos de olivino y piroxeno 0.14% en peridotitas y 0.01 en granitos. Es decir que el Ni primario se presenta en rocas ULTRAMÁFICAS, luego hay un intercambio con sulfuros de Fe generando sulfuros de Ni y silicatos de Fe; la pirrotina es niquelífera, en ella el Ni esta en forma de Pentlandita.

El grueso del níquel se usa en la producción de acero inoxidable, debido a que incrementa el temple y la resistencia a la corrosión, otros usos menores son baterías, tintes, pigmentos, catálisis e insecticidas. (Edwards y Atkinson, 1985).

El níquel es un componente menor en las intrusiones estratificadas y de tipo alpino, pequeñas concentraciones de Ni generalmente en arseniuros, sulfuros y sulfoarseniuros en las bandas más máficas. Existen asociaciones con el Fe de esto se deduce que la cantidad principal de Ni se encuentra en el núcleo terrestre, el cual es dúctil, maleable y excelente conductor de calor y electricidad.

Clasificación de las menas de sulfuros de níquel

Clasificación de depósitos de Níquel según Ross y Travis (1981)

1. Clase Dunita-Peridotita
 - a. Asociación dunita intrusiva (17.1%)
 - b. Asociación peridotita volcánica (8.0%)
2. Clase gabroide
 - a. Complejos intrusivos máficos y ultramáficos (48.5%)
 - b. Grandes intrusiones estratificadas
 - c. Sudbury (26.3%)
 - d. Otras categorías (0.07%)

Es claro que en el caso de los recursos con más de 0.8% Ni, los complejos intrusivos máficos y ultramáficos son los más importantes. Esta categoría incluye 54 depósitos en cinturones arcaicos de rocas verdes en Australia, Canadá y Zimbabwe, cinturones móviles pos arcaicos en Escandinavia, antigua URSS, Botswana y Canadá, y cinturones plegados fanerozoicos en la antigua URSS y Norte América (Ross y Travis, 1981 en Edwards y Atkinson, 1985).

Características generales de los sulfuros de níquel en la asociación dunita-peridotita

Distribución en espacio y tiempo

Los depósitos de sulfuros de níquel que están agrupados dentro de esta clase están distribuidos irregularmente en cinturones de rocas verdes arcaicas. Ellos tienen su mejor desarrollo en el sector este del bloque Yilgarn, al oeste de Australia. Ellos tienen una distribución mas limitada en las provincias Churchill y Superior del Escudo Canadiense y en Zimbabwe.

Tamaño y tenor de los depósitos

Los depósitos de la clase dunita-peridotita están subdivididos en peridotita volcánica y asociaciones de dunita intrusiva. Los depósitos que pertenecen a la asociación peridotita volcánica son usualmente pequeños ($1 \times 10^6 - 5 \times 10^6$ Toneladas) y de tenor alto (1.5 - 3.5 % Ni). Los sulfuros normalmente contienen 10-15% de Ni y 0.5-1.5% de Cu. (Naldrett, 1981). Según Groves y Hudson, (1981), las menas de níquel al oeste de Australia contienen concentraciones significativas de oro y platinoides.

Los depósitos minerales que pertenecen a la asociación de dunita intrusiva están subdivididos en aquellos de tamaño medio, los cuales contienen menas de alto y de bajo grado, y aquellos muy pequeños los cuales contienen solamente menas diseminadas de muy bajo grado. Como ejemplo se tiene el depósito Agnew al oeste de Australia, que tiene reservas *in situ* por 45×10^6 toneladas con 2.05% de Ni y 0.10% de Cu. (Billington, 1984). El depósito del Monte Keith al oeste de Australia, es un ejemplo de un depósito muy grande de tipo bajo tenor. Reservas de 290×10^6 toneladas con tenor de 0.60% de Ni.

Forma y petrología de la roca huésped

Los depósitos de sulfuros de níquel de la clase dunita-peridotita ocurren en cinturones de rocas verdes arcaicas. Los cinturones de rocas verdes son lineales, con formas irregulares, con rangos desde 5 hasta 250 km normalmente con varios cientos de kilómetros de longitud. Las litologías de los cinturones de rocas verdes están dominadas por rocas volcánicas almohadilladas máficas, y en algunos casos ellos contienen abundantes lavas ultramáficas (komatiíticas) en la parte inferior de su estratigrafía. Los cinturones de rocas verdes siempre ocurren como enclaves en un terreno granítico de expansión más amplio.

(i) Asociación peridotita volcánica

Las menas que pertenecen a esta asociación ocurren en flujos, los cuales pueden tener hasta 100 m de espesor. Las lavas ultramáficas se clasifican como komatiitas. El término komatiita fue definido originalmente por Viljoen y Viljoen (1969) para describir una suite de lavas ricas en Mg en las cercanías del río Komati en el distrito Barberton de Sur África. Sin embargo, los petrólogos han tenido dificultad en aplicar la definición original a rocas similares en otros cinturones de rocas verdes. Aquí se trata como una serie distintiva de rocas volcánicas las cuales varían en composición desde dunita hasta peridotita y de piroxenita hasta basalto. Usualmente su contenido de MgO es alto y puede tener una textura característica de templado llamada textura spinifex en la parte superior del flujo.

Las menas de sulfuros de níquel tienden a concentrarse cerca de la parte basal de el primer flujo en una secuencia ultramáfica, aunque la segunda y tercera unidades ultramáficas pueden también estar mineralizadas, Groves y Hudson, (1981).

(ii) La asociación dunita intrusiva

Los cuerpos de sulfuros de níquel que están agrupados en esta asociación ocurren en cuerpos lensoides de tamaños variables. Tanto en el cinturón de níquel de Manitota en Canadá y en el cinturón Norsemann-Wiluna al oeste de Australia los lentes de dunita están confinados a zonas tectónicas lineales (Naldrett, 1981 y Martson et al., 1981). La composición de los lentes está dominada por olivino o sus productos de alteración. Los lentes de dunita comúnmente están intruyendo rocas volcánicas félsicas o metasedimentos, y se cree que actuaron como zonas alimentadoras para el volcanismo komatiítico superior (Naldrett, 1981).

Mineralogía

(i) Asociación peridotita volcánica

Las menas de sulfuros de níquel asociadas con peridotitas volcánicas se caracterizan por un limitado número de minerales opacos, y en algunos casos por una suite mas grande de minerales los cuales normalmente son raros pero pueden volverse localmente abundantes. Pentlandita es siempre el mineral económico de mena más significativo.

Al oeste de Australia los minerales de mena más comunes incluyen pirrotina, pentlandita, pirita, calcopirita, magnetita y ferrocromita. La pentlandita puede contener hasta 0.8% de Co.

(ii) La asociación dunita intrusiva

Se caracteriza por que la mineralización de sulfuros está diseminada, según Marston et al., (1981), las menas de tenor superior en Australia están dominadas por pirrotina y pentlandita con magnetita, cromita, pirita y calcopirita en menor cantidad. La pirita y la pirrotina además se caracterizan las zonas diseminadas de bajo tenor, pero un amplio rango de sulfuros de níquel y cobalto puede además presentarse, Martson et al., (1981).

Los minerales de ganga en ambas asociaciones están dominadas por olivino y sus productos de alteración. Estos a menudo contienen hasta 0.3% Ni. El contenido de níquel se refleja en los ensayos químicos de las muestras, pero el contenido de níquel en los silicatos no se recupera en el tratamiento de las menas de sulfuros.

Ambiente tectónico

Los factores que controlaron la tectónica en el Arcaico son inciertos, y los geólogos difieren acerca del rol que pudo haber jugado la tectónica de placas en esta etapa inicial de la historia de la Tierra. Algunos de los argumentos que se han presentado han sido resumidos por Condie (1981).

Groves et al., (1984) resaltan el hecho de que las menas de sulfuros de níquel están concentrados en el cinturón Norseman-Wiluna, el cual es mas joven que los otros cinturones de rocas verdes en el bloque Yilgarn, ellos además manifiestan que las menas que pertenecen a las asociaciones dunita intrusiva y peridotita volcánica están espacialmente separadas y ocupan emplazamientos tectónicos diferentes. Concluyen que las menas de ambas asociaciones ocupan lugares diferentes en un sistema de rift controlado por una falla principal.

Génesis de los sulfuros de níquel de la clase peridotita-dunita

a. La asociación peridotita volcánica

La mayoría de los geólogos que han estudiado esta clase de depósito aceptan que las menas de sulfuro de níquel se han formado por segregación de un líquido sulfuroso inmiscible de un magma ultrabásico. Sin embargo aunque hay consenso acerca de la naturaleza general de los procesos formadores de depósitos, permanece una controversia acerca de la naturaleza precisa de los mecanismos involucrados. El debate principal se ha centrado en si un líquido de sulfuro masivo puede existir debajo de un flujo ultramáfico espeso.

Naldrett (1973) trato de explicar la cercana asociación espacial de las menas diseminadas, textura en red y menas masivas en flujos ultramáficos usando el modelo de las "bolas de billar". En esencia este es un modelo estático, que involucra asentamiento gravitacional de sulfuros en un flujo ultramáfico en enfriamiento. Las críticas a este modelo argumentan, desde las consideraciones teóricas, que bajo estas circunstancias los sulfuros deberían desplazarse hacia arriba dentro de la zona de cúmulo suprayacente por el peso de la columna suprayacente de cristales de olivino (Barre et al., 1977), estas suposiciones en las cuales se basan os críticos han sido de hecho replicadas por Naldrett (1981).

Los geólogos australianos han preferido acudir a un modelo dinámico de separación de sulfuros. Ross y Hopkins (1975) sugieren un modelo involucrando la segregación de sulfuros y componentes

silicatos durante el flujo vertical debido a los contrastes de viscosidad. Modificaciones posteriores a este modelo han enfatizado la separación de líquido sulfuroso, líquido silicatado y cristales de olivino durante el flujo horizontal. La menor viscosidad de la fase de sulfuros tendería a preceder al magma silicatado, con cristalización parcial.....

Depósitos de sulfuros de níquel asociados a komatiitas

Tomado de C.M. Lesher. Cap 5. Ore deposition associated with magmas

Las menas sulfuros de níquel asociadas con komatiitas en cinturones de rocas verdes son los ejemplos mas importantes de mineralización en rocas volcánicas. Contienen cerca del 25% de los recursos de níquel identificados en el mundo en depósitos con $\geq 0.8\%$ Ni, así como cantidades significativas de elementos del grupo del platino EGP y cobre. Estudios experimentales sugieren que las komatiitas eruptaron a muy alta temperatura, consecuentemente, estos depósitos dan una importante información concerniente a los procesos de segregación de sulfuros en sistemas volcánicos de alta temperatura.

Siguiendo la recomendación de Arndt y Nisbet (1982), las *komatiitas* se definen como rocas volcánicas ultramáficas con contenidos de magnesio libre volátil entre 18 y 32% de MgO. Petrogenéticamente relacionado a basaltos y rocas con cúmulos de olivino se identifican con el prefijo *komatiítico*. Todas las rocas *komatiíticas* arcaicas están metamorfizadas en algún grado, pero las texturas pseudomórficas y palimpsests están generalmente bien preservadas, así que la nomenclatura ígnea será usada para describirlas.

Para simplificar la discusión, los depósitos de sulfuros de níquel asociados a komatiitas se han dividido en 4 clases, que comprenden dos grupos litológicos y dos tipos de distribución de menas.

I) Depósitos hospedados en peridotita komatiítica

- A. Depósitos estratiformes: Pequeños ($0.5-5 \times 10^6$ toneladas), tenor alto (2-4% Ni) depósitos masivos/ matriz/ diseminados de sulfuros en la base de las peridotitas komatiíticas.
- B. Depósitos estratoligado(*): tamaño medio ($5-30 \times 10^6$ toneladas), bajo grado ($< 1\%$ Ni) depósitos de sulfuros diseminados/globulos en peridotitas komatiíticas.

II) Depósitos hospedados en dunita komatiítica

- A. Depósitos estratiformes: de tamaño pequeño a mediano ($1-40 \times 10^6$ toneladas), tenor alto (1.5-3.5 % Ni) depósitos de sulfuros masivos/matriz/diseminados en la base de las dunitas komatiíticas.
- B. Depósitos estratoligados(*). Grandes (hasta 300×10^6 toneladas), bajo tenor ($< 1\%$ Ni) depósitos de sulfuros finos diseminados en dunitas komatiíticas.

(*) Estratoligado (stratabound). Un depósito mineral que se presenta dentro de niveles estratigráficos específicos u horizontes (estratos), pero que no comprende la(s) capa (s) completa(s). (V. Maksaeve)

Es un depósito mineral que ocurre en una capa u horizonte estratigráfico específico, pero que no comprende el estrato entero. En un sentido mas amplio, confinado o relacionado a una unidad estratigráfica simple.

El esquema facilita la consideración de los depósitos en términos o de la roca huésped (grupo I vs grupo II) o de la distribución (tipo A y tipo B) sin involucrar el ningún ambiente volcánico en particular.

Los grupos I y II son análogos a las asociaciones de “peridotita volcánica” y la “dunita intrusiva” de Marston et al., (1981) y Ross y Travis (1981), y las clases IA, IIA, y IIB son análogas a los tres grupos definidos por Naldrett (1981).

La mayor parte del Ni se independiza de la cristalización unido al Co constituyendo arseniuros y sulfoarseniuros, principalmente pirrotina, pentlandita, piroxenos, calcopirita y en menor proporción pirita, cubanita, oro, Fe, S y valerita.

En intrusiones alpinas con olivino y serpentina se presenta como sulfuros diseminados en rocas ultramáficas, los principales minerales accesorios son la magnetita, nicolita, galena y minerales de platino, en los depósitos de laterita niquelífera se encuentra goethita, serpentina, talco que puede contener Ni por reemplazo de Fe o Mg.

Forma

Hay formas variadas, delgadas capas distorsionadas, localizadas con los contactos entre intrusiones asociadas, debido a la irregularidad en el contacto o plegamiento posterior. Algunos se dan en zonas de brecha cementada por sulfuros o en diques del cuerpo principal.

Ambiente Geológico

La roca madre es de composición ultramáfica, peridotítica y harzburgita, hay evidencia de que los depósitos de sulfuros de níquel han sido introducidos líquidos inmiscibles ricos en óxidos y sulfuros.

Se han definido tres facies de rocas ígneas mas o menos concéntricas donde la parte superior micropegmatítica, seguida de gabro norítico y en la base una subcapa de norita básica caracterizada por presentar inclusiones de peridotita, piroxenita, gabro y xenolitos de roca adyacentes. Las rocas huéspedes pueden ser granitos y neises en la parte inferior, en la parte superior volcánicas y sedimentarias metamorfoseadas y en el interior de la cuenca rocas piroclásticas. Muchos magmas enriquecidos en Ni parecen haber sido derivados del manto.

Los lentes ultramáficos son los más importantes en términos de posibilidades para ser huéspedes de menas de Ni. Thalyer (1960) da la diferencia entre los cuerpos cristalizados in situ (antigénicos), los encaja sólidos (alogénicos) y los parcialmente sólidos líquidos (poligénicos).

Tipos de Depósitos

- a) El Ni se encuentra en menas de sulfuros diseminados en rocas ultramáficas (Tabla 13) combinado con S, Fe, Mn en forma de nódulos y venas.
- b) Depósitos de asociación de sulfuros Cu-Ni-Fe-PGE, los minerales dominantes sulfuros, óxidos y arseniuros se presentan en intrusiones irregulares, no bandeadas y de composición gabrónica.

Ejemplo: En Sudbury (Ontario) están las mayores reservas de Ni conocidas y Quebec, en terrenos volcánicos precámbricos de Sudáfrica (komatiitas y flujos volcánicos ultramáficos).

- c) Yacimientos de sulfuros masivos en el techo de las ofiolitas, pueden encontrarse asbestos, sulfuros y arseniuros Fe, Cu, Ni, Co en rocas MÁFICAS y ULTRAMÁFICAS.

Ejemplo: En Colombia en los límites de la cordillera occidental y central (zonas de fallas Cauca-Romeral) y en dominio de rocas volcánicas de carácter oceánico en la cordillera occidental.

La tabla 12 muestra que los sulfuros de níquel se asocian a un rango de litologías máficas y ultramáficas en una diversidad de ambientes tectónicos.

Clase de cuerpo	Ejemplo de depósitos asociados
A. Cuerpos sinvolcánicos	
1. Suites Komatiíticas	
a. Flujos de lava	Kambalda, Australia
b. Silos estratificados	Madziwa, Zimbabwe
c. Lentes de dunita peridotita	Agnew, Australia
d. Tipos inciertos	Cinturón Thompson, Manitota
2. Suites Toleíticas	
a. Intrusiones estratificadas sinvolcánicas	Pechenga, Rusia
b. Cuerpos anortosíticos	No conocidos
3. Asociación no documentada	
a. Intrusiones estratiformes	Montcalm, Notario
b. Terreno retrabajados tectónicamente	Selebi-Phikwe, Bostwana
B. Intrusiones en áreas cratónicas	
1. Intrusiones relacionadas a basaltos de inundación	Complejo Duluth, Canada
	Noril'sk, Rusia
2. Grandes complejos estratificados sin relación documentada a basaltos de inundación	
a. Laminados	
I Con estratificación repetitiva	Complejo Bushveld, Sur Africa
II Sin repetición de capas	Sudbury, Ontario
b. En forma de Dique	Gran Dique de Zombabwe
3. Intrusiones ultramáficas alcalinas	Räna, Noruega

Tabla 12. Clasificación de depósitos de Níquel en rocas máficas y Ultramáficas (Tomado de Edwards y Atkinson, 1985)

Depósito de Sudbury Copia Libro

DEPÓSITOS EN COLOMBIA

Se desconoce cifras de depósitos en Colombia de Ni económicamente explotables; se han reportado presencia de trazas de Ni en venas posiblemente relacionadas con filones hidrotermales en Quindío

(Salento y Pijao), Cauca (Santander de Quilichao y Morales), Nariño (municipio de Andes) y Risaralda (Mistrato); no hay evidencia de interés económico.

Depósito de Cerromatoso: Límite con Antioquia. Hay lateritas níquelíferas (garnierita) por alteración de rocas ultramáficas cretácicas, es un cuerpo elongado N-S presencia de harzburgita, dunita, gabros y basaltos. Los minerales principales son olivino y enstatita en los contactos de rocas ultramáficas, gabros y basaltos relacionados con una secuencia de Eugeosinclinal que sirve de roca encajante para el cuerpo ultramáfico.

Depósito de Planeta Rica: al este del río Cauca en el departamento de Córdoba; rocas similares a Cerromatoso, continuación y parte septentrional del sistema tectónico-ofiolítico de Romeral. Las rocas presentes en el área son afectadas por procesos de serpentinización hidrotermal y tectónica.

Depósito de Ure: parte sur del departamento de Córdoba cerca del límite con el departamento de Antioquia. Encontramos lateritas que se originaron por alteración de un cuerpo peridotítico, cuerpos elongados, contacto con gabros, basaltos, andesitas porfíricas, de edad cretácea.

Depósito de Morro Pelón: municipio de campamento (Antioquia). La litología es: serpentinitas, dunitas y harzburgitas cretácicas, presenta contacto tectónico entre rocas ultramáficas, máficas y rocas verdes. Lateritas en los alrededores de Medellín: son cuerpos ultramáficos parcialmente serpentinizados, cretácicos emplazados tectónicamente en una anfibolita paleozoica.

DEPÓSITOS DE LOS ELEMENTOS DEL GRUPO PLATINO (PGE)

El término PGE incluye metales como: platino, paladio, rodio, osmio, rutenio e iridio; los depósitos de platino constituyen el mejor ejemplo de depósitos de segregación magmática, siempre asociados a rocas máficas y ultramáficas como gabros, piroxenitas y peridotitas. Suelen estar asociados a depósitos de cromita especialmente en los complejos estratiformes también ocurre en aluviones o placeres, depositados hacia las partes bajas de los ríos luego de la meteorización y erosión de la roca huésped.

Mineralogía: los metales del grupo del platino (Pt, Pd, Ru, Rh, Ir, Os) ocurren en la naturaleza de dos formas: como aleaciones naturales (Con ~90% de Pt con cantidades de los otros 5 metales) y osmiridium (osmio e iridio) y como compuestos químicos.

Algunos minerales son:	Sperrilita	PtAs_2
	Cooperita	Pt(AsS)_2
	EstibioPaladina	SbPd_3
	Bragita	$(\text{PdPtNi})\text{S}$
	Laurita	RuS_2

El platino en las rocas básicas se encuentra diseminado, por lo que estos depósitos presentan bajo tenor y se aprovecha como subproducto en explotaciones de Cu y Ni. Son minerales densos, físicamente resistentes y químicamente inertes. Tabla 13. Debido a ello se concentran en aluviones luego de la desintegración rápida de la roca caja.

CLASES DE YACIMIENTOS

- ◆ Complejos ígneos estratificados. Bushveld, Stillwater (USA), Gran dique de Zimbawe
- ◆ Complejos Zonados. Tulameen (USA), Urales, Condoto (Colombia)
- ◆ Intrusiones aisladas. Sudbury (Canadá), Noril'sk y Pechenga (Rusia)
- ◆ Ofiolitas. Islas Shetland, Grecia, Turquía y Filipinas
- ◆ Depósitos de placer e.g. montes Urales, Colombia, Alaska.

Metal	T° Fusión (°C)	Densidad	Dureza de mohs
Platino	1773	21.46	4.3
Osmio	2700	22.56	7
Iridio	2450	22.56	6.5
Rutenio	2450	12.38	6.5
Rodio	1980	12.42	---
Paladio	1550	12.03	4.8

Tabla 13. Comparación de puntos de fusión, densidades y dureza de los PGE.

Bushveld aporta el 80% del platino mundial. Los depósitos de placer aportan un 3% del Pt en el mundo; los depósitos de Colombia, ríos san Juan y Atrato, fueron la única fuente de platino a nivel mundial hasta el descubrimiento de el complejo Bushveld en 1920.

EJEMPLOS PARA DESTACAR.

Los platinoideos dentro del Complejo de Bushveld (Tabla 14), se encuentran concentrados en tres zonas que son:

Platreef (Cooperita y Sperrilita)

Reef Merensky (Sulfuros (Py, Po, Pen), arseniuros y telururos)

Cromitita. UG2 (Cooperita y bragita)

El banco de Merensky una capa delgada de piroxenita feldespática y pegmatoide que suprayace una unidad de norita anortosita. Los valores de PGE están directamente relacionados con la abundancia de sulfuros y capas de cromita. El espesor de la unidad mineralizada es variable siendo del orden de 1 metro. Minerales mas comunes portadores de platinoideos son bragita, laurita y una aleación de ferroplatino esta última intercrecida por sulfuros de metales en la base.

	Reef Merensky	UG2
PGE	Tenor (g/t)	Tenor (g/t)
Platino	4.82	3.22
Paladio	2.04	3.24
Rutenio	0.66	0.87
Rodio	0.24	0.54
Iridio	0.08	0.27
Osmio	----	----

Tabla 14. Tenores para PGE en Merensky Reef y la capa UG2.

Complejo Stillwater Montana EE.UU.: se han encontrado los platinoides en una unidad conocida con JM que tiene un espesor de 2 m, la cual ha sido explorada unos 40 km. Aquí los PGE y los sulfuros se encuentran en 4 niveles diferentes; algunas semejanzas entre el banco Merensky y el banco JM:

- Los PGE se encuentran en sulfuros.
- Los sulfuros se encuentran cerca a la base de unidades cíclicas que se caracterizan por la aparición de fases cumuladas de altas temperaturas (cromita mas olivino).
- Los PGE abundan en discordancias locales. - Desarrollo de rocas pegmatoides de grano grueso.
- Los PGE se presentan en un nivel estratigráfico que están a unos 500 metros por encima del nivel en el cual las plagioclasas son una fase cumulo es decir encima del nivel en el cual la estratigrafía esta dominada por rocas gabroicas y no ultramáficas.

DEPÓSITOS DE PGE EN COLOMBIA

El platino se conoce en Colombia desde 1733 y fue por muchos años el único productor de platino en el mundo. Este platino proviene de la explotación de ricos aluviones aurífero-platinífero localizados en la parte occidental de la Cordillera Occidental y en mayor abundancia en el departamento del Chocó. Las rocas madres son rocas ígneas de composición ultramáfica las cuales contienen PGE diseminado. Entre las localidades de menor importancia donde se han reportado manifestaciones de platino tenemos: R. Timbiquí, R. Micay, R. Guapí, R. Nechí en Antioquia y en algunas playas de la costa del pacífico.

Depósitos aluviales del Chocó.

Son los principales productores de platino en Sur América, esta ha sido la zona donde las actividades de minería en pequeña y en gran escala se han desarrollado. Las rocas expuestas en el Chocó son rocas sedimentarias cretáceas y terciarias en su mayoría con cuerpos ígneos intrusivos y volcánicos; que por dataciones K/Ar se les ha asignado edad terciaria. Este cuerpo intrusivo es conocido como Batolito de Mandé.

Varios autores basan el origen de los placeres de platino del Chocó a la existencia de rocas ultrabásicas hacia la cordillera, pero los estudios realizados por el Ingeominas solo presentan intrusivos de composición intermedia principalmente; es probable entonces que tales cuerpos ultrabásicos en la actualidad se encuentren completamente erosionados; aunque parece mas probable que el platino en esa área este asociado a venillas con sulfuros polimetálicos relleno de pequeñas fracturas o diseminando en las rocas básicas del batolito de Mandé. En los últimos años se ha venido explorando a través de un servicio geológico de Colombia y Alemania, mineralizaciones primarias en el R. Condoto (Chocó). En la cartografía adelantada se encontró un complejo zonado de rocas ultramáficas en las cuales se han obtenido valores de hasta 120 p.p.m. de platino y 100 p.p.m. de Pd (Muñoz et al. 1990).

KIMBERLITAS Y CARBONATITAS

Las Kimberlitas y las carbonatitas están relacionadas cercanamente a rocas alcalinas de afinidad máfica. Ya que ambas comparten un número de características, ellas pueden ser consideradas como una entidad simple.

Las kimberlitas son rocas ultramáficas potásicas dominadas por olivino y otras fases del manto que a menudo incluyen diamantes. Las carbonatitas son rocas granulares consistentes principalmente de calcita, dolomita, ankerita u otros carbonatos con apatito, magnetita subordinados y silicatos ricos en álcali que presentan características de una roca ígnea intrusiva. Ambas se caracterizan por la presencia de carbono, la primera como diamante y las últimas como carbonatos.

Distribución

Las kimberlitas y carbonatitas ocurren en emplazamientos continentales y la edad va desde el Proterozoico Tardío al reciente. La mayor concentración, sin embargo, está en rocas de edad Mesozoica. Tanto las carbonatitas como las kimberlitas han sido encontradas en todos los continentes, pero la concentración mas grande está a lo largo del Sistema de Rift del Este Africano. Sorpresivamente, las pipas de diamantes también ocurren en Norte América, en Arkansas y Wyoming-Colorado. Las carbonatitas en Mountain Pass, California y Magnet Cove Arkansas, son o han sido, las principales productoras de diferentes productos.

Forma

Ambos generalmente ocurren como cuerpos “tapón”, aunque algunas carbonatitas tienen forma de silos en cortes transversales. Las kimberlitas están mas a menudo caracterizadas como diatremas con forma de un cono invertido, estas no exceden unos pocos miles de metros en diámetro y la mayoría son significativamente pequeñas. Las carbonatitas son generalmente cilíndricas, a menudo mostrando pequeños cambios en la forma con la profundidad. Muchas tienen diámetros de 10 de kilómetros, pero las más productivas son usualmente solamente de pocos kilómetros de diámetro.

Roca huésped

La roca huésped para las kimberlitas puede ser altamente variable, pero la densidad mas grande de kimberlitas parece estar en áreas dominadas por rocas ígneas alcalinas, generalmente tobas. Fragmentos de roca caja son comunes en las pipas de kimberlita, a menudo habiendo sido desplazada varios kilómetros estratigráficamente con poca alteración.

Las carbonatitas tienen una asociación mucho mas restringida. Ellas representan la fase final de la actividad alcalina y son parte de un complejo que consiste de sienitas tempranas seguidas de nefelinitas, basanitas e intrusivos alcalinos bizarros dando lugar a nombres tales como foskorita y glimerita. Todas las rocas del complejo son característicamente subsaturadas en sílice, con feldespatoides y olivino como fases minerales comunes.

Kimberlita. Roca magmática ultrabásica que rellena en forma de brecha de explosión chimeneas volcánicas verticales, pipas, de un ancho de algunos centenares de metros a máximo 2 km, cuyo diámetro tiende a disminuir en profundidad. La roca inalterada es azul o gris oscura, y contiene

olivino, mica flogopita, serpentina abundante y diversos cristales o fragmentos rocosos, xenolitos, arrancados a las paredes de la chimenea o procedentes de zonas profundas. Se encuentran a veces diamantes, algunos con inclusiones de *coesita* (variedad de sílice del sistema monoclinico pseudo hexagonal, es una forma de altas temperaturas y muy altas presiones), se encuentran también algunos nódulos de eclogitas y peridotitas, de grano grueso, con olivino (rico en forsterita), con ortopiroxeno (rico en enstatita), a veces con clinopiroxeno (diópsido rico en cromo) y granate (piropo).

Los diamantes, la coesita y los minerales de los nódulos muestran que el conjunto se formó a HT-HP, a profundidades de 150-200 km, es decir en el manto.

Las kimberlitas son las peridotitas porfíricas alcalinas con abundantes fenocristales de olivino (normalmente serpentinizadas o carbonatizadas, a menudo redondeados y corroídos) y de flogopita. Las lamproitas son rocas peralcalinas particularmente ricas en K.

DIAMANTES

Producción anual mundial es de 50 millones de kitates (carats) (1 kilate=0,2 gramos=200mg) aproximadamente 5.000 millones de dólares

Génesis de los diamantes
(Mitchell, 1991 en Fontboté, 2004)

Estudios realizados en los años 80 demostraron que los diamantes son mas antiguos que las kimberlitas y las lamproitas, estas rocas alcalinas son solamente los vehículos que transportan los diamantes desde el manto hasta la corteza superior. En consecuencia los diamantes son los xenocristales y no los fenocristales, las dataciones radiométricas demostraron que las kimberlitas de Kimberley tienen entre 90-100 millones de años, y los diamantes tienen 3300 millones de años. (Fontboté, 2004).

Los diamantes a menudo contienen inclusiones de silicatos de alta presión como la coesita, así como óxidos y sulfuros. Estas inclusiones son los testigos que coexistieron al momento de la cristalización. Los estudios de estas inclusiones en los nódulos de peridotita y eclogita incluidos en las kimberlitas diamantíferas muestran que los diamantes se formaron a niveles relativamente profundos del manto superior (150-250 km y a 900-1400°C). Las inclusiones también muestran una diversidad grande de composición que hace pensar en una multiplicidad de procesos de formación de los diamantes. (Fontboté, 2004).

El hecho de que los diamantes estén presentes en kimberlitas que alcanzaron altos niveles en la corteza, requiere de un ascenso rápido hasta este nivel desde su fuente en el manto 150 km abajo. Si ellas hubieran ascendido lentamente, los diamantes podrían haber sido revertidos a grafito. Tal ascenso rápido del magma se cree que fue ayudado por altos contenidos de H₂O y CO₂ en el magma de kimberlita, el cual redujo su viscosidad y generó presión de gas explosiva para ayudar a "perforar" a través de la corteza. Se demostró que todos los diamantes no ascendieron rápidamente mediante el reciente descubrimiento de grafito con cristales que tenían la forma externa del diamante en rocas del manto que son expuestas en la superficie en España y Marruecos (Pearson et al., 1989). Lo que podría mirarse como el proceso inverso, ha sido sugerido que algunos agregados de

pequeños diamantes negros conocidos como *carbonados* fueron de hecho formados por el impacto de un meteorito que convirtió materia orgánica de la superficie terrestre en diamantes (Smith y Dawson, 1985; Kirkley et al., 1991).

Una identificación correcta de las rocas alcalinas nos permite indicar si son estériles o si ellas pueden ser productivas. Por ejemplo, si las características mineralógicas, petrográficas y geoquímicas indican que los magmas se formaron a profundidades inferiores a 120-150 km, será inútil explorar una región determinada. (Fontboté, 2004).

Las kimberlitas y las carbonatitas comparten varias características genéticas, pese a esas similitudes aún no existe un modelo que explique cual es la relación entre los dos tipos de depósitos.

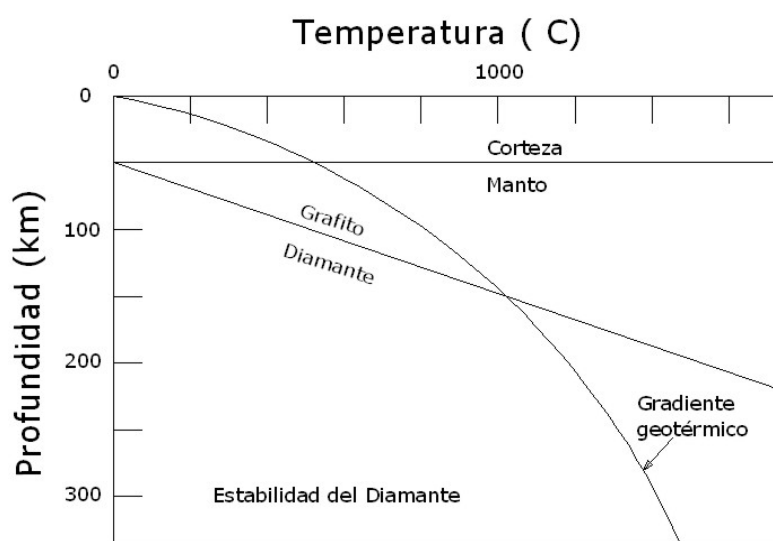


Figura 22. Corte esquemático a través de la corteza continental y el manto superior mostrando el incremento en temperatura (gradiente geotérmico) y campos de estabilidad para el grafito y el diamante, ambos son formas cristalinas del carbono (C). Nótese que el grafito es estable en la superficie de la Tierra, y que el gradiente geotérmico alcanza el campo de estabilidad del diamante en el manto a una profundidad aproximada de 150 km. Así que el diamante es metaestable en la superficie terrestre. (Tomado de Kesler, 1994).

Características:

- Asociadas con rifts continentales
- Edades similares
- Relación con rocas ricas en álcalis
- Alta presión parcial de CO_2

Geología de los depósitos

Son minerales metaestables en la superficie terrestre, figura 22, el rango de presión y temperatura en los cuales el diamante es estable no incluye condiciones superficiales. Como se puede observar, el carbono toma la forma cristalina del grafito bajo condiciones superficiales y se transforma a la forma del cristal de diamante solamente a muy altas temperaturas y presiones.

Los diamantes se encuentran como xenocristales, o fragmentos extraños, en una roca ultramáfica inusualmente rica en potasio, llamada kimberlita. Las kimberlitas que contienen los diamantes se encuentran casi siempre en corteza continental gruesa o en cratones de edad arcaica, donde forman intrusiones cilíndricas conocidas como pipas de kimberlita que parecen extenderse hacia arriba desde cuerpos con forma de dique o tabulares más profundos. (Figura 23). Las pipas de kimberlita incluyen fragmentos de muchas rocas y minerales además de diamantes, que son arrastrados junto con el magma kimberlitico. La mayoría de los fragmentos de roca son partes de rocas ultramáficas del manto, conocidas como *nódulos del manto*. Teniendo en cuenta las relaciones de estabilidad que se observan en la figura 22, se sugiere que los magmas de kimberlita se originaron en el manto y que ellos trajeron partes de él, incluyendo diamantes, cuando se dio la intrusión. Estos magmas probablemente provienen de una profundidad de 150 km o mas, la profundidad a la cual el gradiente geotérmico bajo los cratones alcanza el campo de estabilidad del diamante en la figura 22. En el cratón Kaapvaal de Sur África, donde la mayoría de las kimberlitas contienen diamantes, las pipas se formaron hace mas de 2.000 millones de años sugiriendo que el manto y la corteza bajo esta área brindó las condiciones favorables, durando mucho tiempo para la generación de las kimberlitas. (Groves et al., 1987).

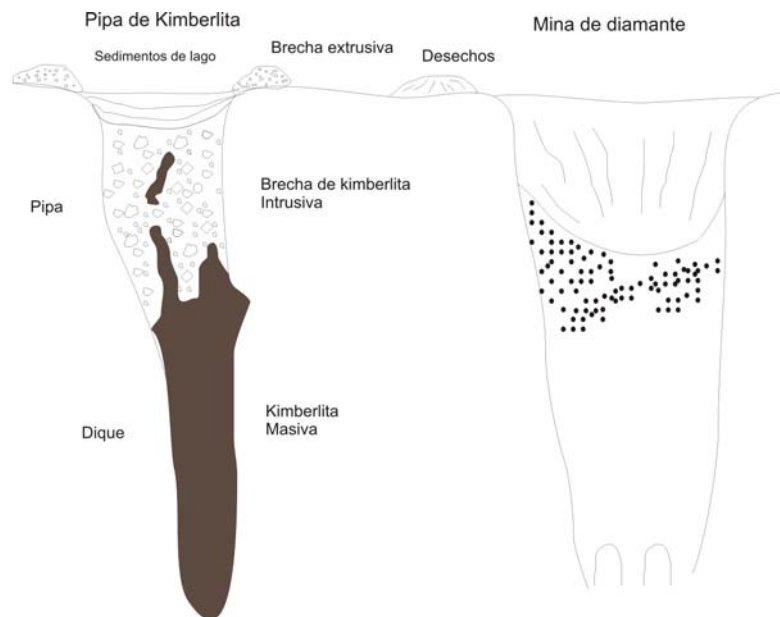


Figura 23. A la izquierda pipa sin explotar rodeada por un anillo de brecha extruida en la superficie. La parte superior de la pipa se encuentra rellena con sedimentos lacustres, los cuales suprayacen la brecha de kimberlita y luego la kimberlita masiva, la cual gradúa a un dique en profundidad. (Tomado de Kesler, 1994).

Los diamantes no se encuentran en todas las intrusiones de kimberlitas. De 5.000 o mas cuerpos de kimberlitas que se conocen, se estima que cerca del 30% contienen diamantes y sólo cerca del 1% de ellas contienen diamantes en concentraciones explotables. Hasta los años 50s, habían sido explotados exitosamente de pipas de kimberlita en el cratón Kaapvaal de Sur África. Desde entonces ellas han sido encontradas en kimberlitas en otras partes del mundo y aun en otros tipos de rocas. Un descubrimiento sorprendente fue el del depósito Argyle al norte de Australia, donde los diamantes están hospedados en una *lamproita*, una roca que no se conocía previamente que los contenía (Lang, 1986; Mitchell, 1991). Las lamproitas son similares a las kimberlitas, pero con mas potasio y fluor y menos CO₂. El hecho de que ellas contengan también diamantes, sugiere que las exploraciones futuras no deberían estar confinadas solo a kimberlitas. La exploración reciente estimulada en parte por este descubrimiento ha encontrado kimberlitas y lamproitas aparentemente con diamantes en el territorio noreste de Canadá. Los diamantes han sido encontrados también en rocas metamórficas en Australia, China y Kazakistan, sugiriendo que las minas de diamante podrían extenderse en el futuro (Xu et al., 1992; Levinson et al., 1992).

Los depósitos de *placers de diamantes* tienen una distribución geográfica más amplia que las pipas diamantíferas y no están necesariamente confinadas a corteza arcaica gruesa por que ellos pueden ser transportados largas distancias por los ríos. La erosión de pipas de diamantes conocidas ha sido sorprendentemente profunda. Cerca de Kimberley, cerca de la mitad de la extensión vertical original de las pipas ha sido erodado. Por que el grado y calidad de los diamantes son mas grandes en la parte superior de estas pipas.

Explotación de diamantes y producción

Se explotan por los dos métodos a cielo abierto (open pit) y subterráneo. A lo largo de la costa oeste de Sur África, los placeres de playa se explotan mediante la construcción de grandes diques para contener el oleaje. La explotación de kimberlitas usualmente comienza a cielo abierto pero cambia a una operación subterránea a medida que se profundiza. Los tenores de diamante reportados en 1991 por las minas De Beers para las minas de kimberlita de Sur África variaron desde 1.57 kilates (carats) por tonelada hasta 0.08 kilates por tonelada. El volumen de diamantes en una tonelada con estos tenores sería de cerca de 0.01 cm³, un volumen muy pequeño para recuperar.

Históricamente la selección de los diamantes se realizaba manualmente, las minas modernas de kimberlitas de diamantes comienzan por triturar el material a fragmentos lo suficientemente pequeños para liberar mas diamantes, luego son pasados por concentradores para separar los minerales pesados. El mineral pesado de grano fino pasa por clasificadores de rayos X, los cuales examinan cada grano y usan chorros de aire para remover cada diamante que ha sido detectado. El diamante mas grande de todos los tiempos el diamante Cullinan de 11 cm x 6 cm de 3026 kilates, descubierto por un minero en 1906 en la mina Premier, pero el Ice Queen de 426,5 kilates fue encontrado en la etapa final de esta concentración.

Los diamantes se valoran por su tamaño, calidad, color y forma, los diamantes se han dividido en 11 grupos basados en el tamaño y luego clasificados de acuerdo al tipo o forma, calidad y color. Las principales clasificaciones son *gemas* (20%) y diamantes industriales (80%), los cuales se usan ampliamente como abrasivos y en máquinas cortadoras.

Los diamantes se producen en 21 países, con Australia, Botswana y Zaire produciendo una mayor cantidad de minerales industriales que Sur África y Namibia. La producción de diamantes gema de placeres se realiza en países africanos, así como en Brasil, China e India. Fontboté (2004) asegura que más del 30% de los diamantes provienen de rocas detríticas en depósitos aluviales.

Diamantes en Colombia

Artículo Geología Colombiana

CARBONATITAS

Una carbonatita puede ser definida como una roca carbonatada magmática asociada con kimberlitas y rocas ácidas alcalinas a intermedias. El término **sovita** es usado para una carbonatita con calcita como fase dominante, **Rauhaugita** es usado cuando la dolomita es dominante.

Es una roca magmática granuda con aspecto de caliza cristalina, pero constituida en un 80% por cristales con gran desarrollo de carbonato, bien calcita (**sovita**) o bien calcita y dolomita (**beforsita**), a veces con ankerita o siderita. Son rocas excepcionales, se presentan en pequeños yacimientos intrusivos o filonianos, con estructuras anulares, a veces en coladas, asociadas a rocas ultrabásicas (peridotitas y kimberlitas) y en rocas subsaturadas (sienitas nefelínicas, ijolitas, lavas con nefelina o melilita). Se forman a partir de un magma enriquecido en CO₂ y Ca que da un magma especial no miscible con el magma circundante; en algunos casos es posible la asimilación de calizas preexistentes. En los bordes de estas intrusiones se observa un metamorfismo de contacto particular, formación de fenitas, rocas que adquieren una composición de sienita alcalina.

El complejo de carbonatitas consiste de magmas intrusivos carbonatados y rocas ígneas alcalinas asociadas, variando en edad desde el proterozoico hasta el reciente. Pertenecen a provincias ígneas alcalinas y son generalmente encontradas en regiones cratónicas estables principalmente en zonas de rift como en el Valle del rift del este africano donde se tienen carbonatitas proterozoicas, del Paleozoico temprano y cretácicas.

Sin embargo hay excepciones en donde las carbonatitas no están directamente asociadas con rocas alcalinas. ej: Complejo de Sangu en Tanzania. Además no todas las provincias y complejos de rocas alcalinas tienen carbonatitas asociadas. Cerca del 90% de las carbonatitas ocurren en áreas de granitos o gneiss precámbricos, sin embargo en Norteamérica el 66% de rocas alcalinas conocidas están en cinturones orogénicos fanerozoicos.

No hay duda que tomando un vistazo a nivel mundial, la mayoría de las carbonatitas ocurren en las partes marginales de los cratones estables o están muy relacionadas con grandes estructuras de rift. Una aparente excepción de importancia económica es la "Mountain Pass Carbonatite of California" que ocurre dentro del área de las montañas rocosas y es una intrusión precámbrica dentro de gneisses precámbricos afectada considerablemente por una deformación posterior (Moore 1973), lo cual puede ser la razón del porqué no es ahora una provincia ígnea alcalina.

Las carbonatitas ocurren como cuerpos plutónicos y volcánicos en fracturas dilatantes donde han sido precipitadas de soluciones hidrotermales y como reemplazamiento de carbonatitas anteriores y

rocas silíceas. Las carbonatitas normalmente son emplazadas posterior a el emplazamiento de la mayoría de las rocas silicatadas (Barker, 1989).

Las carbonatitas junto con ijolitas (rocas intrusivas ultrabásicas, 50 % nefelina, piroxénos y ceolitas) y otras rocas alcalinas comúnmente forman complejos plutónicos infrayaciendo volcanes con lavas nefelínicas y piroclásticas. Al rededor de tales complejos hay una zona de fenitización (principalmente potasio natural y producción de ortoclasitas) el cual tiene un ancho variable.

El emplazamiento de las carbonatitas se efectuó por etapas así (Le bas, 1977):

La roca predominante está a menudo formada por **carbonatita C1 (sovita)** con una envoltura de rocas brechadas explosivas, ésta es principalmente calcita con apatito, pirocloro, magnetita, biotita y egirina - augita.

La carbonatita C2 (alvikita) usualmente presenta un marcado bandeamiento (en forma de flujo) y sus granos son medios - finos comparados con los granos gruesos de sovita.

La carbonatita C3 (ferrocarbonatita) contiene esencialmente minerales de carbonatos ricos en hierro y comúnmente algunos elementos raros y minerales radioactivos.

Las carbonatitas C4 (estado tardío de las alvikitas) son usualmente estériles.

Las sovitas (C1) forman intrusiones penetrativas como stock y las carbonatitas C2 y C3 forman hojas cónicas y dikes.

La intrusión de C1 y principalmente C2 están precedidas de por intensa fenitización; las otras carbonatitas muestran poca o ninguna fenitización.

Fenita, roca metamórfica de metamorfismo de contacto producido por intrusiones de carbonatitas, producen rocas de composición sienítica con ortosa y anortosa, egirina y anfíbol sódico, a veces nefelina y feldespatoides (cancrinita, sodalita), fosfatos y minerales ricos en F, Cl, P, Ti (probablemente aporte metasomático de éstos elementos y pérdida de SiO₂).

ORIGEN DE LAS CARBONATITAS.

La idea de que los carbonatos podrían formar un cuerpo ígneo tuvieron mucha resistencia, aun cuando fue aceptado que ocurrían en forma de lavas, en los principios de 1990 cuando J.B. Dawson presencio un flujo de carbonato sódico en el norte de Tanzania. Tales flujos obviamente no pueden sobrevivir a la lluvia y son disueltos para contribuir a lagos sódicos.

Las carbonatitas se derivan por la diferenciación de magmas basálticos del manto, contaminados por materiales de la corteza a medida que se levanta a lo largo de las debilidades profundas en rocas del escudo precámbrico. Primero, las lavas alcalinas fonolita y nefelinita son eruptadas para formar conos volcánicos y únicamente en el estado final el magma carbonatado se levanta para taponar la abertura volcánica o pipa. La pipa está rodeada por gneises del basamento metasomáticamente alterados, algunos convertidos a ijolita en la zona más interior. Más lejos una fenita rica en sodio con composición de sienita alcalina está formada por pérdida de sílice en los gneises y

reemplazamiento de sus feldespatos. El diámetro de la pipa de carbonatita puede llegar a superar 500 m .

COMPOSICIÓN DE LA CARBONATITA.

La carbonatita es variable. Puede ser una variedad de la calcita como mármol o dolomita frecuentemente con flogopita y biotita, cristales de magnetita gruesa, apatito y otros minerales. Algunas variedades contienen carbonato sódico. En general, la composición dentro de una pipa varía de lugar en lugar por lo que se dificulta utilizar el carbonato para la fabricación de cemento.

ASPECTOS ECONÓMICOS.

Las carbonatitas son fuentes de minerales metálicos y no metálicos. Ellos pueden producir cobre, hierro, niobio, zircón, uranio, titanio y como subproducto níquel, cobalto y oro.

Los productos más importantes de este ambiente son:

Producto	Mineral	Fórmula
Fósforo	Apatito	$((Ca_5F,Cl,OH)(PO_4)_3)$
	Magnetita	$FeO \cdot Fe_2O_3$
Niobio	Pirocloro	$(Na,Ca)(Nb,Ta)_2O_6 (F,OH)$
Zircón - Tierras raras	Monacita – Bastnacita	$CePO_2$ ó $(Ce,La,Th)PO_4$

Existe un complejo de carbonatita gran productor de cobre (Complejo ígneo de Palabora, Suráfrica), se conocen algunos otros con trazas de de cobre :

Glenover	Sur Africa
Callandar Bay	Canadá
Mountain Pass	U.S.A.

Otros minerales económicos en carbonatitas son:

Fluorita	F_2Ca
Barita	$BaSO_4$
Estroncianita	$SrCO_3$

Las carbonatitas son útiles como una fuente de cal en áreas desprovistas de buenas calizas. Las carbonatitas y las rocas alcalinas asociadas son un muy buen recurso de minerales económicos y actualmente se esta incrementando el número de explotaciones, ellos producen la mayoría del niobio (clark 20-24 g/t) en el mundo (Brasil, Canadá), REE (U.S.A. y China), vermiculita, mineral arcilloso (R.S.A.)

La otra fuente importante de REE es monacita en placeres costeros (Highley et. Al. 1988).

Las mayores reservas de REE se encuentran en China, con varios depósitos importantes, el más grande tiene reservas probadas de 36 Mt de REE

Las carbonatitas son altamente susceptibles a la meteorización y por lo tanto pueden haber depósitos de placer, residuales, eluviales y aluviales.

OCURRENCIAS EN "THE MOUNTAIN PASS, CALIFORNIA

Yace en un cinturón de 10 km de largo por 2,5 km de ancho. Contiene las más grandes concentraciones a nivel mundial de minerales de tierras raras. Las rocas metamórficas encajantes precámbricas han sido intruidas por rocas ígneas ricas en potasio y las rocas carbonatadas que contienen elementos de tierras raras están relacionadas genética y espacialmente a granitos y sienitas. Los elementos de tierras raras están contenidos en parisita.

Los minerales de carbonato constituyen cerca del 60% de las venas y de los cuerpos carbonatados grandes; ellos son: principalmente calcita, dolomita, ankerita y siderita. Los otros constituyentes son borita, parisita, cuarzo y pequeñas cantidades variables de otros 23 minerales. El contenido de elementos raros en la mayoría de los cuerpos mineralizados es de 5-15%.

EL COMPLEJO ÍGNEO PALABORA.

Este complejo proterozoico, es el resultado de una actividad ígnea intrusiva en el cual fueron emplazados en estados sucesivos piroxenita y sienita. La primera intrusión fue la de una piroxenita micácea, formando una especie riñón en afloramiento y una pipa en profundidad. El fracturamiento de esta pipa permitió la intrusión de un cuerpo en forma de dique de carbonatita transgresiva y el desarrollo de stockwork de venillas de carbonatita. La zona a lo largo de la cual el cuerpo carbonatado fue emplazado sufrió fracturamiento repetido y fluidos mineralizantes migraron a través de ella depositando sulfuros de cobre los cuales rellenaron las fracturas.

Estas vetas verticales ocurren en zonas de tendencias paralelas y poseen más de 10 m de ancho, aunque individualmente las venas poseen usualmente menos de 1cm de espesor y no continúan por más de 1m. Las perforaciones han mostrado que el cuerpo mineralizado continua a más de 1 km bajo la superficie.

Un notable avance se hizo en 1950 cuando se descubrió unos 200 millones de toneladas de suelos residuales resultado de la erosión del complejo de carbonatita Sukulu al este de Uganda. Estos suelos contenían pirocloro, flúor, apatito, zircón y magnetita titanífera. Este pareció ser un depósito ideal para la explotación con equipos de movimiento de tierra pero el tamaño fino del pirocloro (45% estaba bajo 10 mm) hizo difícil su concentraciones.