



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Apuntes de Yacimientos Magmáticos
para el curso de Metalogenia de la
Facultad de Ingeniería**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Giselle Altagrassi Herrera Núñez

ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

Dr. Aldo Ramos Rosique



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020

JURADO ASIGNADO

Presidente:	Ing. Alfredo Victoria Morales
Vocal:	Dr. Aldo Ramos Rosique
Secretario:	Dra. Vanessa Colás Ginés
1er. Suplente:	Dra. Laura Mori
2do. Suplente:	Ing. Marco Antonio Rubio Ramos

CONTENIDO

Objetivo	3
Introducción	4
1.1 Antecedentes	5
1.1.1 Partición de elementos en sistemas magmáticos.....	5
1.1.1.2 Distribución de elementos traza en fases coexistentes.....	7
1.1.2 Procesos magmáticos como mecanismos formadores de mena.....	8
1.1.3 Formación y evolución de los magmas.....	9
1.2 Yacimientos magmáticos	11
1.2.1 Sulfuros de Ni, Cu y Elementos del Grupo del Platino (EGP)	11
1.2.2 Depósitos de cromita en rocas máficas y ultramáficas	24
1.2.2.1 Depósitos de cromita estratiformes en intrusiones máficas y ultramáficas	25
1.2.2.2 Depósitos de cromita podiforme	32
1.2.3 Óxidos de titanio en anortositas	42
1.2.4 Tierras raras ligeras (<i>LREE</i>) en carbonatitas	50
1.2.5 Metales raros en pegmatitas graníticas	59
1.2.6 Diamantes en Kimberlitas y Lamproítas	73
Glosario	84
Bibliografía consultada	87

Objetivo

El objetivo fundamental del presente trabajo es apoyar y facilitar el proceso de enseñanza y aprendizaje, a través de un material didáctico escrito que incluye medios visuales (imágenes, diagramas y gráficos) y ejemplos que ayudan en la asimilación de contenidos del curso de Metalogenia.

El trabajo aborda, de manera clara y sintética, los aspectos más relevantes relacionados a la formación y ocurrencia de los yacimientos ortomagmáticos, permitiendo, a los alumnos de la carrera de Ingeniería Geológica, facilitar la comprensión y aprendizaje de nuevos conceptos.

Finalmente se pretende que a futuro el presente material se incluya como uno de los capítulos en el libro básico o apuntes del curso de Metalogenia de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, el cual podrán usar como material de estudio autónomo, en un contexto de aula invertida. Este será un material de consulta distinto a los tradicionales al contener casos de estudio significativos en México, además de estar escrito en un lenguaje claro, sencillo y en español, pues actualmente la gran parte de la bibliografía del curso se encuentra únicamente en inglés y las explicaciones proporcionadas pueden ser en ocasiones difíciles de comprender.

*“Lo que hacemos por nosotros mismos
muere con nosotros. Lo que hacemos por los
demás y por el mundo, permanece y es
inmortal”*

Albert Pike

Introducción

Un yacimiento mineral se define como una acumulación natural de minerales (metálicos y no metálicos) en la corteza terrestre, que en un tamaño y concentración suficientes, y bajo ciertas circunstancias pueden extraerse de uno o varios cuerpos en el presente o en un futuro inmediato, obteniéndose de ellos un beneficio económico.

En el caso de los yacimientos magmáticos, ortomagmáticos o de segregación magmática, éstas son acumulaciones que se forman a partir la cristalización directa de un magma. Dicho magma produce la concentración de los elementos de interés económico, principalmente metálicos, gracias a los procesos de inmiscibilidad líquida o cristalización fraccionada que tienen lugar durante su ascenso y posterior emplazamiento en la corteza, los cuales se pueden considerar como mecanismos formadores de mena.

Los depósitos magmáticos son importantes pues a partir de ellos se obtiene la principal producción mundial de Ni, elementos del grupo del platino (EGP), Ti, elementos de tierras raras (REE), Y, Nb y diamantes, además de ser importantes en la producción de Cr y Cu. Por tanto, entender el proceso de formación de estos depósitos y reconocer sus características geológicas resultan de vital importancia para la exploración y explotación de recursos minerales.

En consecuencia, el presente escrito se enfoca en familiarizar al estudiante con las principales características geológicas de los distintos tipos de yacimientos ortomagmáticos. Así, para cada yacimiento se describen aspectos como morfología de los cuerpos que albergan las menas, mineralogía y texturas, ambientes tectónicos de formación, ocurrencias actuales, procesos que intervienen en su formación y emplazamiento, así como la importancia económica que representan actualmente.

Al final de cada sección se incluye un caso de estudio que se considera relevante a nivel mundial o nacional y que, a su vez, representa casos muy típicos o anomalías respecto lo común, para que los estudiantes apliquen los conceptos descritos durante el capítulo en un caso real. En dichos casos de estudio se pueden identificar las variaciones que existen en las distintas ocurrencias de un mismo tipo de yacimiento, pues hay que tener presente que, aunque los yacimientos magmáticos comparten características similares, cada depósito es único e irrepetible.

1.1 Antecedentes

Objetivo: Estudiar las clasificaciones geoquímicas de los elementos que constituyen la corteza y manto terrestre, así como los procesos de generación y evolución de magmas, para comprender cómo es que ambos temas se relacionan para concentrar elementos de interés económico en sistemas magmáticos.

Los yacimientos magmáticos también conocidos como ortomagmáticos o de segregación magmática son aquellos en los que la mena se forma a partir de la cristalización directa de un magma o, en el caso particular de los diamantes en kimberlitas, es transportada por este.

1.1.1 Partición de elementos en sistemas magmáticos

De acuerdo a su concentración en las rocas, los elementos químicos se clasifican como:

- *Elementos mayores:* se presentan en altas concentraciones (>1.0 % en peso), controlando en gran medida las propiedades físicas de los magmas y los principales minerales formadores de roca. La determinación analítica de estos se usa para clasificar rocas y estudiar la evolución química de los magmas durante la cristalización o fusión (petrogénesis).

Los ejemplos más comunes son el Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na y K, los cuales al combinarse con O, crean los minerales formadores de roca: cuarzo, feldspatos, piroxenos, olivino y, en presencia de agua, anfíboles y micas. En la mayoría de los sistemas magmáticos, hay 10 o menos componentes principales que en conjunto representan el 99 % o más del sistema (White, 2013). Dentro de esta clasificación también se encuentran los compuestos volátiles como H₂O y CO₂.

- *Elementos menores:* se presentan en concentraciones del 0.1 a 1.0 % en peso, comúnmente sustituyen un elemento en un mineral formador de roca (ej. Mn sustituyendo al Fe en la estructura cristalina de minerales máficos). En concentraciones suficientes pueden formar un mineral accesorio como el apatito, circón o sulfuros, que se forman a partir de los elementos menores P, Zr y S respectivamente.
- *Elementos traza:* debido a su baja concentración (< 0.1 % en peso), solo pueden sustituir a elementos mayores o menores. Su concentración y distribución ayuda a estudiar la evolución de los magmas, particularmente sirven como trazadores para restringir la fuente magmática o algunos procesos magmáticos (Tabla 1). Su concentración se expresa en partes por millón o billón (*ppm, ppb*).

Debido a que las diferentes fases minerales incorporan o excluyen a los elementos traza con mayor selectividad que los elementos principales, la distribución de elementos traza puede proporcionar información en los procesos de fusión parcial y diferenciación magmática que no se pueden deducir a partir de la consideración de los elementos mayores. Aunque los elementos traza son más sensibles a los procesos de fraccionamiento ígneo, solo algunos, son actualmente útiles para el estudio de magmas, como:

- Metales de transición: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu y Zn.
- Tierras raras (lantánidos) y elementos relacionados: Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, U, Th.
- Otros: Pb; elementos litófilos de radio iónico grande (*LILE*): Rb, Cs, Sr, Ba; elementos de alto potencial iónico (*HFSE*): Zr, Hf, Nb, Ta.

Tabla 1. Características principales de los elementos traza en sistemas magmáticos. Modificada de Winter (2001 y referencias ahí citadas).

Elemento	Uso como indicador petrogenético
Ni, Co, Cr	Altamente compatibles. Ni y Co son concentrados en olivino, Cr en espinela y clinopiroxenos.
V, Ti	Muestran fuerte fraccionamiento en óxidos de Fe y Ti (ilmenita o titanomagnetita). Si se comportan de manera diferente el Ti probablemente se fracciona a una fase accesoria como titanita o rutilo.
Zr, Hf	Elementos altamente incompatibles. No sustituyen a los principales elementos de silicatos (aunque pueden reemplazar Ti en titanita o rutilo).
Ba, Rb	Elementos incompatibles que sustituyen al K en micas o feldespato potásico. El Rb se sustituye con menor facilidad en la hornblenda comparado con micas y feldespato-K.
Sr	Sustituye al Ca en plagioclasas. Se comporta como un elemento compatible a bajas presiones, donde la plagioclasa se forma tempranamente, y como elemento incompatible a altas presiones, donde la plagioclasa no es estable.
REE	Utilizados para modelar las características de la fuente y la evolución del fundido. El granate aloja los <i>HREE</i> más que los <i>LREE</i> y, en menor grado ortopiroxeno y hornblenda. Titanita y plagioclasa alojan más <i>LREE</i> . El Eu^{2+} se fracciona fuertemente en la plagioclasa.
Y	Comúnmente incompatible. Se fracciona fuertemente en el granate.

En general, los elementos tienen diversas afinidades de acuerdo a los ambientes físico-químicos en los que residen. Goldschmidt (1937) propuso que los elementos de la Tierra tienden a incorporarse en distintas fases e introdujo los siguientes términos para clasificarlos: i) *litófilos*, con **afinidad** por las fases silicatadas, por lo que se concentran en la porción de silicato de la Tierra (corteza y manto); ii) *calcófilos*, con **afinidad** por las fases sulfuradas, de forma que se concentran principalmente en el núcleo terrestre; iii) *siderófilos*, con **afinidad** por fases líquidas metálicas, son poco abundantes en la corteza y el manto ya que principalmente se concentran en el núcleo; iv) *atmófilos*, elementos extremadamente volátiles concentrados en la atmósfera e hidrósfera. Además, Goldschmidt (1937)

desarrolló unas reglas respecto a las sustituciones de elementos, basadas en el radio iónico, valencia y electronegatividad.

1.1.1.2 Distribución de elementos traza en fases coexistentes

Prácticamente todos los elementos se distribuyen de forma continua entre dos fases en equilibrio, lo cual se conoce como fraccionamiento químico. De modo que es conveniente definir un *coeficiente de distribución* o de reparto (D) (Figura.1) para relacionar la concentración de algún elemento en dos fases diferentes, una líquida (fundido residual) y otra sólida (minerales), que se encuentran en equilibrio:

$$D_i^{s/l} = \frac{C_i^s}{C_i^l}$$

Donde i es el elemento traza y C_i^s , C_i^l son las concentraciones de este elemento en la fase sólida y líquida, respectivamente (en ppm).

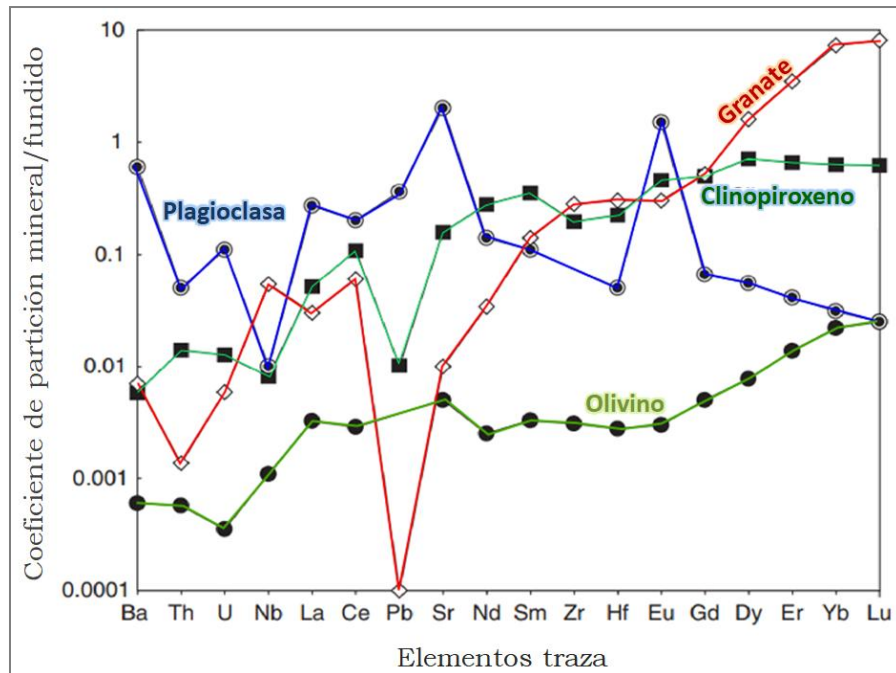


Figura.1 Coeficientes de reparto típicos para ciertos elementos traza en un fundido basáltico. El gráfico muestra la composición de minerales representativos del manto y los coeficientes de reparto mineral/fundido de distintos elementos traza para cada uno de ellos. Se observa cómo la cristalización de estas fases minerales empobrece o enriquece el fundido residual en determinados elementos traza. Por ejemplo, el coeficiente de reparto del Sr en el olivino, granate y clinopiroxeno es menor a 1, por lo que la cristalización de dichas fases minerales provoca el enriquecimiento de Sr en el fundido residual. Sin embargo, la cristalización de plagioclasa incorporará más Sr, provocando que el fundido residual se empobrezca en dicho elemento. Modificada de Albardé (2009).

Teniendo en cuenta los procesos de distribución de elementos, se han establecido los siguientes términos para referirse a la concentración de elementos traza, entre la masa fundida y las fases minerales:

- ❖ *Incompatible*: elementos traza que se concentran más en la parte fundida que en la sólida y cuyo $D \ll 1$. Son buenos indicadores del grado de fusión, porque a bajos grados de fusión se enriquecen notablemente en el fundido. Comúnmente se subdividen en dos grupos de acuerdo a la relación carga eléctrica/radio iónico. Los elementos de alto potencial iónico o *HFSE* “*high-field-strength elements*” (por sus siglas en inglés) son los de menor radio iónico y con mayor carga, incluyen Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta, son elementos insolubles en agua, por lo que no se movilizan durante el intemperismo y metamorfismo. Los elementos litófilos de radio iónico grande o *LILE* “*large-ion lithophile elements*” (por sus siglas en inglés) son elementos de baja carga y gran radio iónico, incluyen Rb, Cs, Ba, Pb^{2+} , Sr, que son considerados elementos más móviles, particularmente en presencia de fases fluidas.
- ❖ *Compatible*: son elementos traza que pueden sustituir con facilidad a un elemento mayor en la red cristalina de algún mineral máfico. Por lo tanto, durante la fusión parcial estos elementos permanecen en la fase sólida residual y durante la cristalización fraccionada se empobrecen notablemente en el líquido residual, porque se van hacia los minerales, por esta razón son buenos indicadores cualitativos del grado de cristalización fraccionada. Poseen valores de $D > 1$. Comúnmente son elementos de pequeño radio iónico y de baja valencia, incluidos Ni, Cr, Cu, W, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt y Au.

1.1.2 Procesos magmáticos como mecanismos formadores de mena

No todas las rocas ígneas forman yacimientos minerales. Para que un depósito se origine requiere que aquellos elementos (principalmente metálicos) que ocurren en cantidades traza en los magmas, se concentren en cantidades suficientes para ser considerados de interés económico. Ello implica que los magmas primarios estén sujetos a procesos de fusión parcial y diferenciación magmática como: cristalización fraccionada, inmiscibilidad líquida, mezcla de magmas y/o asimilación cortical (Figura.2).

Entender los procesos mantélicos y corticales anteriores implica tomar en cuenta: donde se forman originalmente los magmas; la composición de la fuente; cómo evolucionan durante su ascenso a la superficie y; el ambiente tectónico en el cual se emplazan y cristalizan.

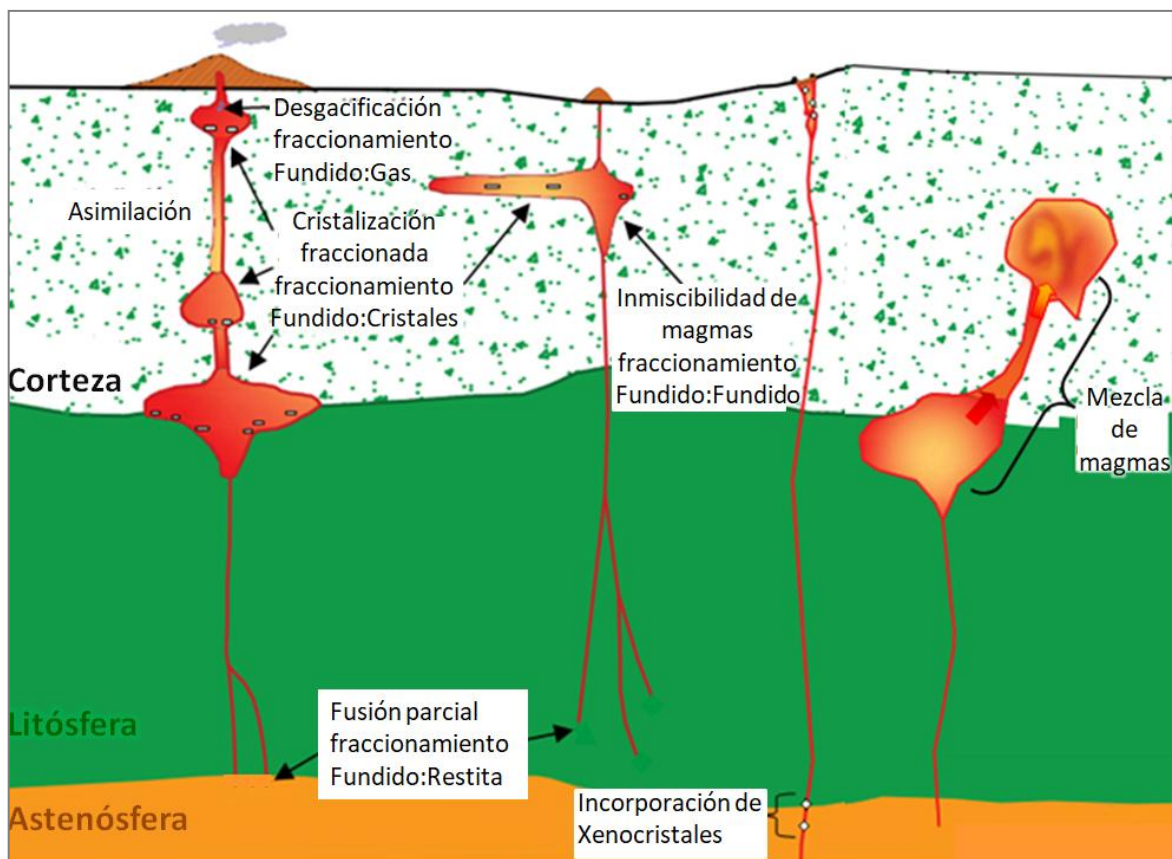


Figura.2 **Procesos de evolución magmática.** Procesos importantes en la formación de depósitos magmáticos. Modificada de Ridley (2013).

1.1.3 Formación y evolución de los magmas

El magma, conceptualizado como una mezcla de cristales suspendidos, gas (libre y en solución) y fundido, se forma primeramente por la fusión de rocas en el manto astenosférico. El magma primario de composición basáltica, producto de la fusión del manto, abandona su fuente y evoluciona mediante la combinación de dos o más de los siguientes procesos, que pueden ocurrir de forma simultánea o secuencial (Figura.2):

- *Fusión parcial:* El manto está conformado por roca sólida. Bajo condiciones especiales (descompresión y/o adición de volátiles) las rocas comienzan a fundirse y, debido a los distintos puntos de fusión de los minerales, se produce fusión parcial, dando como resultado la distribución de elementos entre la masa fundida y la roca residual. A menor fusión parcial más enriquecido está el fundido en elementos incompatibles.
- *Cristalización fraccionada:* A medida que un magma se enfría va formando cristales que son retirados o fraccionados del fundido cuando se forman. A medida que continúa la cristalización, disminuye drásticamente la concentración de elementos compatibles en el líquido residual, cambiando la composición original del magma

conforme progresa la cristalización. Una forma en la que sucede este proceso es cuando los minerales más densos se pueden hundir por gravedad hacia la parte inferior de la cámara magmática formando *cumulados*. El orden de cristalización de los minerales se produce de manera sistemática de acuerdo a sus puntos de fusión (ej. serie de reacción de Bowen), siendo los primeros en cristalizar los minerales ferromagnesianos.

- *Inmiscibilidad de magmas*: A partir de un magma homogéneo principal se puede producir por diferencia de densidad la segregación de dos fracciones de fundido. Donde el fundido más denso tiende a colarse y hundirse en el fondo de la cámara magmática, de manera similar a los cristales que se fraccionan por gravedad. Las dos fracciones pueden tener fases mineralógicas similares (silicato-silicato) o muy diferentes (silicato-óxido, silicato-carbonato, silicato-sulfuro).
- *Mezcla de magmas*: Dos o más magmas de diferente composición química pueden mezclarse si entran en contacto, produciendo un magma de composición diferente a cualquiera de los magmas originales. El proceso está controlado por la temperatura, densidad y viscosidad de los magmas que entran en contacto. Si los magmas de composición contrastante comienzan a mezclarse, primero será necesario algún mecanismo de agitación, que podría ser proporcionado por convección entre el magma más caliente que sube a través del magma más frío.
- *Asimilación cortical*: Los magmas durante su ascenso a la superficie, deben atravesar la corteza, esto genera la posibilidad de que fragmentos de corteza entren en contacto con el magma (ej. paredes del conducto volcánico o cámara magmática), siendo arrancados, incorporados y fundidos en el magma. El calor requerido para la fusión proviene del mismo magma, por lo que, generalmente, solo una cantidad limitada de roca puede ser asimilada. La asimilación de una cantidad modesta de material cortical rico en algún elemento puede tener un efecto considerable sobre un magma que inicialmente estaba empobrecido en él. Debido a que la asimilación va acompañada de cristalización, ambos procesos tienen lugar simultáneamente, en un proceso denominado asimilación y cristalización fraccionada (*AFC*, por sus siglas en inglés).

Los procesos anteriores deben de ser entendidos como formadores de mena, pues definen las asociaciones minerales de rocas ígneas que poseen concentraciones anómalas de elementos de interés económico.

1.2 Yacimientos magmáticos

1.2.1 Sulfuros de Ni, Cu y Elementos del Grupo del Platino (EGP)

Objetivo: Distinguir las categorías de depósitos de sulfuros magmáticos por medio de algunas de sus principales características geológicas, así como identificar los distintos procesos que actúan en la saturación de azufre de un magma, para producir inmiscibilidad silicato-sulfuro.

Los depósitos de sulfuros en rocas máficas y ultramáficas representan concentraciones importantes de elementos calcófilos y siderófilos (sección 1.1.1), en menas de metales base (Cu, Ni) y preciosos (EGP: Ru, Rh, Pd, Os, Ir y Pt). Actualmente representan ~ el 56 % de la producción mundial de Ni y más del 96 % de Pt, Pd y otros EGP (Barnes et al., 2017).

En términos generales, este tipo de depósitos se dividen en dos categorías principales (Tabla 2.): ricos en sulfuros, explotados principalmente por Ni y Cu; y pobres en sulfuros (típicamente < 5 % de sulfuro), dominados por los elementos del grupo del platino (EGP) (Song et al., 2011).

Los yacimientos se presentan en una variedad de cuerpos ígneos como son:

- 1- Yacimientos ricos en Ni-Cu-(Co) en pequeñas intrusiones gabroicas, usualmente identificadas como conductos de magma.
- 2- Depósitos dominados por Ni, en lavas ultramáficas (Komatitas).
- 3- Concentraciones de EGP en grandes intrusiones bandeadas máficas-ultramáficas.

Tabla 2. Características de los principales yacimientos de sulfuros magmáticos. Mt-millones de toneladas; % en peso. Tomada de Naldrett (2004).

Tipo de depósito	Origen	Deposito	Reservas de metal; ley promedio)		
			Ni (Mt ; % en peso)	Cu (Mt ; % en peso)	EGP(Mt ; % en peso)
Ni-Cu-(EGP)	Intrusión relacionada a un impacto meteórico	Sudbury, Canadá	1978 ; 1.2	1780 ; 1.08	1933 ; 1.17
		Conducto magmático	Noril'sk, Rusia	2320 ; 1.77	4673 ; 3.57
	Base de un flujo komatiítico	Pechenga, Rusia	400 ; 1.18	215 ; 0.63	107 ; 0.32
		Jinchuan, China	545 ; 1.06	389 ; 0.75	135 ; 0.26
		Voisey's Bay, Canadá	217 ; 1.59	116 ; 0.85	26 ; 0.19
		Thompson, Australia	349 ; 2.32	24 ; 0.16	124 ; 0.83
EGP	Grandes intrusiones bandeadas	Kambalada, Australia	194 ; 2.9	14 ; 0.21	74 ; 1.13
		Bushveld, Sudáfrica	1500 ; 0.04-0.41	688 ; 0.02-0.2	65,473 ; 4.1-6.2
		Great Dyke, Zimbawue	540 ; 0.21	360 ; 0.14	13,946 ; 5.42
		Stillwater, EUA	1.5 ; 0.002	0.7 ; 0.02	804 ; 24.9

Rocas que albergan las menas

Rocas gabróicas: Se incluyen rocas (Tabla 3.) relacionadas con gabro, que es una roca ígnea de grano grueso cuya composición equivale (extrusivamente) a la de un basalto, es decir, consta esencialmente de augita y plagioclasa cálcica. Aunque estas rocas se presentan en los mismos ambientes tectónicos que los basaltos, a diferencia de estos, las rocas gabróicas solo quedan expuestas por exhumación y erosión. Las grandes intrusiones de gabro normalmente exhiben una configuración mineralógica interna cumulítica, donde los minerales ferromagnesianos se acumulan en la base, mientras que los minerales félsicos se concentran preferentemente en el techo.

Tabla 3. Rocas gabróicas de grano grueso.

Roca	Anortosita	Troctolita	Norita	Gabronorita
Minerales esenciales	Mas del 90% de plagioclasa	Plagioclasa cálcica y olivino	Plagioclasa y ortopiroxeno	Plagioclasa cálcica, augita y enstatita (ambos piroxenos proporciones similares)

Komatiítas: Son lavas ultramáficas restringidas a los *cinturones de roca verde (greenstone belts)* del Arqueano, con más del 18 % en peso de MgO. Representan las lavas más calientes que cualquier otro magma que haya hecho erupción en la superficie terrestre, alcanzando temperaturas de hasta 1,600°C (Gill, 2010). Son producto de plumas del manto generadas a partir de la fusión parcial de rocas del manto profundo, por lo que petrológicamente se consideran como peridotitas. La característica petrográfica más distintiva que poseen es la textura *spinifex*, con cristales esqueletales de olivino de varios centímetros de longitud en la superficie de la lava, producto de un enfriamiento más rápido con respecto a la zona interna del flujo. Los derrames se encuentran internamente diferenciados (Figura.3):

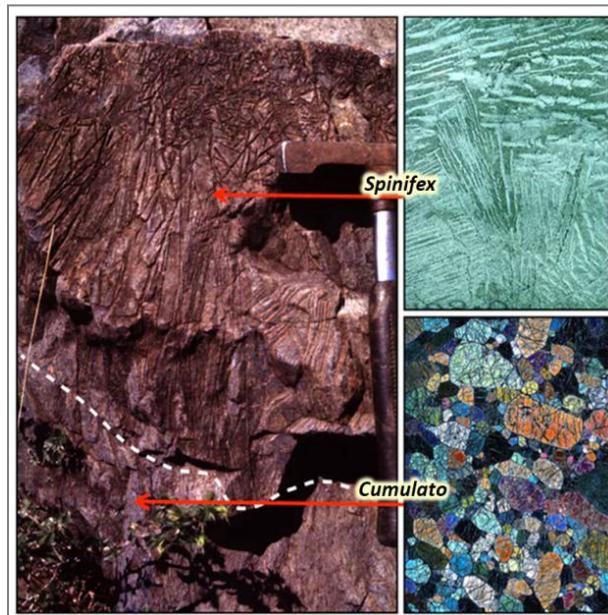


Figura.3 Flujo komatiítico del cinturón de roca verde de Barberton, Sudáfrica. La zona situada arriba de la línea punteada está dominada por cristales esqueletales de olivino (textura spinifex), mientras que la zona inferior está formada por cumulos de olivino que marcan la base del flujo. Tomada de Mole (2014).

zonas basales *duníticas*, y partes altas piroxeníticas y con textura spinifex. En muchos casos se formaron flujos poco viscosos, de gran volumen y extensión, cuyos espesores van de pocos hasta cientos de metros.

Morfología de cuerpos magmáticos asociados

La mayoría de las intrusiones que albergan sulfuros ortomagmáticos se encuentran estratificadas, desde grados más máficos en porciones profundas, hacia más félsicos en zonas superiores, de modo que las mineralizaciones de sulfuro comúnmente se encuentran cerca o en la base de las intrusiones.

Los depósitos de sulfuros de EGP se alojan exclusivamente dentro de grandes intrusiones máficas-ultramáficas en forma de *sill* o de *diapiro* de varios kilómetros de espesor (Figura.4-A y 4-B). Los depósitos más importantes de EGP, conocidos como “reefs”, son capas delgadas de gran continuidad lateral y con espesores de menos de 1 m hasta ~20 m. La mayoría de los recursos económicos de EGP se encuentran dentro de intrusiones excepcionalmente grandes de más de 4 km de espesor (>10 000 Km³ de volumen) como son el Complejo Bushveld (Sudáfrica), Great Dyke (Zimbawue), y el Complejo Stillwater (E.U).

En el caso de los sulfuros dominados por Ni-Cu, existe mayor diversidad de formas en cuanto a los cuerpos ígneos que albergaran las mineralizaciones, pues el magma fluye a través de conductos o canales restringidos (Figura.4-C).

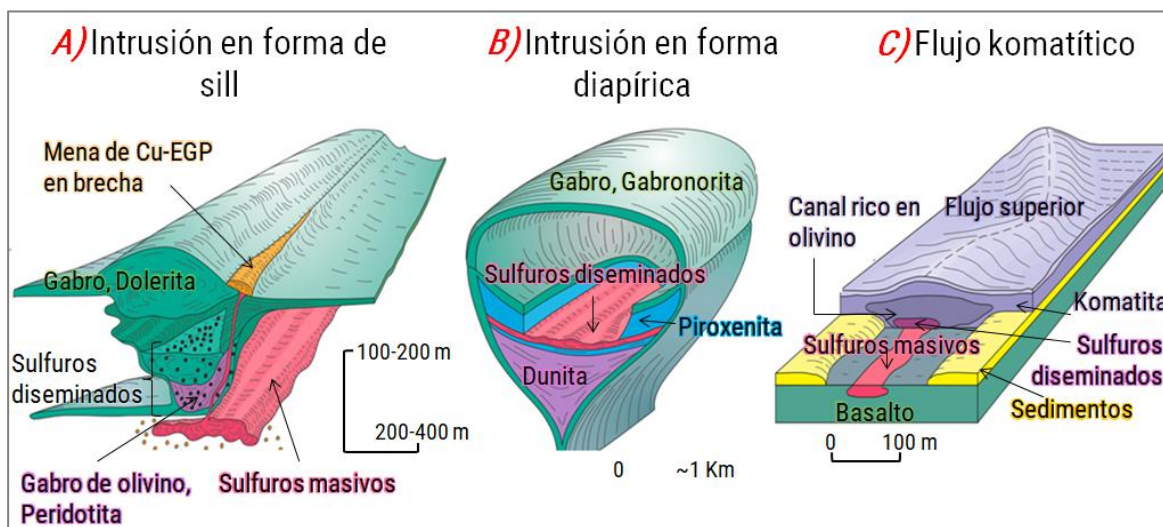


Figura.4 Morfologías características de intrusiones magmáticas que albergan menas de sulfuros de Ni, Cu y Elementos del Grupo del Platino (EGP). En cada imagen se observa la distribución de la mena dentro de la intrusión. **A)** Intrusión en forma de *sill* o embudo alargado, como en el depósito Eagle (Michigan, E.U). **B)** Intrusión en forma diapírica con sulfuros diseminados en forma de capas o estratos como en el yacimiento Fazenda Mirabela (Brasil) cuya capa diseminada es de hasta 100 m de espesor y se explotada por Ni y Cu. **C)** Flujo komatítico albergando sulfuros predominantemente de Ni como en el yacimiento de Kambalda (Australia). Modificada de Barnes et al. (2017).

Ambiente tectónico

Están relacionados espacial y temporalmente con la actividad magmática intraplaca durante el Arqueano y hasta el Jurásico Medio.

Muchos de los complejos más grandes de sulfuros se producen en entornos intracratónicos, asociados con la actividad de plumas del manto (Figura.5). Sin embargo existen depósitos asociados a zonas de subducción, como los de sulfuros de Ni-Cu del cinturón orogénico de Asia Central en China, o más comúnmente los depósitos ricos en EGP alojados en complejos de tipo Ural/Alaskiano (Li et al., 2012).

Los depósitos alojados en komatiitas (Raglan en Canadá o Kamblada en Australia) se restringen a edades arqueanas y proterozoicas, mientras que los relacionados a sistemas de extensión intracontinental alojados en intrusiones (como en Duluth, Estados Unidos) poseen edades desde el Proterozoico al Fanerozoico. (Acosta et al., 2018 y referencias ahí citadas).

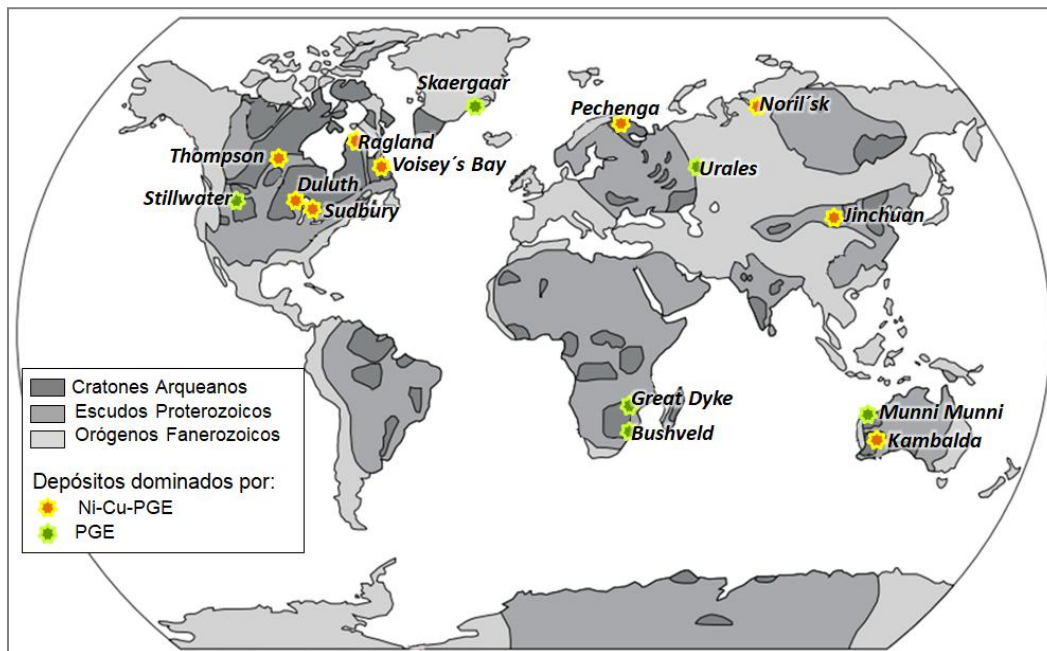


Figura.5 **Mapa ilustrativo** mostrando la distribución mundial de los principales depósitos de sulfuros de Ni-Cu y EGP ortomagmáticos. Modificado de O'Driscoll et al. (2017).

Génesis de los yacimientos

Los depósitos de sulfuros ortomagmáticos generalmente se forman a partir de magmas con diferente grado de evolución, ya que varían desde komatiíticos hasta basálticos.

Con excepción del yacimiento de Sudbury (Canadá) que debe su origen a un impacto meteórico (Caso I), el origen de estos yacimientos está asociado a la inmiscibilidad

silicato-sulfuro, una vez que el magma máfico-ultramáfico, enriquecido en elementos calcófilos y siderófilos, se sobresatura en azufre (Figura.6). La capacidad de los magmas basálticos para transportar y concentrar finalmente Ni, Cu y EGP, está altamente afectada por la solubilidad del sulfuro en los magmas (denominada concentración de azufre en el momento en que ocurre la saturación en sulfuro o SCSS, por sus siglas en inglés). Esta solubilidad es la que principalmente controla la cantidad de azufre requerida para alcanzar la saturación de sulfuro, que se derivará en una fracción inmisible en un magma.

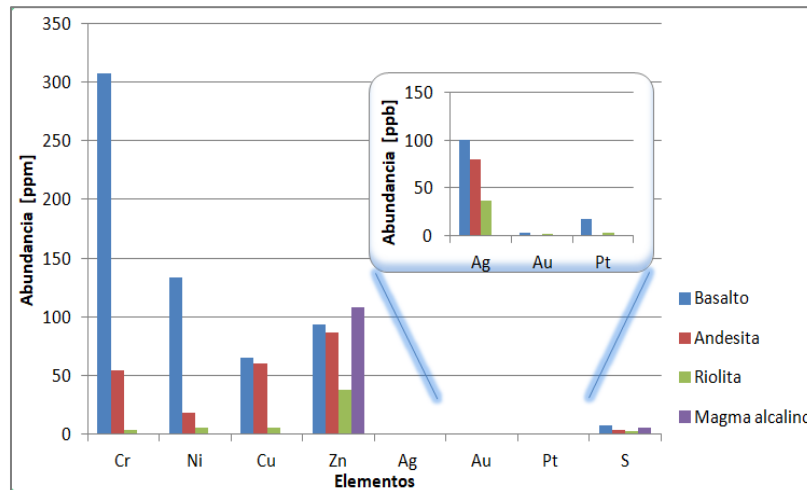


Figura.6 **Abundancia relativa de elementos en distintos magmas.** Se observa como la concentración de los distintos metales base y preciosos e incluso el azufre son significativamente más abundantes en los magmas máfico-ultramáficos. Datos tomados de Robb (2005, y referencias ahí citadas).

La SCSS varía de forma directamente proporcional a la temperatura (Figura.7), y al contenido de FeO en el magma (magmas ricos en Fe aumentan la solubilidad del sulfuro). Por otro lado, la SCSS varía de modo inversamente proporcional a la presión, al contenido de sílice y aluminio (la adición de SiO₂ y Al₂O₃ a un magma disminuye la solubilidad del azufre), y a la fugacidad del oxígeno (fO₂).

Una vez que el contenido de S del magma supera al SCSS, una fase líquida de sulfuro nucleará formando pequeñas gotas suspendidas en el fundido silicatado. Así, la saturación en S de un magma se puede lograr si (Robb,2005):

- *Aumenta la cristalización y disminuye la temperatura del magma* (Figura.7): El azufre se comporta como un elemento incompatible bajo condiciones saturadas de sulfuro. Por lo que, la cristalización fraccionada hace que el contenido de S aumente en el liquido residual.
- *Aumento de la fO₂*, de forma que la cantidad de Fe²⁺ en el magma disminuye, como ocurre durante la fraccionación de una fase rica en Fe.

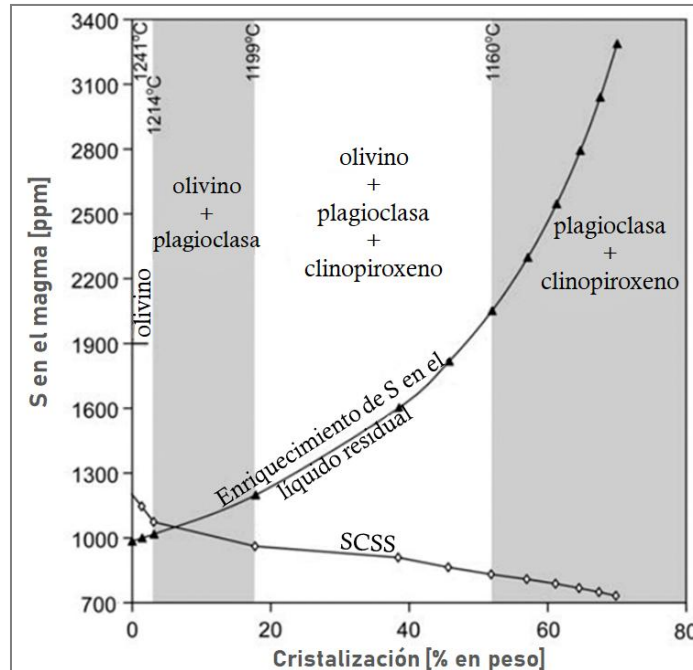


Figura.7 Efecto de la cristalización fraccionada en el contenido de S y la saturación de líquidos basálticos residuales. En este caso se requirió menos del 10% de cristalización para inducir la saturación de sulfuro en un líquido. Los datos para construir las curvas de enriquecimiento y de contenido de S en la saturación de sulfuro (SCSS) corresponden a Wallace y Carmichael (1992) y Li et al. (2003). Modificada de Li y Ripley (2005).

- *Se mezclan o inyectan magmas que se encuentran en o cerca de la saturación de sulfuro*, pudiendo dar lugar a un magma híbrido sobresaturado. Este proceso es crítico para la concentración de EGP. En este caso se considera que en la cámara magmática existe una pequeña concentración de gotas de sulfuro, de forma que cuando se introduce un magma más primitivo (menos diferenciado), las gotas de sulfuro capturan los EGP (también el Ni y Cu) y los concentran a partir de un gran volumen de magma. Esta mezcla es más eficiente si, al introducirse el nuevo magma (más primitivo), no traspasa los límites de la cámara parcialmente cristalizada, lo cual ocurre si las densidades de los magmas son similares.
- *Se contaminan los magmas por asimilación de corteza*. En este contexto, las rocas de la pared, al ser ricas en sílice disminuyen la solubilidad del azufre provocando la saturación. Este proceso es el más común para los flujos komatiíticos, debido a la erosión térmica se generan canales debajo de su flujo, dejando atrás un residuo acumulado de sulfuro líquido y cúmulos de silicato.
- *Se añade azufre de fuentes externas*. Este proceso es el dominante en la formación de sulfuros en komatiitas, donde lavas ultramáficas poco viscosas y muy calientes, asimilan grandes cantidades de S por fusión directa de fragmentos de la roca

encajonante o rocas metasedimentarias ricas en S o H₂S. Este proceso permite explicar el origen de varios depósitos de Ni-Cu alojados por komatiitas en todo el mundo, como el depósito de Kambalda en Australia Occidental.

Es necesario tener en cuenta que para que se formen depósitos metálicos importantes de sulfuros, la saturación y segregación de la fase sulfurada debe darse en etapas tempranas de la cristalización del magma, es decir, antes de que la fase silicatada cristalice significativamente.

Si se produce una sobresaturación de azufre en el magma máfico-ultramáfico, se producirá un reparto de elementos entre el magma de silicato y el líquido sulfurado segregado. Los elementos calcófilos y siderófilos en particular se reducen del líquido de silicato y se concentran en el líquido de sulfuro, creando así un líquido sulfuroso enriquecido y un líquido silicatado empobrecido en elementos calcófilos y siderófilos (Naldrett, 2004 y referencias ahí citadas).

La concentración final de un elemento traza en la fracción sulfurada (C_{sul}) depende de una serie de factores como la concentración inicial de metal en el magma parental silicatado (C_o), el coeficiente de reparto sulfuro-silicato (D_i ; donde i = elemento de interés, como Ni, Cu, EGP) y el factor R (R), que representa matemáticamente una relación entre la masa del magma silicatado y la masa del magma sulfurado segregado. Lo anterior se ilustra en la fórmula matemática, propuesta por Campbell y Naldrett (1979):

$$C_{sul} = [C_o D_i (R+1)] / (R+D_i)$$

El factor R es un parámetro que no solo representa una relación de masas, sino que también refleja el grado en que la fracción sulfurada inmisible interactúa con el magma de silicato del cual se deriva. Es decir, si a partir de un magma silicatado se segregan pocos glóbulos de sulfuro, matemáticamente se obtiene un factor R alto (recordar que R es la relación de masa de magma silicatado/magma sulfurado). Sin embargo, si los glóbulos segregados se encuentran en movimiento, ya sea por que se desplazan hacia el fondo de la cámara magmática (se hunden por ser más densos que el magma silicatado que los rodea), o porque son arrastrados por corrientes convectivas, el glóbulo interactúa con un mayor volumen de magma silicatado y, por tanto, el factor R será mayor. Por el contrario, si un glóbulo estático no interactúa con un gran volumen de magma silicatado, implica un factor R bajo. Por tanto, si consideramos que el magma silicatado actúa como reservorio de metales, un glóbulo móvil podrá asimilar una mayor cantidad de metales (R alto), que un glóbulo estático (R bajo), ya que sólo es capaz de asimilar los metales que están más próximos a él, y no se enriquece tanto.

Para entender mejor cómo el factor R influye en la concentración de los distintos metales traza (Ni, Cu y EGP) en la porción de sulfuro líquido nos referiremos la Figura.8-A. Si consideramos un elemento traza con un coeficiente de reparto moderadamente alto (Ni con $D = 275$) y otro con coeficiente de reparto mucho mayor (Pt con $D = 100\ 000$), vemos que cuando el factor R es bajo (por ejemplo, 10^3) la concentración de Ni en la fracción sulfurada es alta, debido a la combinación de un alto coeficiente de reparto (D) y alto contenido de Ni inicial (350 ppm) en el magma parental. En contraste, la concentración de Pt en la misma fracción sulfurada será menor debido a que el magma inicialmente tiene una menor concentración de Pt (5 ppb). Sin embargo, cuando el factor R es alto (por ejemplo, 10^6) la concentración de Ni de la fracción sulfurada no será significativamente más alta, pero el contenido de Pt habrá aumentado sustancialmente debido a una mayor interacción entre la fracción sulfurada inmisible y el magma silicatado. Esto permite explicar porque dentro de un mismo yacimiento podemos encontrar zonas enriquecidas en sulfuros de EGP y otras enriquecidas en sulfuros de Ni-Cu.

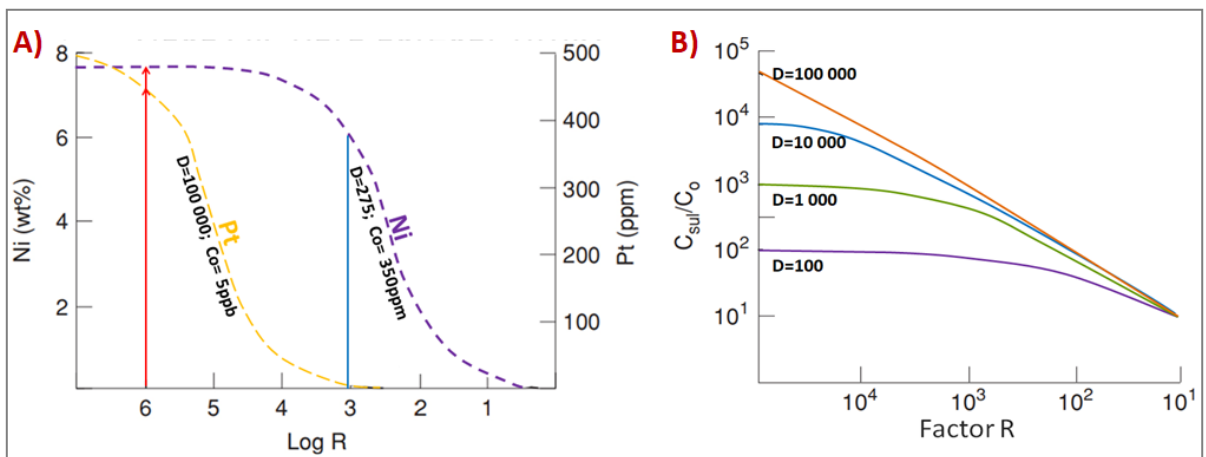


Figura.8 **Factor R.** **A)** Influencia del factor R en la concentración de Ni y Pt, para una fracción sulfurada inmisible que está en equilibrio con un magma basáltico (silicatado). **B)** Relación entre el factor R, coeficiente de reparto y el grado de enriquecimiento de los elementos traza en la fase sulfurada (C_{sul}/C_0). Modificada de Robb (2005, y referencias ahí citadas).

La gran mayoría de los depósitos de sulfuros de Ni, Cu y EGP se producen a partir de tres procesos fundamentales:

- 1) *Generación de una emulsión silicato-sulfuro*, ya que a altas temperaturas estos dos componentes son miscibles.
- 2) *Separación física de la mezcla en gotas de sulfuro y cúmulos de minerales silicatados*. Al disminuir la temperatura, y si la cantidad de componente sulfurado en el magma es suficiente, puede producirse la desmezcla de los dos líquidos. Para ello son necesarias condiciones adecuadas bajo las cuales los glóbulos de sulfuro se puedan equilibrar de manera efectiva con el volumen de magma silicatado.

- 3) *Unión de las gotas de sulfuro para formar grandes glóbulos que se depositan en lugares específicos.* Estos glóbulos al ser más densos que el magma, se pueden hundir por gravedad y acumularse en la base de una intrusión o flujo de lava.

Mineralogía y texturas

Los magmas máficos y ultramáficos cristalizan en un rango de temperatura cerca de los 1100 °C hasta los 600 °C. Como parte del enfriamiento y la cristalización de la fracción sulfurada, formada por inmiscibilidad magmática, el Fe, Ni, Cu y S se fraccionan formando una serie de fases de enfriamiento, que dan origen a una secuencia característica de sulfuros magmáticos, como son: calcopirita (CuFeS_2), pentlandita $[(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8]$, pirrotita (Fe_{1-x}S) y sulfuros de EGP.

En el caso de las komatiitas, los minerales de mena son ricos en Ni (del 1-5 % en peso, hasta el 20 % en peso de Ni) y en menor proporción Cu y EGP. Por tal razón la asociación mineral está dominada por pirrotita (Fe_{1-x}S) y pentlandita $[(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8]$, en menor proporción calcopirita (CuFeS_2) y, ocasionalmente otros minerales como violarita (FeNi_2S_4), millerita (NiS) y pirita (FeS_2).

La diferencia que existe entre el contenido Ni y Cu de minerales alojados por intrusiones y komatiitas, se debe a su petrogenesis. Las concentraciones de Ni en los magmas komatiíticos son mayores, ya que se formaban a partir de 40 % de fusión parcial de la peridotita del manto; en cambio los magmas máficos solo con un 10-20 % de fusión parcial (Ridley, 2013) y a mayores grados de fusión mayor concentración de compatibles en el magma.

En cuanto a texturas características (Figura.9), las asociaciones de sulfuros se pueden presentar como:

- ❖ *Malla, red o matriz:* forman la matriz tridimensional continua (intercúmulo) que encierra cúmulos de silicatos (Figura.9-A y 9-B):.
- ❖ *Vetillas:* pequeñas segregaciones irregulares de mineral masivo, que cortan a la roca encajonante y a los sulfuros previos.
- ❖ *Textura de emulsión* (Figura.9-C): mezclas congeladas de silicato fundido y sulfuro. Se desarrolla comúnmente como películas fundidas en contactos de erosión térmica.
- ❖ *Glóbulos* (Figura.9-D): sulfuros relleno vesículas.
- ❖ *Interspinifex* (Figura.9-E): el sulfuro ocupa los espacios entre los cristales de olivino dendrítico. Esta textura es exclusiva de las komatiitas

- ❖ *Masivo* (Figura.9-F): lentes de algunos metros de espesor con más de 50 % en volumen de sulfuro.
- ❖ *Diseminado* (Figura.9-G): con 1 a 33 % de sulfuros. Los sulfuros ocurren como segregaciones xenomórficas de ~1 mm a varios cm de diámetro dentro de una matriz silicatada.

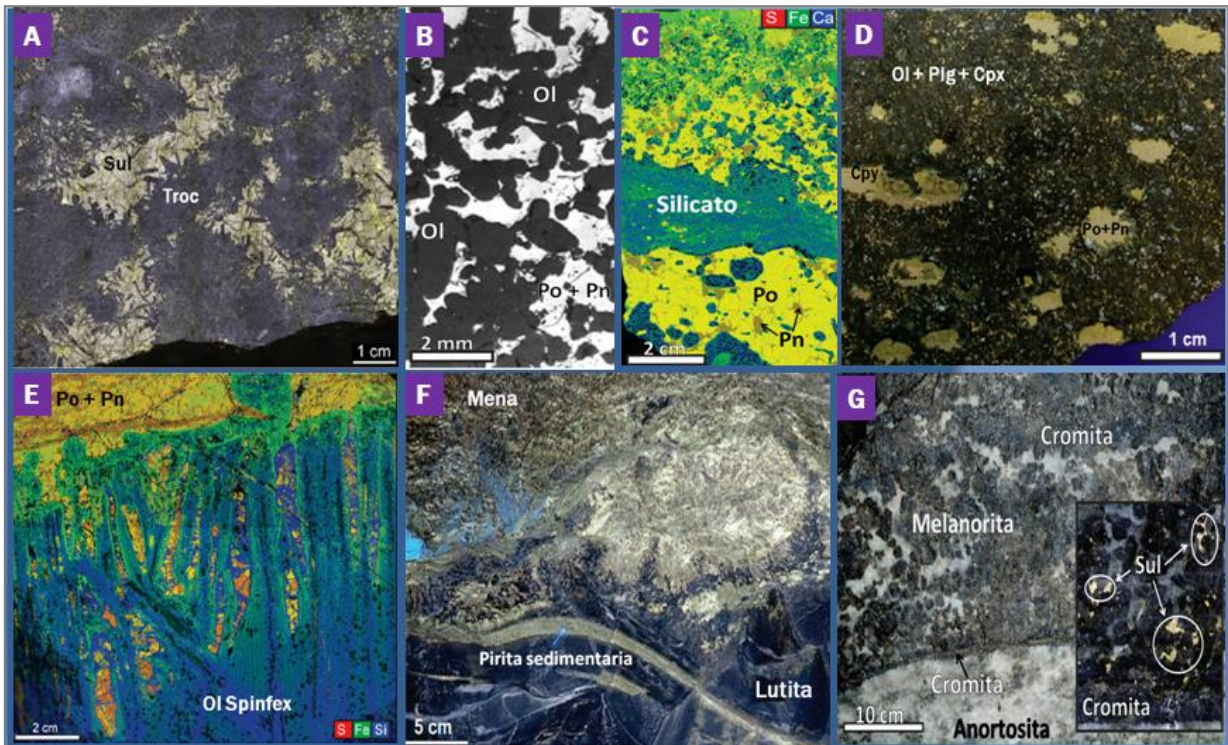


Figura.9 **Texturas principales de los sulfuros ortomagmáticos.** **A)** Textura de red en el depósito Voisey's Bay (Labrador, Canadá), los sulfuros (Sul) constituyen la matriz (intercúmulo) entre los clastos de la intrusión (troctolítica (Troc)). **B)** Textura de matriz del depósito Kattiniq (Canada), muestra granos de olivino (Ol) en una matriz continua de pirrotita (Po) y pentlandita (Pn). **C)** Textura de emulsión en Sudbury (Canada). **D)** Textura globular, con glóbulos de pentlandita (Pn), pirrotita (Po) y, en menor cantidad, calcopirita (Cpy) en una matriz de olivino (Ol), plagioclasa intersticial (Plg) y clinopiroxeno (Cpx). **E)** Textura interspinifex donde pentlandita (Pn) y pirrotita (Po) penetraron entre el olivino *spinifex* (Ol spinifex), en la parte superior del flujo komatiítico del yacimiento Kambalda (Australia). **F)** Sulfuros masivos del depósito Eagle (Michigan, E.U) asimilando una lutita negra, donde se observa una banda de pirita que aporta azufre a la formación del yacimiento. **G)** Capa de melanorita gruesa con sulfuros diseminados entre cristales de cromita del Merensky Reef en Complejo Bushveld (Sudáfrica). Tomada de Barnes et al. (2017 y referencias ahí citadas).

Caso de estudio I. Sudbury

El complejo ígneo Sudbury en Ontario, Canadá, es uno de los mayores depósitos de Ni, Co, Cu y EGP de la Tierra. El yacimiento de níquel ocupa el segundo lugar a nivel mundial, en depósitos de Ni en sulfuros, después del depósito de Noril'sk en Siberia (Lightfoot, 2016). La génesis de este yacimiento es controvertida, ya que se asocia con la fusión parcial de rocas de la corteza debido al impacto de un meteorito de ~10 km de diámetro (Figura.10) en la parte sur del Escudo Canadiense hace ~1850 Ma. (Proterozoico), que dejó un cráter de ~200 km de diámetro con forma elíptica (de 65 x 25 km). La colisión provocó que grandes volúmenes de roca se fusionaran hasta el punto de generar procesos de segregación magmática y cristalización fraccionada, para la posterior acumulación en numerosos depósitos de sulfuros de Ni y Cu.

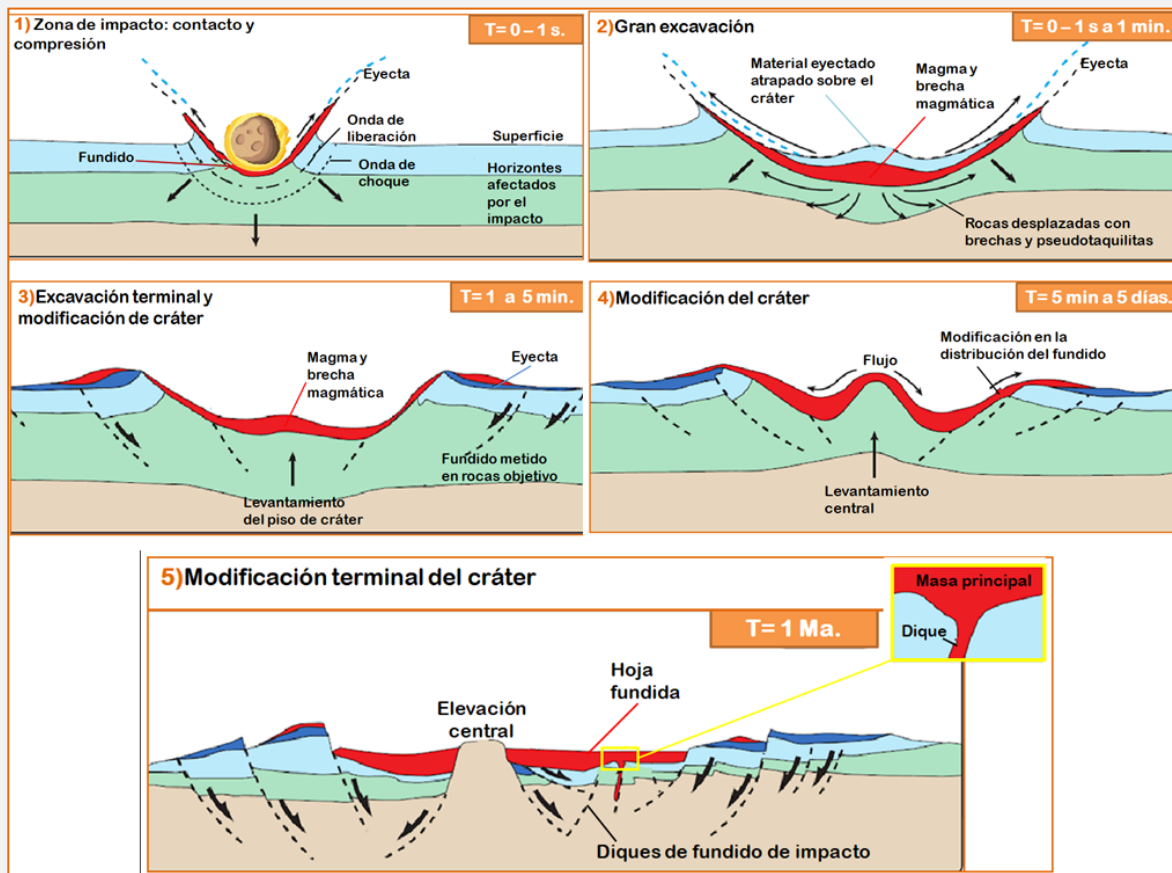


Figura.10 Modelo de impacto y levantamiento de cráter en Sudbury. Modificada de Lightfoot (2016, y referencias ahí citadas).

El origen del Complejo de Sudbury comienza con el evento de fusión inducido por el impacto del meteorito en las rocas de la corteza (Figura.10), la onda de choque al pasar a través del paquete tabular de rocas máficas-ultramáficas de preimpacto, volcánicas y sedimentarias, produjo la fusión parcial de las rocas de la corteza. A partir de este horizonte fundido se formaron cuatro unidades mineralizadas que conforman el Complejo y que tienen una extensión de 1100 km² (Lightfoot, 2016):

- *Nickel Irruptive*: conformado por un conjunto diferenciado de augita-norita, cuarzo-gabro y granófilo que contiene la mineralización de Ni-Cu (calcopirita y pirrotita-pentlandita) en una unidad máfica de unos pocos cientos de metros de espesor y discontinua a lo largo de la subcapa de contacto.
- *Subcapa de contacto*: representa la base de la sucesión, es una unidad discontinua de brechas magmáticas con mineralizaciones de Ni-Cu-EGP. Contiene casi el 50% de los recursos minerales de Sudbury (Keays y Lightfoot, 2004).
- *Brechas de flanco y material volcanoclástico*: después de la subcapa, las brechas de flanco y material volcanoclástico mantienen en pie el interior de la estructura. Las brechas, de pseudotaquilita, se presentan característicamente en vetas de kilómetros de longitud.
- *Diques de compensación*: depósitos asociados con diques de cuarzdiorita que se extienden principalmente de forma radial alrededor del complejo. La mineralización en estos diques tiene un mayor contenido de Cu y EGP.

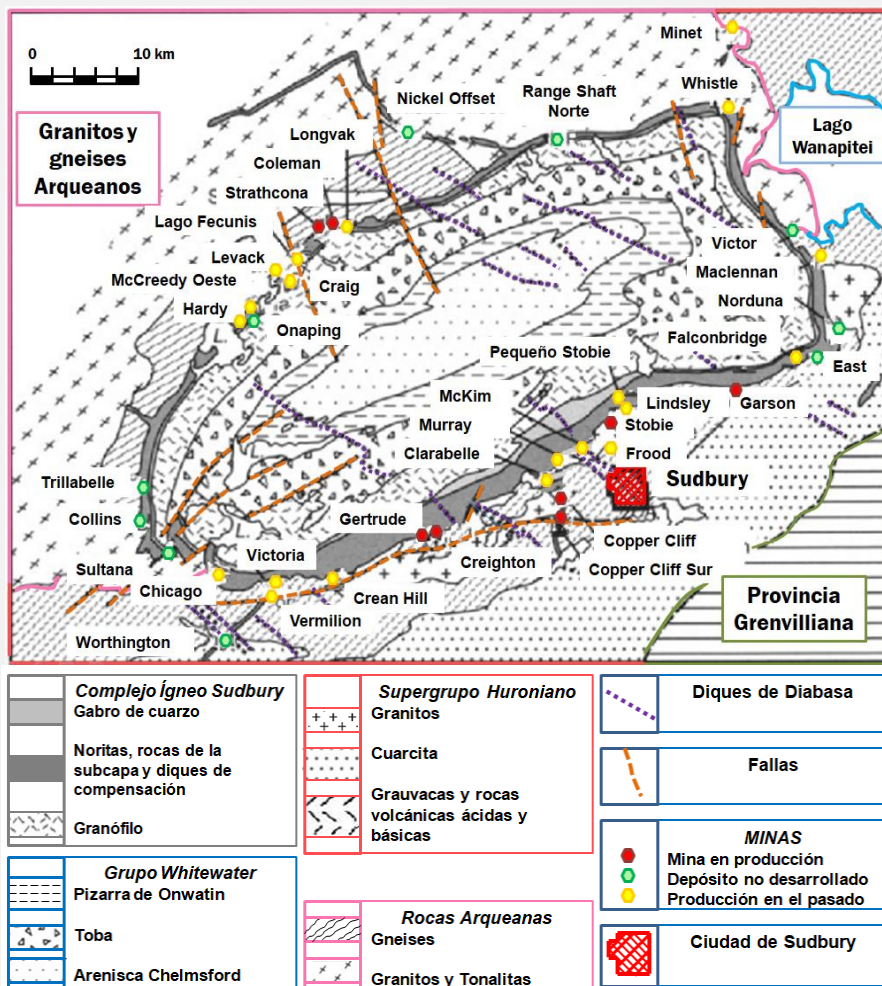


Figura.11 Mapa geológico del Complejo Ígneo de Sudbury. Modificada de Naldrett (2004, y referencias ahí citadas).

Parte importante para comprender la formación de sulfuros en Sudbury corresponde al desarrollo de la geología regional (Figura.11). El complejo se localiza en el contacto entre gneises, tonalitas y granitos de la Provincia Superior Aqueana y las rocas máficas intrusivas, sedimentarias y volcánicas del Supergrupo Huroniano Paleoproterozoico (Figura.11) (Naldrett, 2004 y referencias ahí citadas). Estas rocas contenían los ingredientes esenciales (metales y azufre) para que, al momento del impacto y durante el rebote y la liberación de presión; (Figura.10-2) las rocas se fundiesen y formaran los sulfuros.

Se considera que el Nickel Irruptive se formó a partir de la fusión de las rocas arqueanas y paleoproterozoicas, mientras que la subcapa se produjo por la fusión de una proporción más grande del Supergrupo Huroniano (Figura.11), de modo que formó un magma parental más máfico que, finalmente se emplazó en las brechas. Estas brechas junto con las vetas son evidencia de la gran movilidad, desde la base original de la lámina fundida hasta varios kilómetros por debajo de ésta, del magma sulfurado o de la emulsión rica en sulfuros y fragmentos de roca, la cual fue conducida a través de las fracturas por acción de la gravedad (Barnes, 2017).

1.2.2 Depósitos de cromita en rocas máficas y ultramáficas

Objetivo: Distinguir las características geológicas de los dos tipos de depósitos de cromita magmáticos, así como aplicar el Modelo de Irvine para explicar la génesis de los yacimientos.

La cromita [(Mg, Fe²⁺) (Cr, Al, Fe³⁺)₂ O₄] es un mineral del grupo de la espinela que es común como accesorio en las rocas ultramáficas. Aunque es el único mineral mena de cromo, su composición es variable debido a las posibles sustituciones de Cr³⁺ por Fe³⁺ y Al³⁺, (llegando a contener hasta 68 % de Cr₂O₃). De acuerdo a estas concentraciones se le han dado diferentes usos:

1. *Metalurgia:* cromita con alto contenido de cromo (> 46% en peso de Cr₂O₃) y una relación Cr/Fe >2.2. Esta ley se utiliza como metal de aleación.
2. *Calidad química:* 40-45 % en peso de Cr₂O₃ y una relación Cr/ Fe entre 1.5 y 2. Esta ley se utiliza en productos químicos y pigmentos.
3. *Calidad refractaria:* con más del 20 % en peso de Al₂O₃ y más del 60 % en peso de Cr₂O₃ + Al₂O₃. Esta ley se utiliza para la fabricación de materiales resistentes a altas temperaturas, destinados a la industria siderúrgica.
4. *Aceros inoxidables:* promedio 16 % en peso de Cr. Es la ley mas empleada a nivel mundial, representa el 80 % de la cromita explotada en todo el mundo (Jébrak et al., 2008).

Las minas de cromita más grandes del mundo, en términos de producción, se encuentran en los complejos de Bushveld (Sudáfrica) y Great Dyke (Zimbawue), así como las cromitas ofiolíticas de Kazajistán (Tabla 4.). La producción mundial de cromita durante el 2018 y 2019 se estimó en 43,100 mil t. y 44,000 mil t., respectivamente (USGS, 2020).

Tabla 4. **Producción anual de cromita en yacimientos magmáticos para diferentes países.** Los datos del 2019 corresponden a la producción estimada. (USGS, 2020).

	País	Producción [mil t.]		Reservas [mil t.]
		2018	2019	
Bandas de cromita	Estados Unidos	-	-	620
	Finlandia	2,210	2,200	13,000
	Sudáfrica	17,600	17,000	200,000
Cromita podiforme	India	4,300	4,100	100,000
	Kazajistán	6,900	6,700	230,000
	Turquía	8,000	10,000	26,000

Los yacimientos de cromita se pueden presentar, de acuerdo a sus características geoquímicas y entorno geológico, como estratos de cromita en intrusiones máficas-ultramáficas o como cuerpos de cromita *podiforme* en ofiolitas.

1.2.2.1 Depósitos de cromita estratiformes en intrusiones máficas y ultramáficas

Los depósitos de cromita estratiformes representan enormes reservas de Cr, Fe, V y EGP (Caso II.), ocurren dentro de complejos ígneos estratiformes formados en cratones estables de edad precámbrica. Dentro de estos complejos la cromita ocurre como cúmulos que forman capas o estratos monominerálicos (más del 90 % en volumen de cromita) denominados genéricamente como cuerpos de cromitita localizados en la zona ultramáfica de la intrusión. Estas capas de cromitita tienen un espesor de 0.5 a pocos metros y se extienden lateralmente por decenas de kilómetros. Destacan los depósitos de cromita del Complejo Bushveld (65,000 km²) en Sudáfrica, Great Dyke (550 Km longitud) en Zimbawue, Stillwater (180 km²) en E.U.A. y Kemi (30 km²) en Finlandia.

Intrusiones bandeadas

Son grandes cuerpos ígneos, generalmente con forma de embudo, que forman estratos debido a la formación de *cumulados*. Se forman a partir de la cristalización de un magma basáltico de baja viscosidad y densidad (~2.6 g/cm³), en el cual al formarse los minerales máficos, más densos (~3 g/cm³), se hunden y acumulan dentro de una cámara magmática, generando una serie de rocas estratificadas en función de la composición del magma, cada vez más diferenciado (química y gravitacionalmente). Por lo anterior estas rocas pueden preservar un registro continuo de la evolución del magma.

Las partes inferiores de muchos complejos ultramáficos suelen presentar una estratificación donde o bandas minerales, que de base hacia cima son: olivino, cromita, ortopiroxeno, plagioclasa y clinopiroxeno (Figura.12). Esta secuencia de bandas minerales se repite continuamente (estratificación rítmica o cíclica), en una escala de metros a decenas de metros, lo cual se atribuye a inyecciones de magma primitivo en una cámara magmática; además, se pueden presentar variaciones gradacionales dentro de una capa.

Morfología de las acumulaciones de cromo

Las intrusiones suelen tener forma de embudo (lopolito) o de plato, la intrusión está formada por una serie de cuerpos tabulares (de 1-100 mm de espesor) sobrepuestos de manera cíclica y con una inclinación suave hacia el centro de la intrusión. En esta secuencia las capas ultramáficas de la base presentan menor extensión (Figura.12) que las

capas máficas de techo; estos complejos pueden tener un diámetro superficial entre 2 y 180 km y pueden alcanzar espesores de hasta 15 km (Rut, 2012).

De manera general, las bandas de cromitita se concentran por debajo de los *cumulados* de ortopiroxeno (Figura.12) y por arriba de las capas ultramáficas (hazburgitas y dunitas). También se pueden localizar dentro de capas de anortosita (Caso II) donde se pueden tener bandas de cromitita de hasta 10cm de espesor (Mukherjee, 2017).

Las capas de cromitita, generalmente son continuas a lo largo de varios kilómetros aunque presentan ramificaciones de manera local.

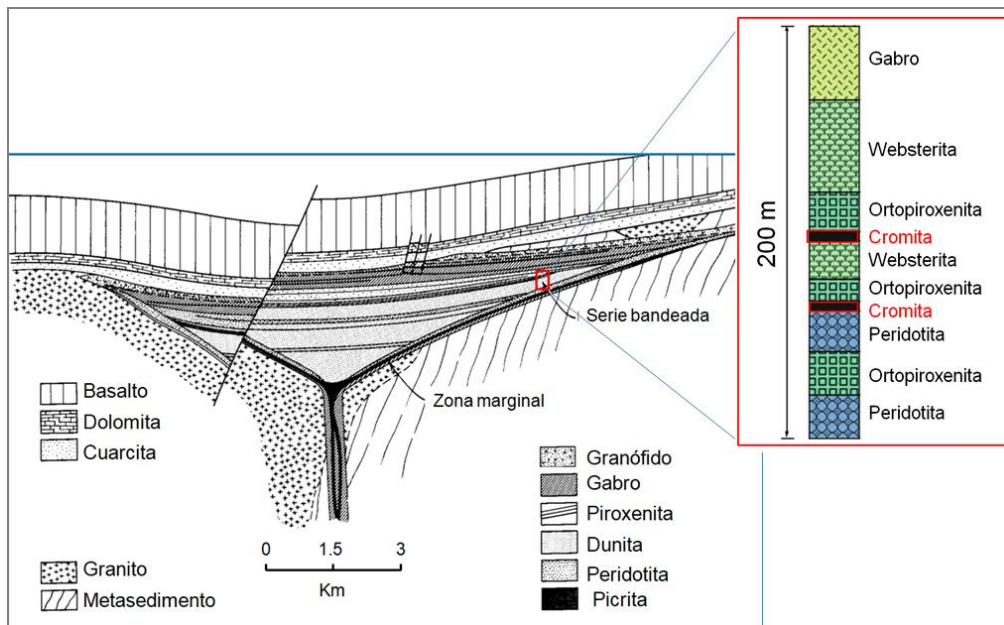


Figura.12 **Complejo ultramáfico de Muskox, Canadá.** Se muestra la morfología típica bandeada de este tipo de complejos, donde se muestra la distribución de bandas monominerálicas (*cumulados*) de cromita. Modificada de Irvine y Smith (1967).

Ambiente tectónico

Los depósitos de cromita estratiforme se encuentran alojados en complejos máfico-ultramáficos estratificados, dentro de escudos continentales precámbricos (específicamente del Arqueanos al Proterozóico inferior) o cerca de sus márgenes (Figura.13), aunque algunos fueron emplazados en regiones de extensión de la corteza.

Al emplazarse dentro de los cratones, las capas de cromitita se forman en un entorno estable, de forma que la deformación que muestran algunos depósitos es posterior a su emplazamiento. Los depósitos económicos tienen edades de entre 3500-1750 Ma. (Misra,

2000) momento en que las tasas de crecimiento continental alcanzaron su punto máximo y los continentes se estabilizaron (Stowe, 1994).

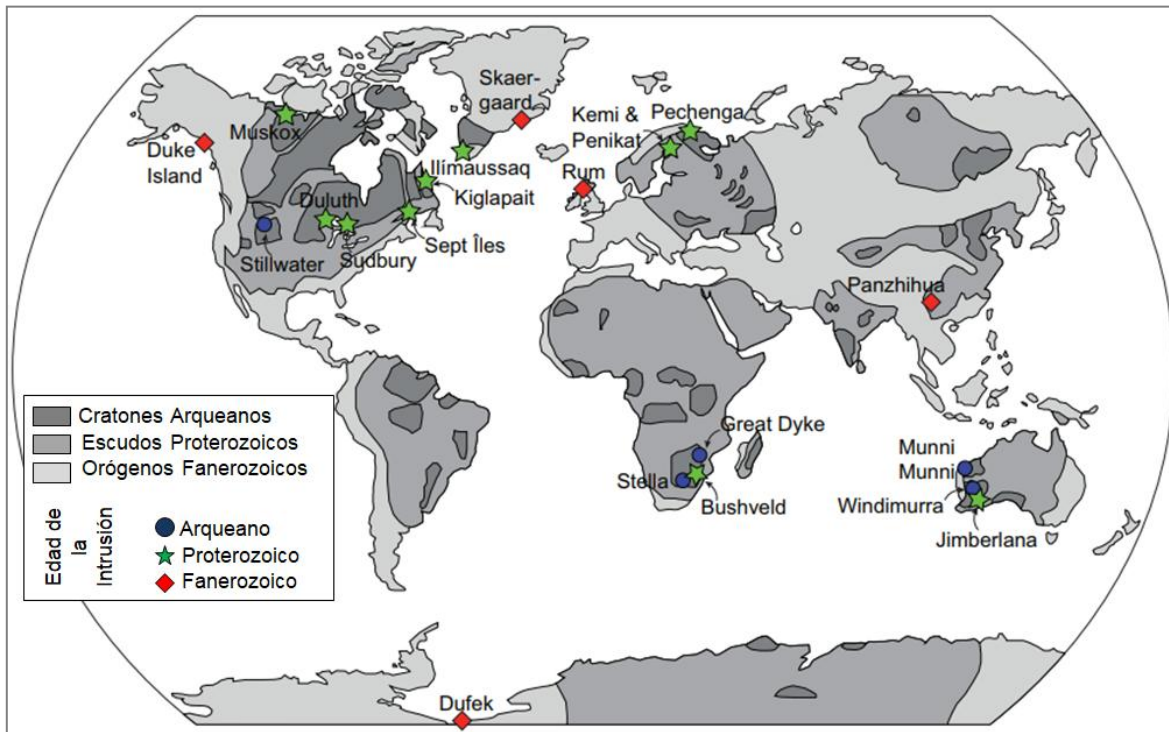


Figura.13 **Mapa ilustrativo** mostrando la distribución mundial de los principales complejos ultramáficos de acuerdo a su edad de emplazamiento. De estos complejos los que albergan yacimientos de cromita son: Muskox (Canadá), Stillwater (E.U.A), Skaergaard (Groenlandia), Kemi (Finlandia), Great Dyke (Zimbawue), Bushveld (Sudáfrica), Rum (Escocia) y Duke Island (Alaska). Modificado de O'Driscoll et al. (2017).

Mineralogía y texturas

La asociación mineral típica de los yacimientos incluye cromita (Cr_2O_3) \pm magnetita (Fe_3O_4) \pm minerales del grupo del platino (predominantemente cooperita (PtS)) \pm sulfuros (pirrotita (Fe_{1-x}S) \pm pentlandita [$(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$]) \pm silicatos (olivino, plagioclasa y piroxeno). En muchos casos, los silicatos primarios están alterados a serpentina, clorita y talco ocasionalmente, se puede encontrar rutilo (TiO_2) e ilmenita ($\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_3$).

La cromita en estos yacimientos muestra una amplia variación en el contenido total de Fe_2O_3 , FeO y MgO y valores elevados, pero restringidos, del contenido en Cr_2O_3 (Leblanc y Nicolas, 1992; Stowe, 1994). Dentro de una capa de cromita, la cromita muestra un enriquecimiento en Al_2O_3 , Fe_2O_3 y FeO de base a techo, acompañando de una disminución en Cr_2O_3 y MgO , como consecuencia de la modificación progresiva de la composición química del fundido residual durante la cristalización fraccionada. El contenido de TiO_2 es

< 1.5 % en peso (Leblanc y Nicolas, 1992), tendiendo a elevarse hacia la parte superior de cada capa individual, esto también ocurre con determinados elementos traza (Mn, Ni, Co, Zn, V, etc.). El contenido de EGP es relativamente elevado (superior a 3 ppm; Naldrett et al., 2012).

En cuanto a texturas estas pueden ser masivas, semimasivas y diseminadas, aunque también puede haber texturas específicas como *cumulados* [con cristales de cromita euédricos a subédricos (*cúmulus*), con los silicatos localizados en el espacio *intercumulus*, entre los cristales de cromita (Figura.14)] y antinodular (con cristales de cromita subidiomorficos y silicatos en los cúmulos).

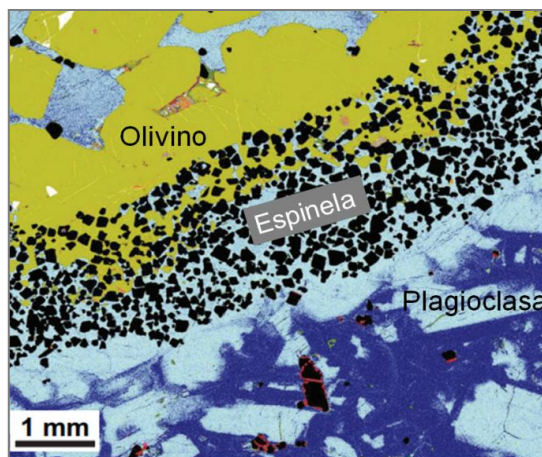


Figura.14 Textura típica en cromititas. Imagen de Microscopía electrónica de barrido mediante el sistema QEMSCAN. Se muestra una banda de cromita de la intrusión Rum (NW Escocia). Los cristales azul claro corresponden a plagioclasa cálcica mientras que los azul oscuro a plagioclasa sódica. Modificada de O'Driscoll et al. (2017).

Génesis de los yacimientos

El estudio de algunos de los principales depósitos de cromita, permitió que Irvine (1975) estableciera un modelo que explica de manera sencilla la formación de estos yacimientos.

El modelo explica que para la formación de bandas con hasta un 90 % de cromita, dentro de una intrusión, se requiere que dentro de la secuencia de cristalización normal de olivino, olivino±cromita, olivino±ortopiroxeno±cromita, ortopiroxeno, ocurra una interrupción donde la composición del fundido esté saturada en cromita, caiga en el *líquidus* y comience a cristalizar. El modelo parte de un diagrama ternario formado por olivino, cromita y sílice, como el que se muestra en la Figura.15-A.

Si un magma basáltico sigue un proceso de cristalización fraccionada normal (Figura.15-B), formará cromita pero en muy baja proporción (cromita diseminada) y no se formarán capas de cromitita. De forma que, en el punto A cristalizará solo olivino (superficie *líquidus* de olivino+líquido), los cristales producirán dunitas cumulíticas, al extraerse el olivino del magma la composición del líquido residual cambiará, alejándose de la composición del olivino y haciendo que se desplace hacia la curva cotéctico cromita-olivino. Posteriormente, en B un pequeño porcentaje (1 % en peso) de cromita comenzará a cristalizar en equilibrio con el olivino y el magma evolucionará hasta el eutéctico en C, donde ortopiroxeno cristalizará junto a olivino y cromita (Robb, 2005).

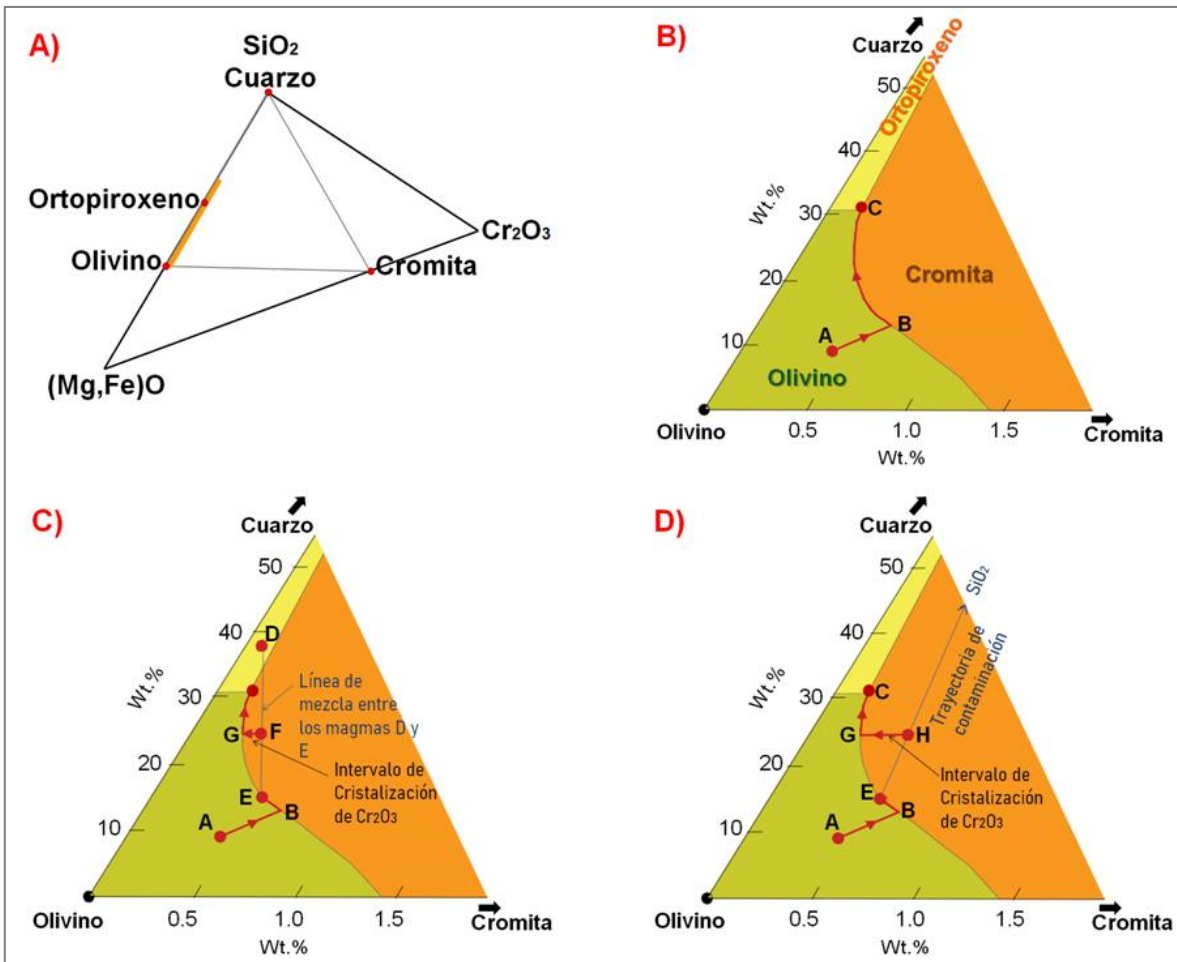


Figura.15 **Modelo de Irvine.** A) Sistema ternario de cuarzo-olivino-cromita; B) Proceso de cristalización normal en una cámara magmática; C) Formación de bandas de cromitita debido a mezcla de magmas; D) Formación de bandas de cromita por contaminación cortical. Modificada de Robb (2005, y referencias ahí citadas).

Para que se forme un depósito económico de cromita, algo debe alterar la secuencia normal de cristalización, lo cual puede ocurrir en 2 escenarios:

1. Mezcla de magmas con diferente contenido de sílice (Figura.15-C): Sería necesario que un magma no muy primitivo (con una composición análoga a D), se inyectara dentro de la cámara magmática mezclándose con el magma de composición E. La mezcla entre ambos fundidos (con diferente contenido de sílice) se encontrará en algún punto en la línea de mezcla D-E, en función de las proporciones relativas de los magmas mezclados. De forma que si la composición del nuevo magma se encuentra dentro del campo de estabilidad de la cromita (F), durante el pequeño intervalo de cristalización F-G solo se formará cromita, la cual gracias a su densidad se asienta y acumula de manera eficiente formando una banda monominerálica de cromita (cromitita). Una vez que la cromita ha cristalizado y se

ha extraído del magma residual, el fundido alcanza la curva cotéctica donde cristalizará también (G), formando rocas por encima de la banda monominerálica con cromita accesoria.

En el caso de que haya una nueva inyección de magma (con mayor contenido de sílice) provocará de nuevo la cristalización exclusiva de cromita, formando de nuevo capas de cromitita. Este proceso evidencia la ciclicidad mineralógica y química de las bandas de cromitita dentro de una intrusión.

2. Contaminación cortical (Figura.15-D): Si un magma de composición E se contamina con material silíceo, por ejemplo material de roca encajonante, se formará un nuevo magma híbrido de composición H, del cual precipitará solo cromita. Este modelo combinado con el de mezcla de magmas explica la formación de cromitita en el complejo Stillwater (Montana, E.U.A) (ej. Spandler, 2005).

Caso de estudio II. Complejo de Bushveld

El Complejo Bushveld en Sudáfrica (Figura.13), es la intrusión máfica-ultramáfica más grande del mundo, ya que tiene una extensión de 65,000 km² y alberga las mayores reservas de EGP (~80 %) y de cromita a nivel mundial. La producción de Cr que proviene de este yacimiento es de aproximadamente un 50 % del total mundial, mientras que las de platino y paladio representan 72 % y 34 % respectivamente (Arndt et al., 2015).

Se piensa que el Complejo Bushveld es tan grande debido al emplazamiento sucesivo de varios pulsos de magma de distintos volúmenes y composiciones. Geológicamente, esto se fundamenta por la presencia de discordancias angulares y por la separación de estratos de cromitita. (Latypov et al., 2017).

Esta intrusión paleoproterozóica consiste en una secuencia de cuerpos magmáticos en forma de embudo, cuya estratigrafía muestra una variación desde rocas ultramáficas hacia rocas intermedias y se subdivide estratigráficamente en cinco unidades principales, que comprenden un espesor total de 7 a 9 km: la serie basal consta de acumulados poco ponentes de dunita alternando con capas de ortopiroxena y harzburgita; en la zona crítica las rocas cambian de composición ultramáfica a máfica; el *Merensky Reef* es una secuencia rítmica de ~150 m de espesor, formada por *cumulados* de plagioclasa, ortopiroxeno, olivino y cromita; la zona principal se conforma por una potente secuencia de gabro con hiperstena, norita y anostosita; y finalmente la zona superior se conforma de capas de anortosita, gabro y ferrodiorita, con *cumulados* de magnetita (ricos en Fe). El complejo se compone de los lóbulos este, oeste (importante por sus altas leyes promedio de EGP) y septentrional (destaca por la presencia del *Plat Reef*) (Figura. 16).

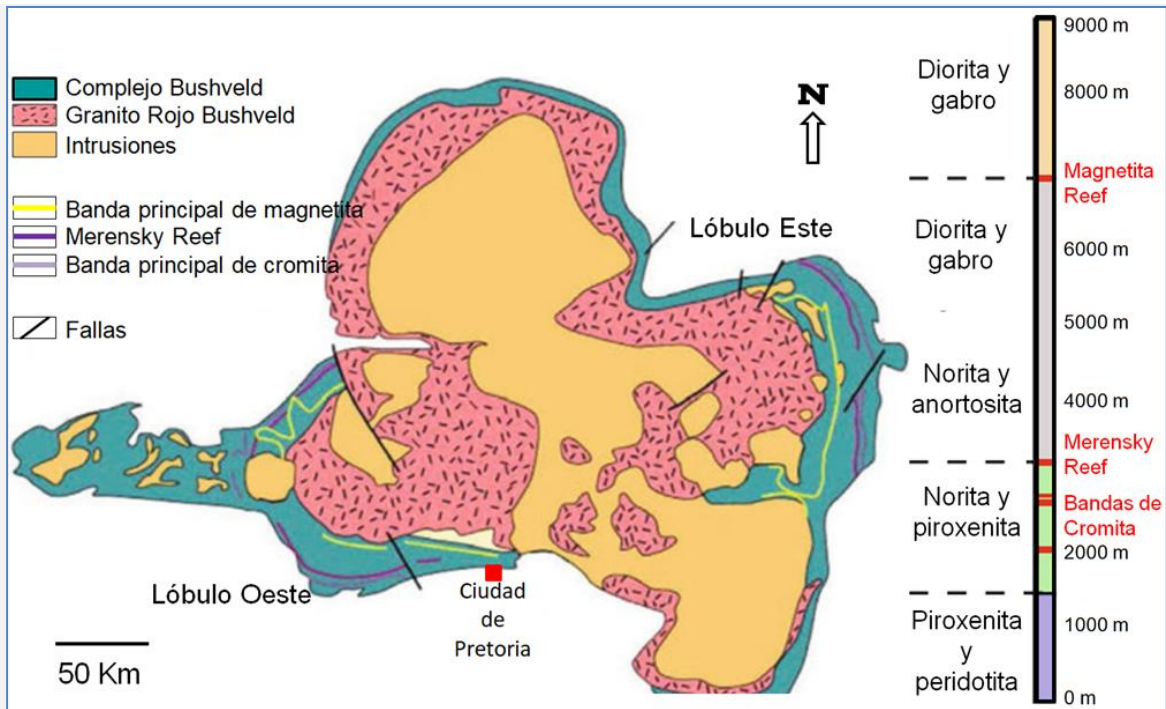


Figura. 16 Mapa geológico del Complejo de Bushveld, Sudáfrica. El mapa muestra una vista en planta con los principales aspectos geológicos del complejo. Del lado derecho se muestra una secuencia litológica con las principales zonas del complejo y en rojo se representan algunas de las principales bandas de cromitita, EGP y magnetita de interés económico. Modificada de Arndt et al. (2015).

Al menos 14 capas de cromitita importantes ocurren dentro del complejo, la mayoría de las cuales se limitan a la zona crítica (Figura.16-verde), donde se reconocen 3 grupos principales: *Lower Group* (LG1 a LG7), *Middle Group* (MG1 a MG4) y *Upper Group* (UG1, UG2, *Merensky Reef*). La mayoría de las capas de cromitita tienen una extensión lateral de 100 km hasta 400 km, en los lóbulos este y oeste (Latypov et al., 2017). Dentro de estas capas, la más importante en producción y reservas es la LG6 que se extiende por más de 160 km en las porciones oriental y occidental.

Otra capa de interés es la UG1 la cual, aunque contiene concentraciones relativamente bajas de EGP (1 g/ton), es famosa por su alternancia con anortositas (Figura.17). A excepción de esta capa, el resto de las cromitas del *Upper Group* están intercaladas piroxenita. En cambio la capa UG2, forma una serie de bandas de cromitita de gran espesor y extensión (hasta 400 km de longitud) y es de particular importancia pues además de ser explotada por su contenido en cromo es uno de los depósitos de EGP más grandes del mundo (7 g/ton).

Las acumulaciones de EGP se encuentran en la parte superior de la zona crítica y, además de ser extraídos de la cromitita UG2, también se extraen del *Merensky Reef*. Esta capa se encuentra típicamente representada por un 1 m de piroxenita

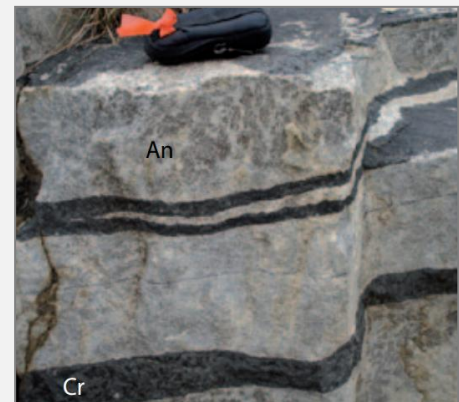


Figura.17 Cromitita en anortositas. Se muestran algunas de las capas de cromitita de la UG1 contenidas en anortositas, en el este del Complejo Bushveld. Tomada de O'Driscoll et al. (2017 y referencias ahí citadas).

de grano grueso, donde las mineralizaciones constan de sulfuros diseminados principalmente calcopirita, pirrotita y pentlandita asociados con sulfuros de EGP menores (como cooperita (PtS) y laurita (RuS)).

Además dentro del Complejo se han identificado, principalmente en el lóbulo este, capas casi monomineralicas de magnetita. Concretamente, la base de la zona superior está definida por la presencia de titanomagnetita a los que se superponen las capas de magnetita, de las cuales destaca una de 2 m de espesor explotada por su contenido de 1 % en peso de vanadio.

1.2.2.2 Depósitos de cromita podiforme

Aunque la mayor parte de la producción mundial de cromita proviene de complejos máfico-ultramáficos estratiformes, las ofiolitas representan recursos importantes en muchas partes del mundo debido a su alta ley. Muchos depósitos de cromita podiformes contienen cromita de grado metalúrgico y, en algunos, también es posible encontrar EGP.

Principalmente se explotan en Kazajistán (ofiolita Kempirsai, al Sur de los Urales), Chipre (ofiolita Troodos), la ofiolita de Nueva Calcedonia al sur-occidente del Pacífico, Omán (ofiolita Semail), el Tibet (ofiolita Luobusa), Cuba (Complejo ofiolítico Moa-Baracoa) y Filipinas (Complejo ofiolítico Zambales, donde se encuentra Coto, el depósito más grande del mundo).

Los complejos ofiolíticos pueden albergar depósitos de cromita ricos en Cr (#Cr >0.6) y ricos en Al (#Cr <0.6). Normalmente las cromitas ricas en Cr se emplazan en dunitas y harzburgitas representativas de porciones relativamente profundas del manto, mientras las ricas en Al se localizan en la zona de transición (*Moho petrológico*), muy cerca de los gabros bandeados (Leblanc y Nicolas, 1992 y referencias ahí citadas). Además, generalmente las cromitas ofiolíticas ricas en Cr son también más ricas en EGP, que las ricas en Al (principalmente Os, Ir y Ru) (Leblanc y Nicolas, 1992).

Ofiolitas

Las ofiolitas son secuencias de rocas que representan restos de antigua corteza oceánica y del manto superior, acrecionadas en continentes. Localizadas en diferentes regiones de la superficie terrestre, se emplazan tectónicamente en los márgenes continentales y en cinturones orogénicos como resultado de suturas oceánicas debido a la colisión de placas continentales.

Debido a que la litósfera oceánica no se conserva en los océanos modernos, las ofiolitas representan los únicos vestigios supervivientes de la corteza oceánica formados antes de 50 Ma., por lo que son importantes para entender procesos magmáticos, térmicos y tectónicos, durante el Precámbrico y Fanerozoico. Aunque las ofiolitas se originaron en centros de expansión oceánica, su ubicación geográfica actual es producto de obducción de litósfera oceánica con un margen continental o arco de islas. Se consideran abundantes en los cinturones orogénicos fanerozoicos, aunque debido a los procesos tectónicos (colisión y acreción) raramente se encuentran completas. Una secuencia ofiolítica (Figura.18) consiste, de base a techo, en las siguientes unidades (anónimo, 1972):

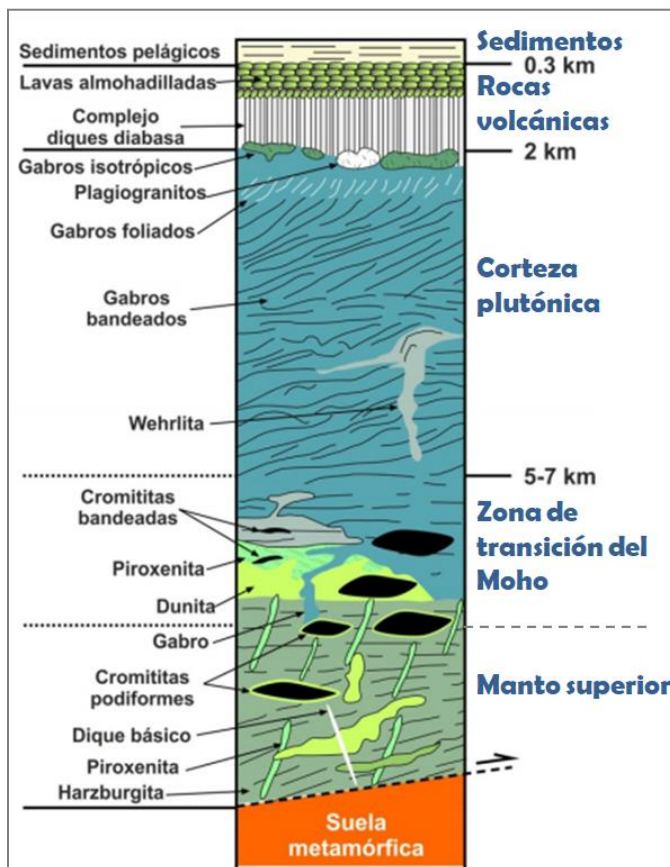


Figura.18 Secuencia ofiolítica ideal; Penrose (1972).

Las ofiolitas además de ser importantes para comprender la estructura de la litósfera oceánica y la dinámica de los centros de expansión oceánica, son valiosos reservorios de Cr. Concretamente, los cuerpos de cromitita se localizan en la sección mantélica de estas secuencias ofiolíticas, cerca de la zona de transición o Moho (discordancia de Mohorovicic: límite corteza-manto) y menos comúnmente, en la parte inferior de la corteza oceánica.

1) Complejo ultramáfico (manto superior): constituido por porciones variables de harzburgitas, dunitas y en menor medida, lherzolitas con fábrica de tectonitas.

2) Complejo gabrónico: gabros con textura de *cumulados* que hacia el techo se asocian con *cumulados* de peridotitas y piroxenitas. Estos materiales están menos deformados que las peridotitas del complejo ultramáfico

3) Complejo filoniano básico o de diques: normalmente diabasas.

4) Complejo volcánico básico: compuesto por lavas almohadilladas intercaladas con radiolaritas.

5) Cubierta sedimentaria: sedimentos pelágicos.

Morfología de los cuerpos de cromitita

Los depósitos de cromita alojados en las secuencias ofiolíticas generalmente tienen morfología de pods o sacos, de cromita rodeada de dunita de diferente espesor, y están incluidos en harzburgitas o dunitas que, a menudo, están deformados intensamente. Por ello las morfologías son variadas e irregulares. Algunas de estas formas son capas delgadas, lenticulares y *schlieren* (Figura.19).

La morfología que presentan los depósitos está estrechamente relacionada con el grado de deformación dúctil al que fueron sometidos. De forma que, los yacimientos no deformados son discordantes con la foliación de las peridotitas y presentan forma de un dique lenticular subvertical o de pods ocasionalmente conectados por conductos (Figura.19-B); los depósitos concordantes son generalmente tabulares o fusiformes irregularmente deformados (Figura.19-A). Muchos depósitos consisten en varios cuerpos de cromita concordantes, a la foliación de las peridotitas, y paralelos en el mismo plano; o incluso una superposición vertical de cuerpos masivos coronados por cuerpos estratiformes y lenticulares (Leblanc y Nicolas, 1992).

La mayoría de los cuerpos son pequeños, su tamaño varía de 5 a 1200 m de largo y de 1 a 130 m de espesor, con tonelajes que varían de 10 t a 10 Mt, aunque, se conocen pocos yacimientos que exceden el millón de toneladas. Uno de los más grandes es el depósito de Coto en Filipinas con un tonelaje de 24 Mt y unas dimensiones máximas de 600 m x 300 m x 50 m. También destacan los depósitos de Kempirsay (Kazajistán) con reservas superiores a 300 Mt, y el yacimiento de Mercedita (Cuba), considerado como el depósito de cromita ofiolítica más importante de América, con más de 5 Mt. De reservas.

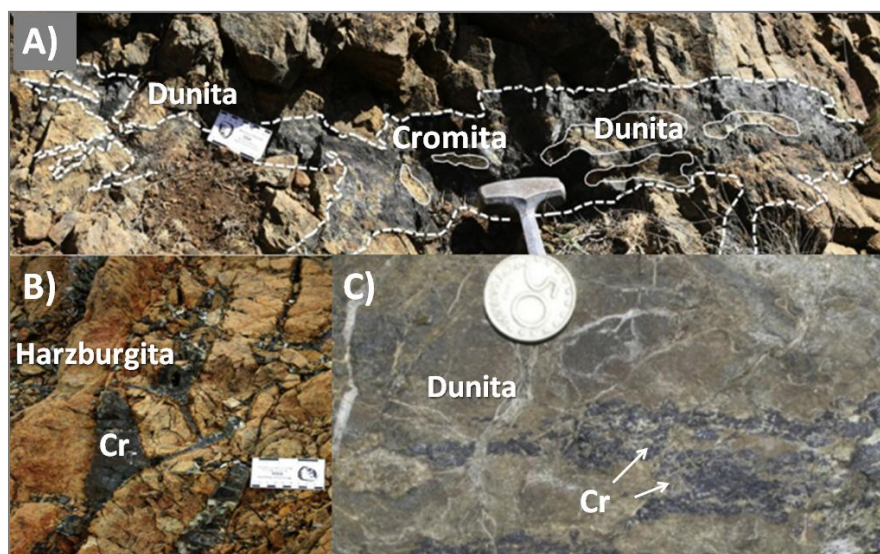


Figura.19 Morfologías de los depósitos de cromita en ofiolitas. A) Lente de cromita, muestra terminaciones irregulares e islas de dunita; B) Sacos de cromita (Cr) conectados.; C) *Schlieren* de cromita (Cr) en dunita.. Tomadas de González-Jiménez et al. (2014).

Ambiente tectónico

De acuerdo a Dilek (2011) existen seis entornos tectónicos donde se forman las ofiolitas:

1. Margen continental: se forman durante las primeras etapas de evolución de una cuenca oceánica durante la ruptura continental inicial. Constituyen fragmentos de litosfera de la zona de transición océano-continente pobres en magma
2. Dorsal oceánica: pueden formarse en dorsales de pluma proximal o distal, dorsales de fosa oceánica proximal, o dorsales extensivas de tras-arco en fosas oceánicas distales.
3. Pluma: se pueden formar cerca de dorsales extensivas de pluma proximal o en mesetas oceánicas
4. Zona de supra-subducción (SSZ– por sus siglas en inglés): se forman en zonas de expansión de una zona de subducción (cuencas de ante-arco o cuencas de tras-arco oceánicas y continentales). Constituyen el tipo más común de ofiolitas portadoras de cuerpos de cromita, dentro de estas se incluyen las ofiolitas de Troodos (Chipre) y Semail (Omán).
5. Arco volcánico: se generan en los arcos intraoceánicos, estos a diferencia de la SSZ, muestran una corteza más gruesa y desarrollada de composición calco-alkalina.
6. Acreción: se producen en complejos de subducción-acreción de márgenes activos, contienen fragmentos de los demás tipos de ofiolitas descritos anteriormente y están asociados localmente con rocas sedimentarias pelágicas-hemipelágicas y sedimentos de relleno de la fosa depositados antes o después de formarse el prisma de acreción.

Mineralogía y texturas

Las cromititas están constituidas por cromita (Cr_2O_3), serpentina intersticial (solo si las cromititas se encuentran alteradas), forsterita (Mg_2SiO_4), enstatita (MgSiO_3), magnetita (Fe_3O_4) y sulfuros de níquel (pentlandita, $[(\text{Fe}, \text{Ni})_9 \text{S}_8]$). Los cristales de cromita son excepcionalmente euedrales, aunque a veces se observan cristales dendríticos. En ocasiones la cromita envuelve pequeños cristales euedrales de EGP y/o sulfuros que ya habían cristalizado en el magma a alta temperatura.

A diferencia de los depósitos estratiformes, la composición de la cromita en ofiolitas muestra una amplia variación en el contenido de Cr_2O_3 y Al_2O_3 , y valores restringidos en el contenido de Fe_2O_3 , FeO y MgO (Leblanc y Nicolas, 1992; Stowe, 1994). El contenido de TiO_2 es $< 0.3\%$ en peso (Leblanc y Nicolas, 1992), al igual que el Fe_2O_3 y determinados elementos traza (Mn, Ni, Co, Zn, V, etc.). El contenido de EGP es menor que en las cromititas estratiformes (escasas *ppm*; Leblanc y Nicolas, 1992).

Las cromititas muestran un amplio rango de texturas primarias, sin embargo, pueden estar modificadas por deformación plástica de alta temperatura. Las texturas primarias más comunes son masiva (>80% cromita), semimasiva (80-30% cromita) y diseminada (<30% cromita) (Figura.20-C), las cuales pueden gradar de unas a otras. En ocasiones, las cromititas presentan otro tipo de texturas más específicas como: nodular (Figura.20-A), antinodular, orbicular (Figura.20-B), bandeada, *schlieren*, haces de filones y brechificada (ej. Leblanc y Nicolas, 1992; Huang et al., 2004; González-Jiménez et al., 2014; Prichard et al., 2015). En un cuerpo de cromitita puede haber uno o varios tipos de texturas, sin embargo, la zonación típica de estos cuerpos está conformada por un núcleo de cromitita masiva y bordes de cromitita semimasiva o diseminada.

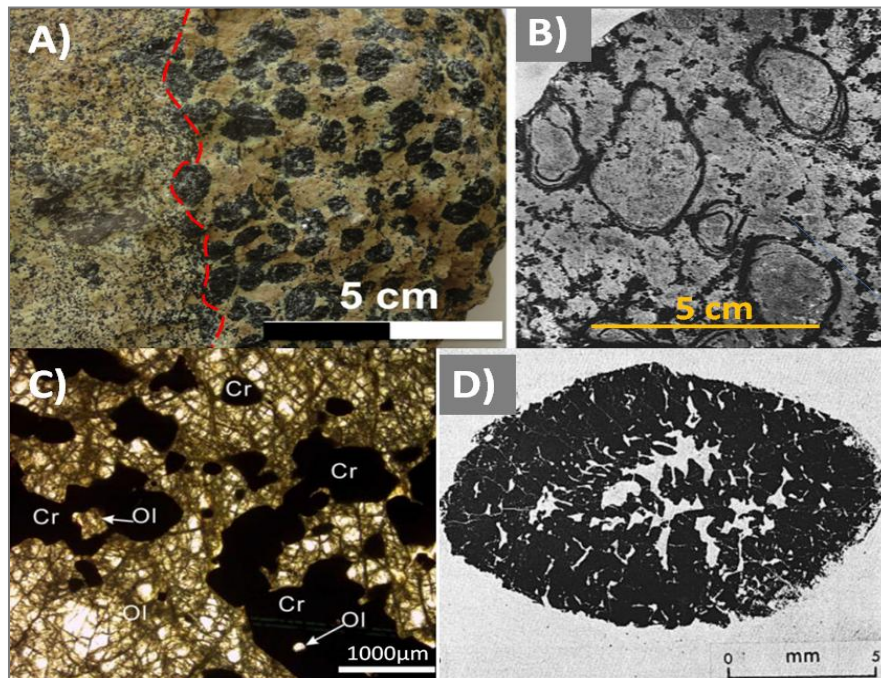


Figura.20 Texturas típicas de cromititas en ofiolitas. A) Dique de cromita nodular (derecha) cortando cromita diseminada en una matriz de dunita (izquierda), en la ofiolita Lycian, suroeste de Turquía. B) Sección pulida mostrando cromita orbicular (color negro) sobre una matriz *dunítica*. C) Fotomicrografía mostrando cromita diseminada (Cr) en dunita (Ol), en la ofiolita de Luobusa, Tibet. D) Fotomicrografía de un nódulo de cromita, se observa la textura dendrítica intecrecida con serpentina y clinopiroxeno, encerrado por una capa exterior de cromita de grano grueso. Tomadas de González-Jiménez et al. (2014), Greenbaum (1977) y Xiong, et al. (2014).

Proceso de formación

Para explicar el origen de estos depósitos, se retoma el diagrama de fases de Irvine (1977), pero invocando a distintos procesos magmáticos.

En 1982 Lago y colaboradores propusieron que la cristalización de cromita se genera en los conductos abiertos en las peridotitas localizados en el manto superior o cerca de la superficie corteza-manto, a partir de un flujo de magma basáltico en ascenso (Figura.21). Los cristales de cromita cristalizan en equilibrio con olivino (1300-1200°C) y se mantienen en suspensión como partículas sólidas. Estas partículas se agregan formando nódulos progresivamente de mayor tamaño. Cuando la velocidad del flujo disminuye los nódulos colapsan y se acumulan obstruyendo el canal. Este modelo se conoce como “bola de nieve” o por agregación (Jébrak et al., 2008).

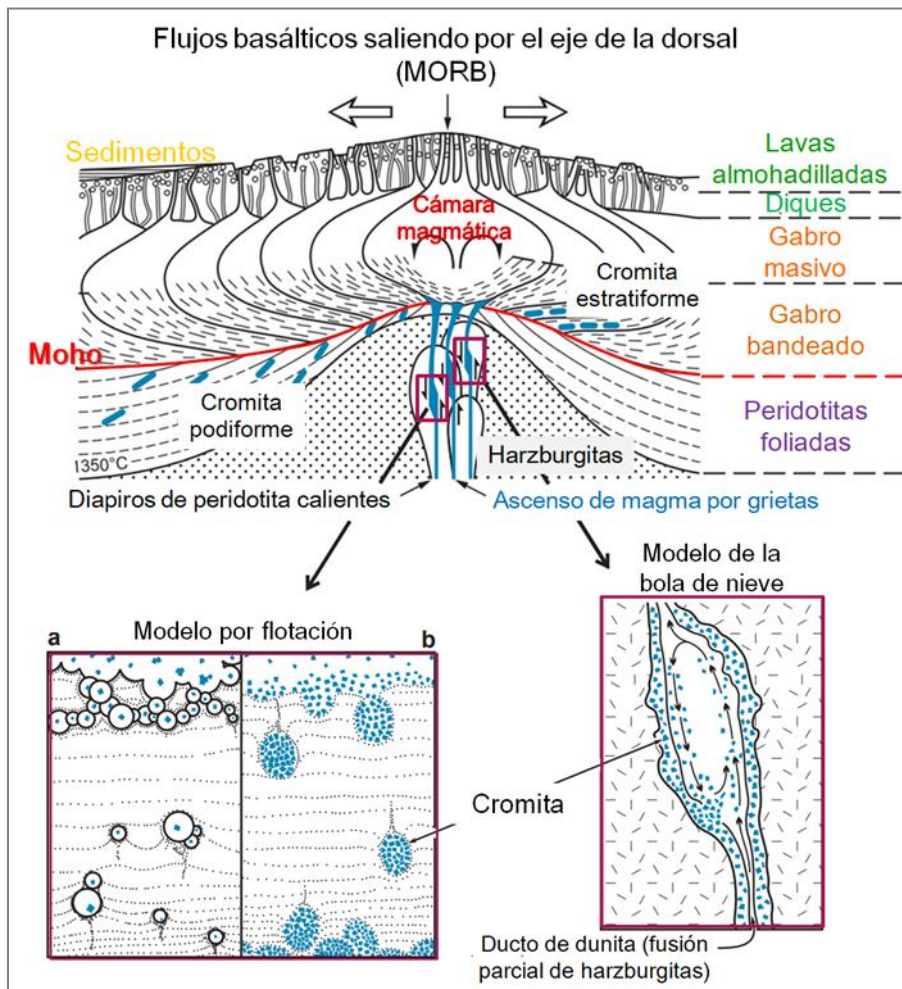


Figura.21 Mecanismos de formación de depósitos de cromita podiforme. Se muestra una sección de corteza oceánica en un entorno de rift y la posición de los cuerpos de cromita. Además, se esquematizan los dos modelos de formación de cromita en ofiolitas. Modificada de Jébrak et al. (2008).

Existen otras variantes de este modelo, las cuales se basan en modificar la composición del fundido a través de un proceso externo (reacción fundido-roca o asimilación de rocas máficas previas) para alejar su composición del cotéctico olivino-cromita hacia el campo de la cromita permitiendo que el fundido residual evolucione de nuevo hacia este cotéctico (ej. Zhou et al., 1994; Bédard y Hébert, 1998; Edwards et al., 2000; Arai et al., 2004).

Posteriormente, Matveev y Ballhaus propusieron en el 2002 el modelo de flotación para la formación de cromita dentro de los conductos. En este modelo, los pequeños granos de cromita son transportados por burbujas del fundido, acumulándose y formando nódulos que se sedimentan por acción de la gravedad (Figura.21).

Otro proceso es el propuesto por Ballhaus (1998), quien basándose en las texturas orbiculares y nodulares sugiere la mezcla de magmas como primer mecanismo para la formación de cromitas (ej. Arai y Yurimoto, 1994). Así, en la litósfera oceánica, los magmas de baja viscosidad con olivino se mezclan con magmas más silícicos y de mayor viscosidad, estos magmas permanecen separados y la mezcla ocurre en la interfase de los fundidos. La cromita nuclea en los glóbulos ultramáficos, desde el exterior hacia el centro del glóbulo, mientras el magma silícico aporta cromo, a través de la interface, de modo que este último regula la ley del depósito.

Más recientemente y basados en la presencia de: inclusiones de diamantes y minerales de ultra-alta presión (UHP, por sus siglas en inglés) coexistiendo con fases súper-reducidas (metales nativos, aleaciones, carburos, nitruros) y minerales corticales (zircón, cuarzo, feldespatos, plagioclasas, cianita, granate) en la cromita, Yang et al. (2015) y Xiong et al. (2015) propusieron el modelo de la pluma. En este modelo, una pluma del manto asciende desde la parte inferior de la zona de transición del manto, hasta el manto superior (debajo de las zonas expansión oceánica). En la zona de transición, la pluma ascendente, recoge una mezcla de materiales corticales (depositados en esta zona debido a una subducción anterior) y fases minerales súper-reducidas de la propia zona de transición, cuando la pluma asciende hacia la parte superior de la zona de transición precipitan cristales de cromita que incluyen diamantes y fases muy reducidas. Conforme asciende hacia el manto superior puede producirse la redistribución y concentración de los granos de cromita en forma de pequeños cuerpos de cromitita. Si durante el ascenso los fundidos peridotíticos quedan atrapados por encima de la zona de subducción, modificarán su composición al reaccionar con fundidos toleíticos y boníticos generados dentro de la placa que entra en subducción, provocando la redistribución, modificación química y cristalización de cromita para formar grandes cuerpos de cromitita.

Caso de estudio III. Ofiolita Puerto Nuevo, Baja California Sur, México

Ubicada dentro de la Península del Vizcaíno, en Baja California Sur (Figura.22–A), la secuencia ofiolítica de Puerto Nuevo (Triásico), aflora a lo largo de un cinturón orogénico, orientado N70°W, desde el norte de la sierra El Placer hasta la Sierra Morro Hermoso.

Geológicamente la región de la península abarca la mayor parte del Terreno Cochimi (González-Jiménez et al., 2017 y referencias ahí citadas). El cuál está formado por una serie de unidades que fueron acrecionadas tectónicamente, en dirección este, durante el Mesozoico y el Cenozoico. Litológicamente, este terreno está conformado por rocas sedimentarias y vulcanosedimentarias de arco de isla, rocas metamórficas del Mesozoico y ofiolitas (Puerto Nuevo, en el norte de la Península y La Costa, ubicada en el sur).

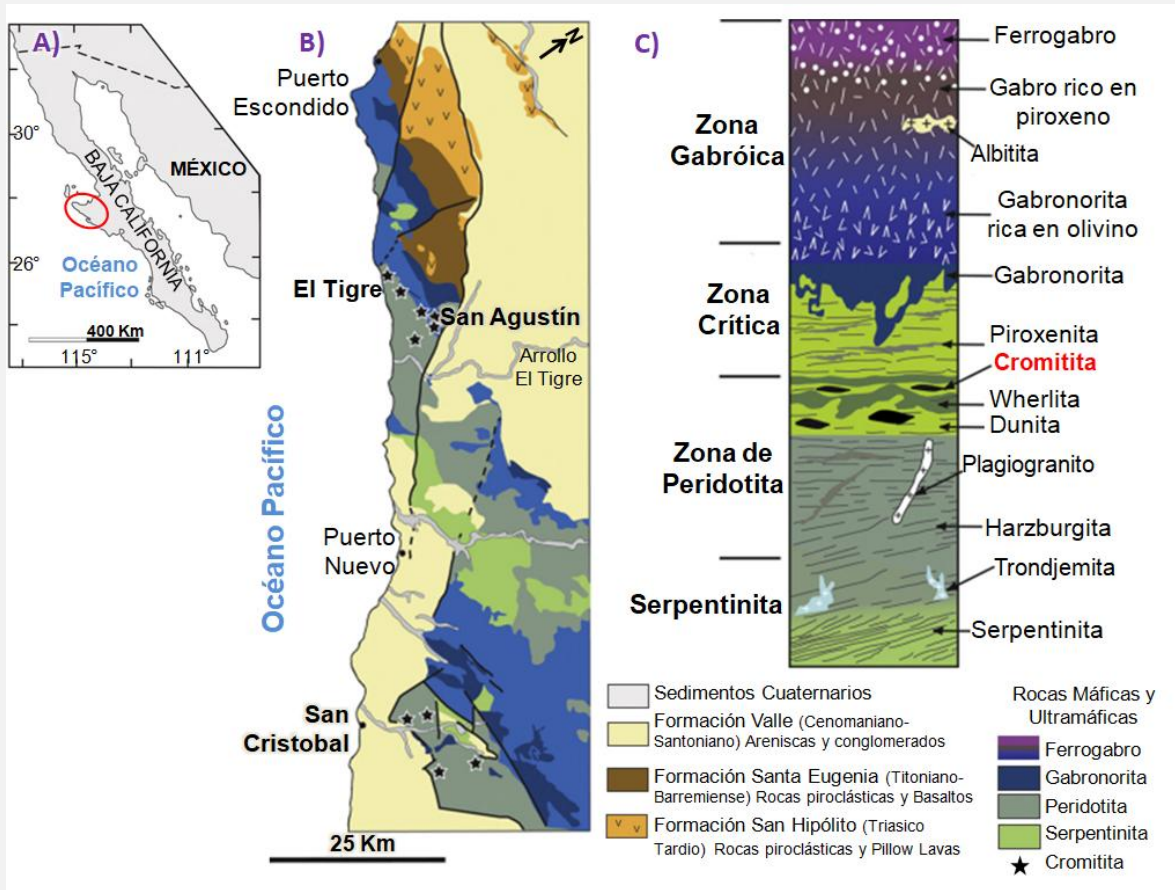


Figura.22 **Ofiolita Puerto nuevo.** A) Península El Vizcaíno (resaltada en rojo). B) Mapa geológico de la parte NW de la península de Vizcaíno mostrando la ubicación de los depósitos de cromitita. C) Secuencia litológica de la ofiolita de Puerto Nuevo. Modificada de González-Jiménez et al. (2017 y referencias ahí citadas).

Castro-Leyva et al. (2001) dividen la secuencia ofiolítica de Puerto Nuevo en cuatro principales zonas (Figura.22–C), que de base a techo son:

- 1) Brecha de serpentinita inferior: representan la base de la ofiolita, contiene bloques aislados de piroxenita y anfibolita. Aflora en las cercanías del pueblo de Puerto Nuevo y

en el Cañón Sal-Si-Puedes.

- 2) Zona de peridotita: Consiste principalmente de harzburgita serpentizada (olivino remplazado por lizardita), dunita (reemplazada por lizardita y crisotilo) que aloja cuerpos de cromita, wherlita (capas irregulares de <10 m de espesor con olivino parcialmente reemplazado a lizardita, piroxeno, magnetita y cromita) y pequeñas cantidades de piroxenita (en forma de diques de ~10 m).
- 3) Zona crítica: consiste de una secuencia bandeada, de hasta 100 m, de dunita, piroxenita y gabro. Aflora en la Sierra del Tigre, el Cañón Sal-Si-Puedes y en San Cristóbal.
- 4) Zona gabróica: la roca que domina la secuencia es la gabronorita, pero además esta zona incluye gabronorita de olivino, gabro rico en piroxeno y ferrogabros en la cima de la secuencia.

Los depósitos de cromita de la ofiolita Puerto Nuevo se localizan en 3 distritos mineros (Figura.22-B), los cuáles fueron explotados en su mayoría durante la década de los 80's:

- Distrito El Tigre: posee los 18 depósitos de cromita más grandes de la región, cada uno es de tamaño mediano, de hasta 4 m de espesor por 40 m de largo. Los depósitos poseen morfologías de sacos o *pods*, individuales y conectados, hasta morfologías irregulares.
- Distrito San Agustín: posee 6 lentes y cuerpos tabulares de cromita de 6 m de espesor por 7 m de longitud.
- Distrito San Cristóbal: incluye 77 depósitos de cromita de tamaño medio a pequeño, que van desde unos pocos centímetros hasta 100 m de largo, poseen una amplia variedad de morfologías que incluyen podiformes, tabulares, venas y en échelon.

Una característica importante de las cromitas de Puerto Nuevo es que contiene inclusiones minerales de silicatos anhidros (olivino y piroxeno), silicatos hidratados (anfíboles, serpentina y clorita), EGP y circones.

Análisis geoquímicos realizados en las fases minerales anteriores por González-Jiménez et al., (2017) sugieren que la formación de las cromitas tuvo lugar en un arco oceánico en una zona de supra-subducción.

En dicho ambiente geotectónico las cromitas se formaron en la cuña del manto subyacente al arco intraoceánico del Vizcaíno (Figura.23-a y 23-b). Con el inicio de la subducción la placa subducida se deshidrató liberando un gran volumen de fluidos que promovieron la fusión parcial de la peridotita hidratada en cuña del manto, generando fundidos basálticos primitivos. Cuando estos fundidos ascendieron y cruzaron la cuña del manto subyacente (contaminada con material de la corteza) se enriquecieron más en sílice y, en consecuencia, generaron fundidos máficos híbridos con la capacidad de cristalizar cromititas, hace ~250 Ma. Posteriormente la secuencia ofiolítica se exhumó en la cuenca intraoceánica de San Hipólito durante la etapa extensional del arco intraoceánico del Vizcaíno (Figura.23-c y 23-d) (González-Jiménez et al., 2017).

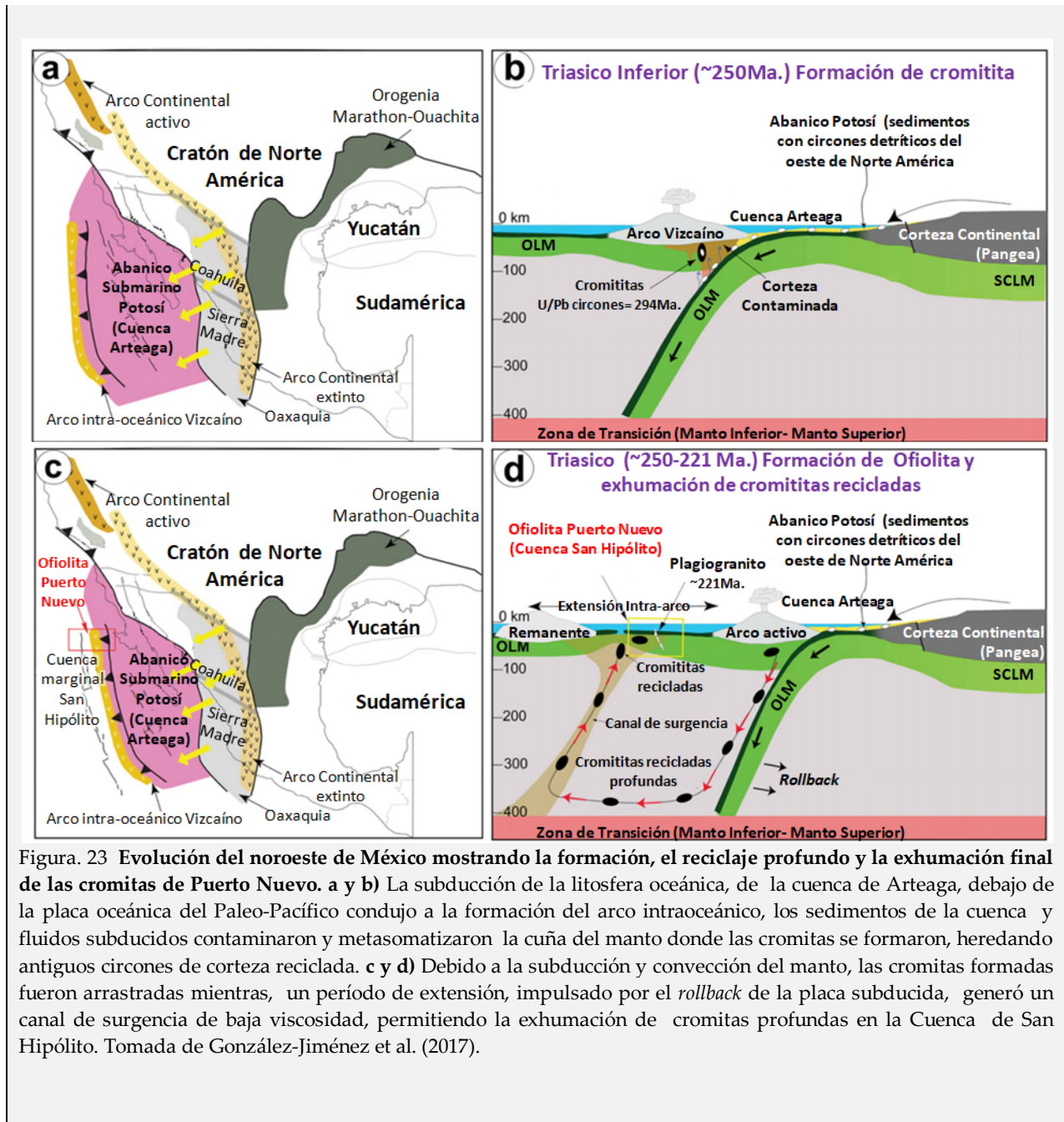


Figura. 23 Evolución del noroeste de México mostrando la formación, el reciclaje profundo y la exhumación final de las cromitas de Puerto Nuevo. a y b) La subducción de la litosfera oceánica, de la cuenca de Arteaga, debajo de la placa oceánica del Paleo-Pacífico condujo a la formación del arco intraoceánico, los sedimentos de la cuenca y fluidos subducidos contaminaron y metasomatizaron la cuña del manto donde las cromitas se formaron, heredando antiguos circones de corteza reciclada. c y d) Debido a la subducción y convección del manto, las cromitas formadas fueron arrastradas mientras, un período de extensión, impulsado por el *rollback* de la placa subducida, generó un canal de surgencia de baja viscosidad, permitiendo la exhumación de cromitas profundas en la Cuenca de San Hipólito. Tomada de González-Jiménez et al. (2017).

1.2.3 Óxidos de titanio en anortositas

Objetivo: Identificar las principales ocurrencias de Ti en anortositas, destacando las características geológicas de los macizos proterozóicos, además de poder explicar cómo actúan los procesos de diferenciación en la concentración de óxidos de titanio.

De las diversas ocurrencias de anortositas sobre la Tierra, dos son importantes depósitos de óxido de Fe y Ti:

1. *Macizos en complejos anortosíticos (massif-type)*: casi todos los depósitos importantes de titanio están asociados a ellos. Se encuentran restringidos temporalmente al Proterozóico y ocurren en terrenos metamórficos de alto grado en facies de granulita. Se distinguen dos categorías: de labradorita con concentraciones de titanomagnetita y de andesita con menas de hemo-ilmenita. Los principales depósitos de ilmenita del mundo se encuentran asociados a esta última. Existe una tercera categoría poco usual que corresponde a las anortositas alcalinas (Caso IV), asociadas a depósitos de rutilo e ilmenita como los que se encuentran en Roseland, Virginia; Pluma Hidalgo, Oaxaca y St. Urbain, Quebec.
2. *Cumulados dentro de complejos máfico-ultramáficos* (sección 1.2.2.1): Se formaron en las partes superiores de intrusiones bandeadas máfico-ultramáficas, por procesos de diferenciación *in situ*, después de que los cristales máficos cristalizaron y se acumularon por gravedad. No muestran edades de emplazamiento restringidas, abarcan desde el Arqueano (por ejemplo, Stillwater ~2700 Ma.) al Jurásico (por ejemplo, Dufek ~172 Ma.). Se caracterizan por mostrar un bandeamiento rítmico, textura de cumulítica y una composición de plagioclasa en el rango bitownita-anortita. Son importantes económicamente ya que albergan minerales como magnetita e ilmenita, de los cuales se extrae hierro, titanio y, en algunos casos, cantidades económicamente importantes de vanadio, como ocurre en la parte superior de la zona principal del Complejo de Bushveld (Caso II).

Los minerales de óxido de Fe-Ti que pueden estar presentes en las anortositas son principalmente ilmenita, magnetita, hematita, ulvoespinela y en menores cantidades rutilo. Todos ellos cristalizan en etapas tardías de la formación de anortositas. Actualmente se extraen concentraciones económicas de Fe, Ti, V y P de los depósitos de Lac Tio (Quebec, Canadá), Tellnes (suroeste de Noruega) y Damiao (China), entre otros. Las principales fuentes de Ti provienen de minerales como la ilmenita (representa ~89 % del consumo mundial de minerales de titanio) y el rutilo (Figura.24).

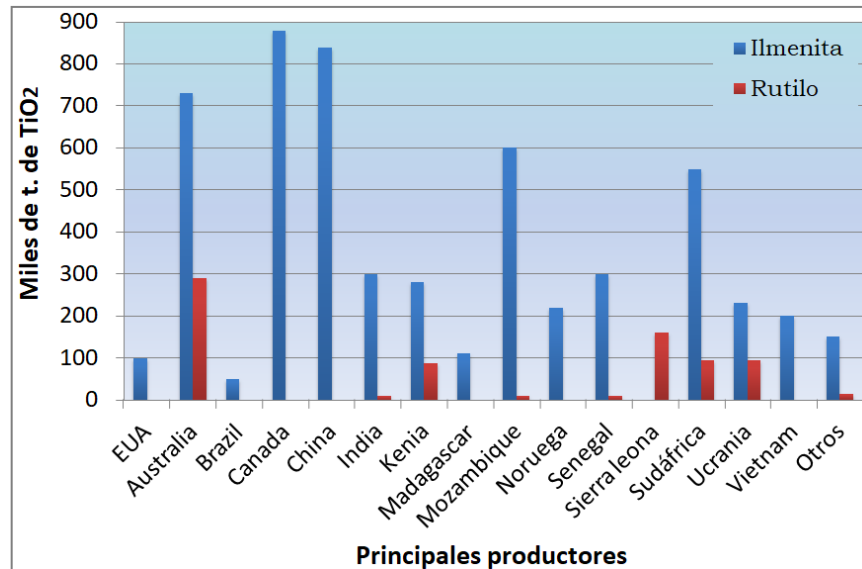


Figura.24 Producción de TiO₂ en el 2017. Se extrajeron 6,300 000 t. de TiO₂ en roca total a partir del minado de ilmenita y rutilo. Los datos de producción de rutilo de los EUA se incluyen junto con la ilmenita. Datos tomados de USGS (2019).

Tipos de anortositas en la Tierra

Las anortositas son rocas ígneas plutónicas con más del 90 % de plagioclasa cálcica a intermedia, en algunos casos contienen óxidos como ilmenita, magnetita y rutilo. De acuerdo a sus características se distinguen cinco ocurrencias de anortositas terrestres: 1) anortositas arqueanas, 2) macizos proterozóicos (*Massif-Type*), 3) intrusiones máficas-ultramáficas bandeadas, 4) oceánicas, e 5) inclusiones en otras rocas ígneas (xenolitos) (Ashwal, 1993).

Las anortositas arqueanas (3600-2700 Ma.) comúnmente se asocian con lavas basálticas e intrusiones de muchos *Greenstone belts*, se caracterizan por presentar megacristales (de hasta 30 cm) casi esféricos de plagioclasa cálcica (An₆₅-An₉₀). Son mucho menos extensas (15-560 km²) que las de edad proterozóica.

Las anortositas proterozóicas (tipo macizo) son casi puras, su composición es intermedia (An₄₀-An₆₀) y conforman enormes batolitos de hasta 20,000 Km² emplazados hace 1900-1300 Ma., muchos de ellos no son una sola intrusión, sino que son un complejo formado por la fusión de múltiples intrusiones más pequeñas. Particularmente, se encuentran en un cinturón que se extiende desde el oeste de los Estados Unidos, pasando por Canadá y hasta la región de Escandinavia (Ashwal, 1993, 2010). Las anortositas ocurren en asociación con mangerita, charnokita y granito rapakivi, conocida comúnmente como la suite AMCG (por sus siglas en inglés). Los complejos de anortositas proterozóicas se dividen en dos de acuerdo con la plagioclasa presente: i) los ricos en andesina ((Na, Ca)

(Si,Al)₄O₈), se caracterizan por la presencia de hemo-ilmenita, ii) los ricos en labradorita ((Ca,Na)(Si,Al)₄O₈) que contienen magnetita titanífera o su equivalente oxidado magnetita+ilmenita. Esta clasificación es importante pues los principales depósitos de ilmenita del mundo están asociados con las anortositas ricas en andesina o tipo Adirondack (Misra, 2000).

De acuerdo a una de las hipótesis más aceptadas, los complejos anortosíticos proterozoicos deben su origen al emplazamiento de un magma máfico, en la base de la corteza continental (Figura.25-A) (Ashwal, 1993). Las fases máficas comienzan a acumularse en la base de la cámara magmática mientras se funde y asimila parte de la corteza continental (Figura.25-B), promoviendo la producción de plagioclasas. Las plagioclasas gracias a su baja densidad flotan y se acumulan en el techo de la cámara (Figura.25-C), estas acumulaciones al ser menos densas que la corteza, ascienden en forma de diapiros uniéndose para formar las anortositas tipo macizo (Figura.25-D y 25-E).

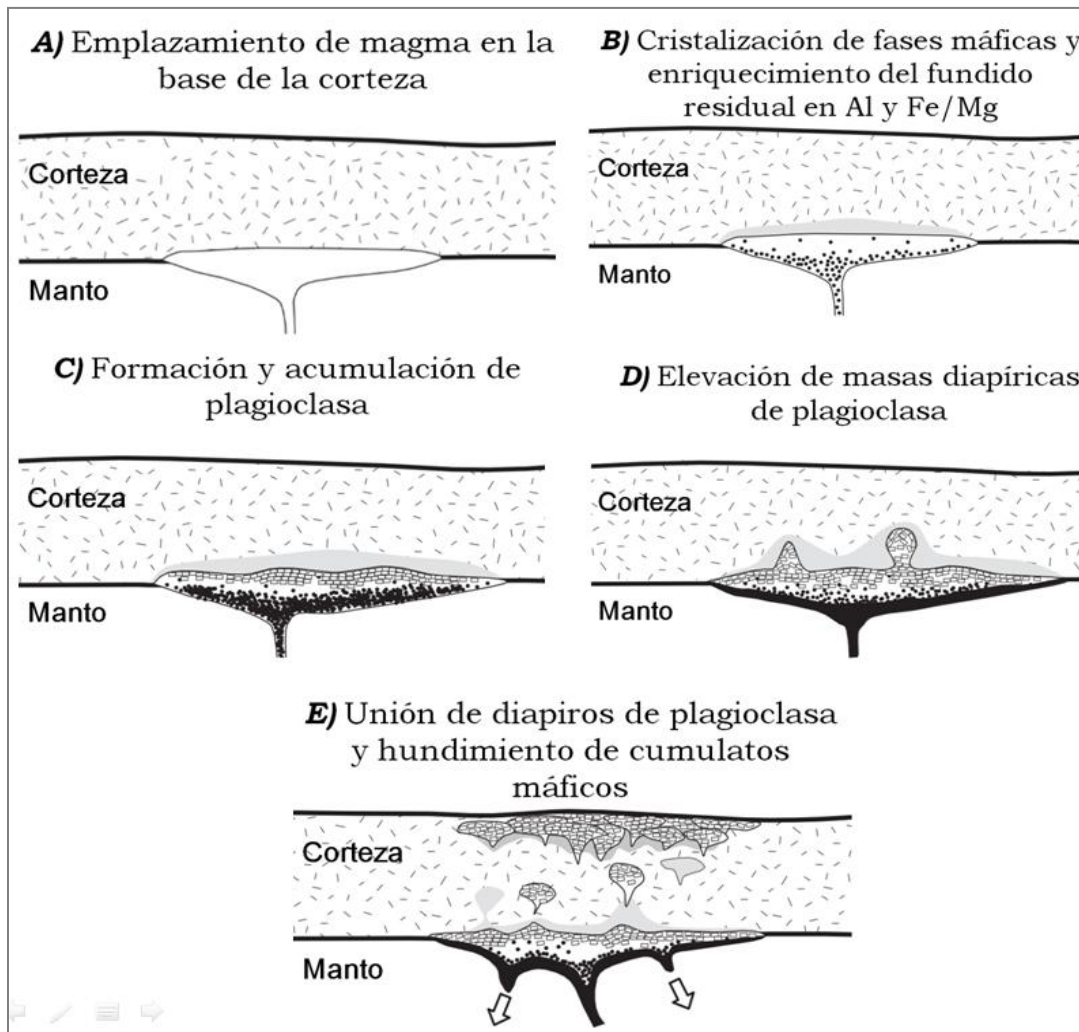


Figura.25 Modelo de formación de anortositas tipo macizo. Modificada de Ashwal (1993).

Morfología de cuerpos magmáticos y mineralizaciones asociadas

Los complejos anortosíticos ocurren en formas muy variables a menudo están deformados y ocurren desde pequeños plutones (1-10 km²), hasta batolitos de 10 000-20 000 km². Los complejos anortosíticos más grandes ocurren en forma de domos, suprayaciendo rocas metamórficas de alto grado. Dentro de estos cuerpos las mineralizaciones ocurren en forma de diques, vetas o lentes con mineral masivo (Figura.26) deformados de manera variable. Típicamente los contactos de los cuerpos mineralizados son marcados y pueden presentar apófisis que cortan la roca encajonante.



Figura.26 Veta de óxido discontinua en el Cape Caribou River allochthon, Provincia Genvilliana. La veta, de 3-30 cm de espesor, está dominada por titanomagnetita y hemo-ilmenita, se encuentra contenida dentro de un cuerpo de anortosita masiva. Tomada de Valvasori et al. (2015).

Ambiente tectónico

La mayoría de las anortositas proterozóicas ocurren dentro de dos cinturones, uno en el hemisferio sur y otro que se extiende a través de América del Norte, Escandinavia y parte de Rusia. En la región de América del Norte se encuentra principalmente dentro de la provincia Grenvilliana (Figura.27), la suite AMCG más grande.

Se han propuesto múltiples ambientes tectónicos para la generación de anortositas de tipo macizo. En los últimos años el consenso mas aceptado es que estas anortositas se formaron en un entorno de arco continental tipo andino, este entorno explica la larga duración del magmatismo derivado del manto, el emplazamiento en la corteza continental profunda de edad variable y la disposición común en cinturones lineales (Ashwal y Bybee, 2017). Dicho entorno de margen continental permitió la acumulación de plagioclasa

en cámaras magmáticas, la interacción y contaminación con la corteza continental y su posterior emplazamiento en la corteza. Los procesos activos de margen convergente, propiciaron el comienzo de un largo proceso de diferenciación y un lento ascenso de masas viscosas de plagioclasa (Figura.25), produciendo un retraso temporal entre el inicio del magmatismo y el emplazamiento final en la corteza media. Cuando el arco activo se apagó dominó el colapso gravitatorio y las fuerzas extensionales, facilitando el ascenso de las anortositas hasta sus niveles finales de emplazamiento.

Reconstrucciones paleogeográficas muestran que las ubicaciones de muchos macizos de anortosita se concentran en cinturones lineales en márgenes continentales.

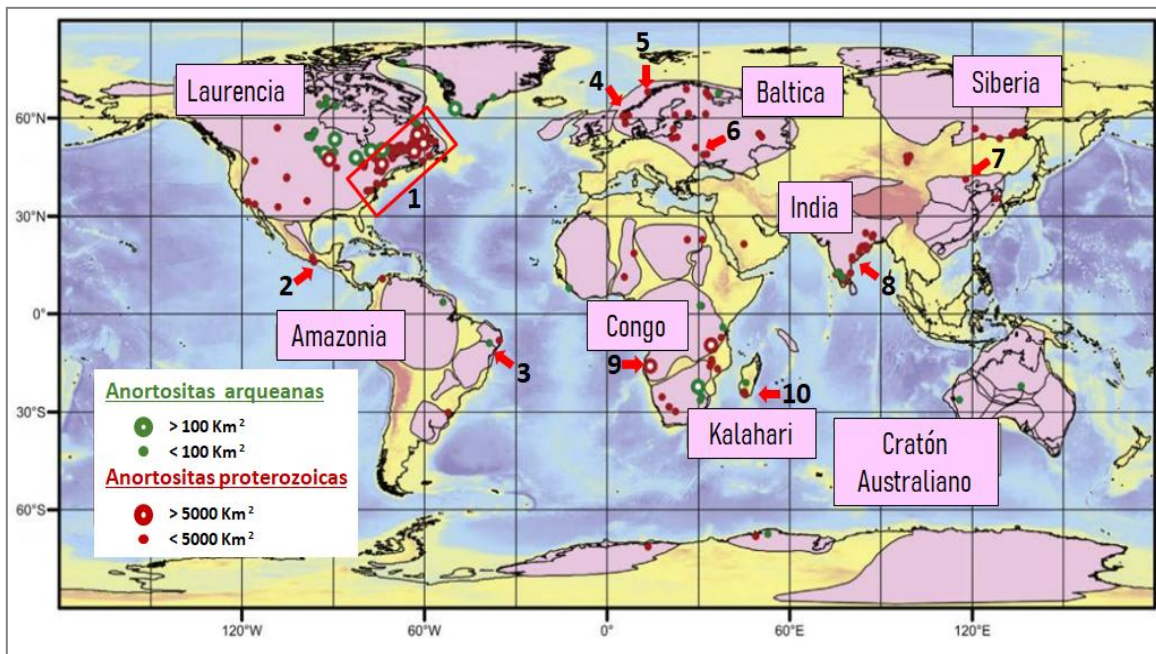


Figura.27 **Distribución global de anortositas con referencia a áreas cratónicas (color rosa).** Se indican los cratones más grandes. Las anortositas masivas del Proterozoico tienen un área promedio de afloramiento de 1,087 km²; las mayores de 5,000 km² están indicadas con símbolos más grandes. Las anortositas megacrísticas del Arqueano tienen extensiones menores a 600 km² (promedio ~ 90 km²). Los números indican algunas provincias anortosíticas con recursos probados o potenciales de Fe-Ti y minerales de Cu-Ni asociados: 1)Provincia Grenvilliana (Norte América), 2)Complejo Oaxaqueño (México), 3)Complejo Caraiba (Brasil), 4)Rogaland (Noruega), 5)Lofoten (Noruega), 6)Korosten (Ucrania), 7)Damiao (China), 8)Cinturón de Ghats del Este (India), 9)Complejo Kunene (Namibia), 10)Anortositas Madagascar (Madagascar). Modificada de Ashwal y Bybee (2017).

Mineralogía y texturas

Los macizos de anortosita proterozoicos se definen texturalmente como masivos, se componen por cristales de plagioclasa tabular, que pueden alcanzar hasta 1.8 m de longitud, a menudo deformados. Aunque predomina la textura masiva, en algunos casos

se puede observar alineación de los cristales de plagioclasa. Dentro de estas rocas de grano grueso los depósitos de óxidos de titanio muestran generalmente la siguiente asociación mineral: ilmenita (FeTiO_3) + hemo-ilmenita (ilmenita con lamelas de exsolución de hematita) \pm titanomagnetita \pm magnetita (Fe_3O_4), los cuales conforman más del 90% del conjunto mineral, las fases minoritarias típicas son plagioclasa \pm piroxeno \pm espinela (MgAl_2O_4) \pm apatito [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$].

Los cuerpos minerales dominados por ilmenita o hemo-ilmenita y, en menor proporción magnetita ocurren en anortositas de andesina, mientras que los cuerpos que contienen principalmente titanomagnetita y, en menor cantidad, ilmenita se encuentran en anortositas de labradorita y, generalmente, carecen de apatito.

Génesis de los yacimientos

Las acumulaciones de óxidos de Fe y Ti son el producto de fraccionamiento *in situ*. La cristalización de plagioclasa provoca la concentración de Fe y Ti en los líquidos residuales, cuando estos solidifican, los los óxidos de Fe-Ti tienden a acumularse y hundirse debido a su mayor densidad, formando capas diseminadas de óxidos (Figura.28). También puede ocurrir que el fundido enriquecido en Fe-Ti se separe como un líquido residual inyectándose en áreas de baja presión, dentro y fuera de la intrusión, formando cuerpos masivos de mayor ley.

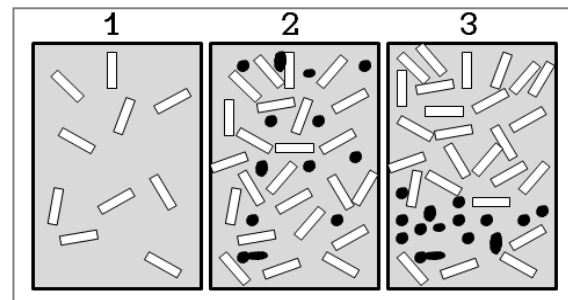


Figura.28 **Formación de depósitos diseminados de óxidos de Fe y Ti.** 1) cristalización de plagioclasa, 2) maya de cristales de silicato y líquido residual enriquecido en óxidos entre los intersticios de los cristales, 3) hundimiento de los óxidos de Fe-Ti.

Por lo general, los óxidos de Fe-Ti cristalizan en etapas tardías de la solidificación del magma. En un magma básico los silicatos ferromagnesianos y feldespatos cálcicos cristalizan primero, de modo que el magma residual se va enriqueciendo progresivamente en óxidos de hierro y titanio. A medida que avanza la cristalización se tendrá una malla de cristales de silicato en contacto y líquido intersticial enriquecido en óxidos, donde los minerales ferromagnesianos tenderán a hundirse y los feldespatos cálcicos permanecen suspendidos. Para que se forme un depósito económico, se requiere que las gotas de líquido ricas en óxidos que se encuentran dispersas se concentren, lo cual puede ocurrir mediante un fenómeno conocido como *filter-pressing*. La presión aplicada por el peso de los cristales superpuestos o por fuerzas externas puede forzar a el líquido más móvil fuera de la malla de cristal y, al mismo tiempo, puede fracturar o aplastar los

cristales restantes, así las gotas de magma se juntan e inyectan en otras partes del cuerpo principal o incluso fuera de él, dando origen así a los cuerpos discordantes masivos como los que conforman los cuerpos de titanomagnetita en la región de Adirondack del este (E.U.A) (Bateman, 1951).

Caso de estudio IV. Anortositas alcalinas: Roseland y Pluma Hidalgo

Las anortositas alcalinas se caracterizan por el predominio de plagioclasa antiperitítica lo cual eleva la composición de K (K_2O de 3 a 4% en peso) (Laznicka, 2010) hasta el doble de la cantidad normal.

La anortositas de Roseland, Virginia (E.U.A) y las de Pluma Hidalgo, Oaxaca (México) se caracterizan, además de contener plagioclasa antiperitítica, por contener mineralizaciones de Ti ricas en rutilo (TiO_2), mineral generalmente ausente en otros macizos de anortosita, además son más jóvenes y de menor tamaño que las anortositas de labradorita y andesina.



Figura.29 Muestra de mano del depósito Agua Titania, Pluma Hidalgo (México). El rutilo resalta en la muestra por su alta reflectancia. Tomada de Force (1991).

En Oaxaca los intrusivos anortosíticos de ~1,000 Ma. se encuentran emplazados en un terreno metamórfico de alto grado dominado por gneises. Las pequeñas pero abundantes intrusiones de anortosita generalmente contienen de 1-2 % en peso de rutilo, sin embargo los depósitos Agua Titania o Las Minas de Tisur son los de mayor interés económico, contienen en promedio un 20 % en peso de rutilo (Force, 1991).

Las anortositas alcalinas de Pluma Hidalgo (México) están constituidas por un mosaico de plagioclasa de composición intermedia (andesina) con lentes de megacristales de plagioclasa con textura antiperitítica (ogoclasa o andesina con lamelas de anortoclasa) deformados (Paulson, 1964). En general rutilo, ilmenita y apatito aparecen como minerales diseminados, pero las en zonas de interés económico el rutilo aparece como monocristales gruesos (Figura.29).

Las anortositas de Roseland (E.U.A) de ~1,011 Ma. son consideradas como las más alcalinas en la Tierra y ocurren dentro de la provincia de Blue Ridge en lo que se conoce como el Macizo de Lovington, Virginia (E.U.A). El macizo de Roseland es un plutón alargado noreste-suroeste (~ 3 x 13 km) bordeado por una serie de gneises máficos a cuarzo feldespáticos en facies de granulita y cuerpos de *jotunita*.

La asociación mineral que muestran las anortositas es plagioclasa antipertítica (Figura.30-A)+ microclina + cuarzo + ilmenita + rutilo + apatito + biotita ± titanita, el cuarzo aparece como un mineral accesorio de hasta ~2 cm de diámetro y presenta numerosas agujas de tamaño micrométrico de rutilo.

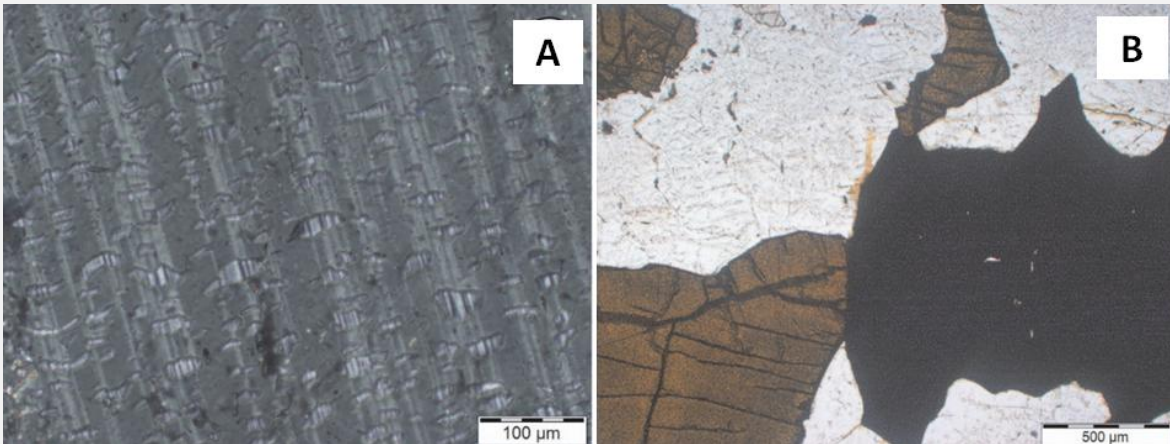


Figura.30 **Fotomicrografías de las anortositas de Roseland (E.U.A).** A) Textura antipertítica (nicoses cruzados, NX), donde resaltan las maclas de albita. B) Contacto uniforme entre rutilo (marrón) e ilmenita (negro). Tomadas de Owens y Dymek (2016).

Aunque se han sugerido diversas hipótesis para la formación de rutilo en el depósito de Roseland (E.U.A), hasta ahora lo más aceptado es que se produce por un transporte masivo tardío o posmagmático, donde el metasomatismo de contacto puede jugar un papel muy importante al movilizar el hierro y dar paso a la formación de rutilo como producto residual. La anortosita originalmente contenía cantidades despreciables de Fe y Ti, cuando intrusionó se produjo una difusión de elementos a través del contacto con el intrusivo, el Ti permaneció inmóvil pero el Fe se difundió en la anortosita junto con otros elementos dando paso a la formación de rutilo (Force, 1991). La presencia de rutilo con ilmenita en las anortositas de Pluma Hidalgo (México), es similar a la ocurrencia del rutilo de Roseland, lo que sugiere un origen análogo (Paulson, 1964; Force, 1991).

Por otra parte el carácter alcalino de estas anortositas se atribuye a la contaminación de corteza continental evolucionada. De forma que los magmas parentales experimentaron un mayor grado de asimilación o el contaminante asimilado era significativamente diferente al asociado a otras anortositas.

1.2.4 Tierras raras ligeras (LREE) en carbonatitas

Objetivo: Identificar las características geológicas de los cuerpos de carbonatitas y los yacimientos asociados, así como analizar cuáles son las condiciones que llevan a la formación de magmas ricos en CaCO_3 y cuales son los procesos que los afectan durante su emplazamiento en la corteza, causando enriquecimientos económicos en *LREE*.

El magmatismo en zonas de rift intracontinental puede dar origen a las carbonatitas. Estas rocas que comúnmente ocurren con kimberlitas y basaltos alcalinos, son la principal fuente mundial de *LREE*, niobio, itrio, fósforo y circonio, además son consideradas como importantes fuentes de cobre, hierro y escandio. Aunque solo representan una pequeña porción de la corteza terrestre, cada intrusión de carbonatita tiene probabilidades de hasta el 7 % de convertirse en un depósito mineral gigante de *LREE* (Mungall, 2007 y referencias ahí citadas). Muchas intrusiones de carbonatita albergan uno o más cuerpos mineralizados, los ejemplos más importantes incluyen:

- Bayan Obo, al oeste de Mongolia Interior (China), es el depósito más grande de *LREE*, y el segundo de Nb, además contiene mineralizaciones de Fe.
- Iron Hill en Colorado (Estados Unidos), con recursos de Ti y Th.
- Mountain Pass, en el sureste de California (Estados Unidos) es el segundo depósito más grande y de alta ley de *LREE* en el mundo.
- Palabora (Sudáfrica), contiene como minerales principales apatito, vermiculita y mineralizaciones de Cu, Co, Zr, Hf y Fe, también aparecen subproductos Au, Ag, Ni y Pt.

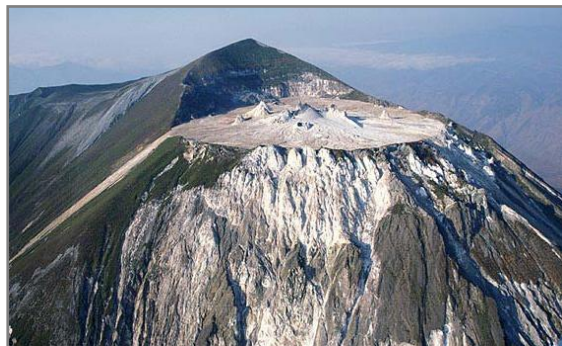


Figura.31 Volcán Ol Doinyo Lengai (Tanzania). Vista aérea del cráter norte, tomada el 30 Julio del 2003, con vista desde el norte. Se observa el desbordamiento y flujo de lava de color blanco. Cabe destacar que la lava al momento de la erupción presenta coloración negra, conforme se enfría se vuelve blanca. Tomada de Pfeiffer (2003).

Se conocen alrededor de 500 intrusiones de carbonatita (34 % en África). En la actualidad solo el volcán Ol Doinyo Lengai (Figura.31), ubicado en el noreste de Tanzania sobre el rift del este de África, produce lavas carbonatíticas.

Las fuentes minerales más abundantes de *LREE*, son *bastnasita*- $[(Y,La,Ce,Nd)(CO_3)F]$ y la *monacita*- $[(Ce,La,Nd,Th)PO_4]$. Los depósitos de *bastnasita* en China y Estados Unidos constituyen el mayor porcentaje de los recursos de tierras raras del mundo (Figura.32),

mientras que los depósitos de monacita de Australia, Brasil, China, India, Malasia, Sudáfrica, Sri Lanka, Tailandia y Estados Unidos constituyen el segundo mayor porcentaje de recursos de tierras raras (Dutta et al., 2016).



Figura.32 Reservas de tierras raras en todo el mundo en 2018. Tomado de Garside M. (2019).

Carbonatitas

Las carbonatitas son rocas ígneas compuestas por más del 50 % de carbonato primario (generalmente mezclas de calcita, dolomita y siderita) y con menos del 20 % en peso de SiO₂ (Le Maitre, 2002).

Se forman en ambientes de adelgazamiento y extensión cortical relacionados con el ascenso de una pluma mantélica a través de la litósfera. Especialmente, las carbonatitas se encuentran dentro de grandes provincias ígneas en las que predomina el basalto, como la de Deccan en India (66 Ma.); Paraná-Etendeka ocupa el noroeste de Namibia y el sur de Brasil (130 Ma.); la provincia de Siberia en Rusia (250 Ma.) y la provincia alcalina de Kola, Rusia (370 Ma.) (Hoshino et al., 2016).

Los magmas que las originan son muy raros pues se componen esencialmente por CaCO₃ y en menores cantidades de Na₂CO₃. Estas rocas no están muy expuestas y suelen estar representadas por depresiones ocupadas por lagos circulares.

Morfología de carbonatitas y rocas asociadas que albergan las menas

En superficie, los complejos intrusivos de carbonatitas adoptan formas anulares de hasta 3 km de diámetro. A profundidad la morfología más común es cilíndrica o como diques compuestos, aunque también aparecen como cuerpos lenticulares irregulares. Algunos cuerpos de carbonatitas ocurren de forma aislada, pero comúnmente se encuentran dentro de intrusiones alcalinas máficas zonadas como las que se muestran en la Figura.33. También aparecen como flujos de lava, aunque estos son menos comunes.

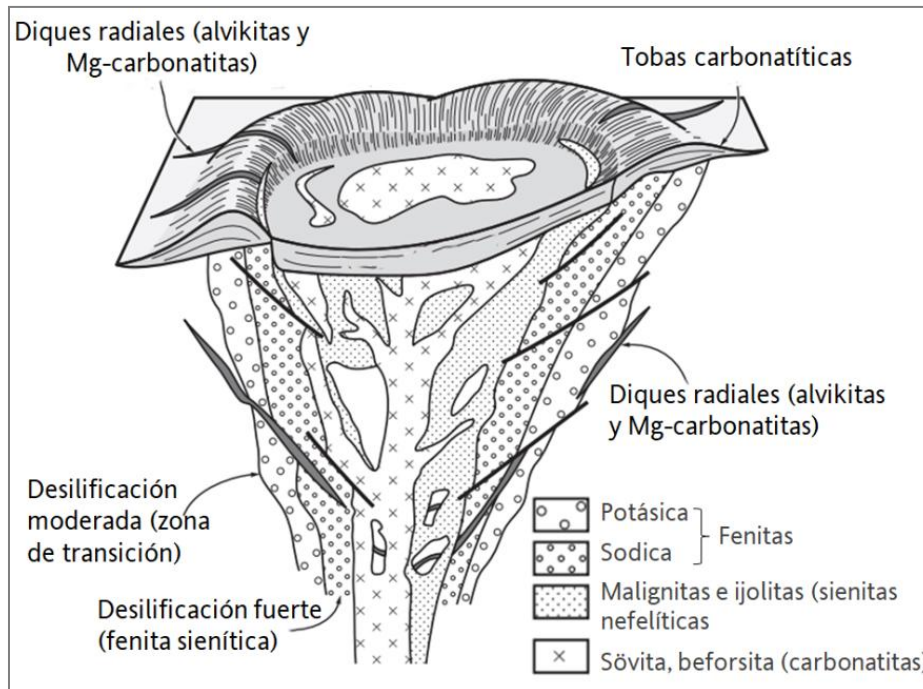


Figura.33 **Intrusión de carbonatita.** Diagrama idealizado de un centro eruptivo de carbonatita, se puede apreciar como las carbonatitas están rodeadas por rocas alcalinas y en las partes más externas presentan un halo de alteración, o *fenitización*, el cual puede extenderse hasta 4 km alrededor de la intrusión. La *fenitización* es una desilificación acompañada por un desarrollo de minerales alcalinos (aegirina, riébeckita y microclina) que refleja un metasomatismo potásico. Modificada de Jébrak

Ambiente tectónico

Las carbonatitas abarcan edades desde el Proterozóico hasta la actualidad, estas rocas ocurren típicamente en ambientes continentales y, a menudo, se encuentran asociadas con grandes estructuras geológicas como fosas tectónicas, fallas mayores, y cratones estables (Figura.34).

Los cuerpos de carbonatitas comúnmente se ubican en zonas de falla o en el corazón de complejos alcalinos acompañados de sienitas de nefelina y, en menor proporción piroxenitas. Algunas de las carbonatitas más recientes se localizan a lo largo del rift de África Oriental, un incipiente valle tectónico extensional que corta parte del Cratón del Congo.

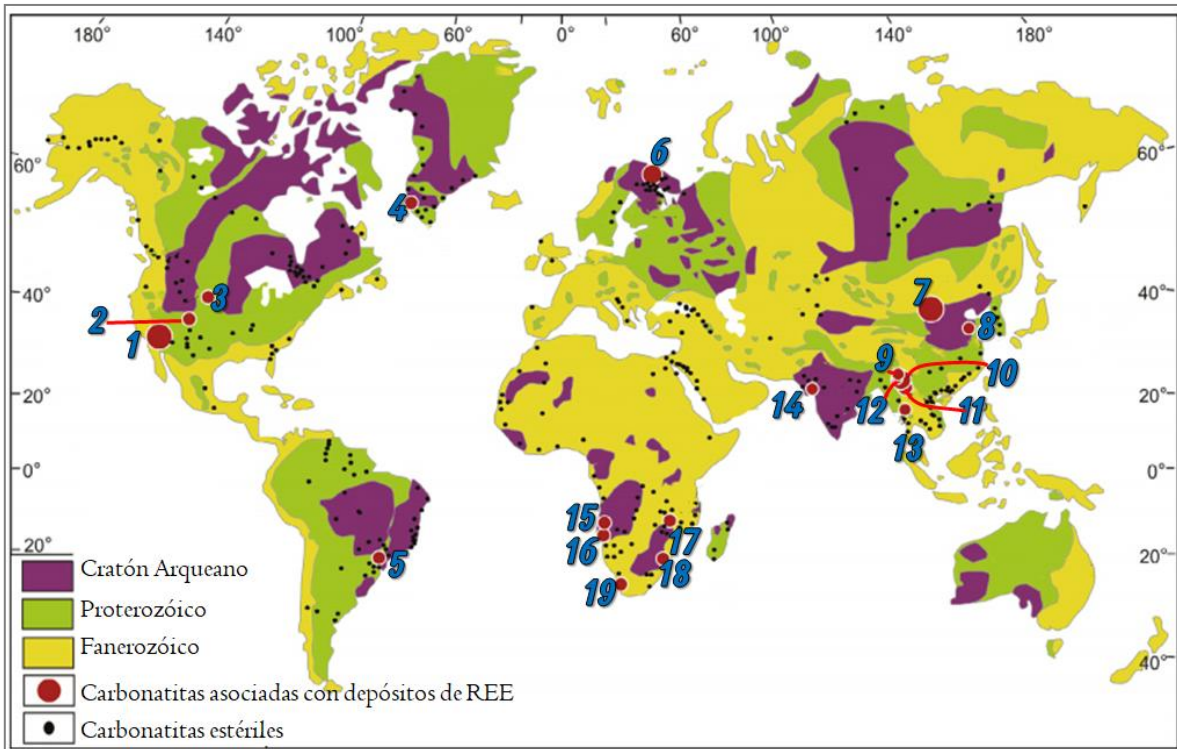


Figura.34 **Localización de algunas carbonatitas a nivel mundial.** Los números hacen referencia a algunos depósitos de carbonatitas con contenidos de Tierras Raras (REE) más importantes: **1)** Mountain Pass (E.U.A). **2)** Iron Hill (E.U.A). **3)** Bear Lodge (E.U.A). **4)** Llimaussaq (Groelandia). **5)** Barro do Itapirapua, (Brazil). **6)** Khibina (Rusia). **7)** Bayan Obo (China). **8)** Laiwu (China). **9)** Muluozhai (China). **10)** Lizhuang (China). **11)** Maoniuping (China). **12)** Dalucao (China). **13)** Dong Pao (Vietnam). **14)** Amba Dongar (India). **15)** Etanero (Namibia). **16)** Okorusu (Namibia). **17)** Kangankunde (Malawi). **18)** Palabora (Sudáfrica). **19)** Zandkospdrift (Sudáfrica). Modificada de Liu y Hou (2017).

Mineralogía y texturas típicas de las carbonatitas y yacimientos asociados

Las carbonatitas contienen las concentraciones más altas de óxidos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) que cualquier otro tipo de roca sobre la corteza (Ridley, 2013). Estas se clasifican de acuerdo a los carbonatos más abundantes; las categorías son (Tabla 5): carbonatitas de calcita (denominadas sövitas cuando la roca es de grano grueso o *alvikita* cuando es de grano medio a fino); carbonatitas de dolomita (rauhaugita o también denominada beforsita); ferro-carbonatita (el carbonato principal es rico en hierro); y natro-carbonatita (esencialmente compuesta de carbonatos de sodio, potasio y calcio. Es una roca inusual se encuentra solo en el volcán Oldoinyo Lengai en Tanzania.) (Hoshino et al., 2017).

Las principales fases minerales portadoras de REE incluyen fluorocarbonatos (*bastnasita*, *parisita* y *synchysita*), carbonatos hidratados (*ancylita*) y fosfatos (*monacita* y *apatito*).

Tabla 5. **Minerales habituales en carbonatitas.** En negritas se resaltan los minerales de REE. Modificada de Jébrak et al. (2008).

<i>Minerales esenciales</i>	Calcita-CaCO ₃ , dolomita-[CaMg(CO ₃) ₂], apatito-[Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,Cl,OH)], magnetita-(Fe ₃ O ₄), pirocloro -[(Na, Ca) ₂ (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆ (OH, F,O)], monacita -[(Ce,La,Nd,Th)PO ₄]
<i>Minerales accesorios</i>	Ankerita-[Ca(Fe ²⁺ ,Mg)(CO ₃) ₂], siderita-(FeCO ₃), granate, biotita-[Si ₃ AlO ₁₀ (Mg,Fe) ₃ (OH,F) ₂ K], bastnasita -[(Y,La,Ce,Nd)(CO ₃)F], parisita -[Ca(Nd,Ce,La) ₂ (CO ₃) ₃ F ₂], baddeleyita- (ZrO ₂), columbita -[(Mn,Fe)(Nb,Ta) ₂ O ₆], tantalita -[(Mn,Fe)(Ta,Nb) ₂ O ₆], fluorita-(CaF ₂), latrappita - (Ca ₂ NbFe ³⁺ O ₆), ilmenita-(Fe ²⁺ TiO ₃), rutilo-(TiO ₂), perovskita-(CaTiO ₃), loparita -[(Ce,Na,Ca) ₂ (Ti,Nb) ₂ O ₆], allanita -[(Ca,Ce,La,Y) ₂ (Al,Fe) ₃ Si ₃ O ₁₂ (OH)], synchysita -[Ca(Ce,Y,La,Nd)(CO ₃) ₂ F], fergusonita -(YNbO ₄)
<i>Minerales secundarios</i>	Crandallita-[CaAl ₃ (PO ₄)(PO ₃ OH)(OH) ₆], florencita -[(Ce,La,Nd)Al ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₆], wavelita-[Al ₃ (PO ₄) ₂ (OH,F) ₃ · 5H ₂ O], ancylita -Sr(La,Ce)(CO ₃) ₂ (OH) · H ₂ O, gorceixita-BaAl ₃ (PO ₄)(PO ₃ OH)(OH) ₆ , gibbsita-[Al(OH) ₃], goethita-[α-Fe ³⁺ O(OH)], hematita-(Fe ₂ O ₃), vermiculita [Mg _{0.7} (Mg,Fe,Al) ₆ (Si,Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₄ · 8H ₂ O]

La Tabla 5 debe considerarse como una referencia y no como algo absoluto, ya que cada yacimiento es único y presenta características propias. Por ejemplo, las carbonatitas de calcita y dolomita de *Mountain Pass* (E.U.A) son ricas en **bastnasita** y se asocian con algunos minerales que contienen torio, pero además contiene cantidades relativamente altas (aproximadamente el 25 % en peso; Castor, 2008) de barita (BaSO₄) (Figura.35).

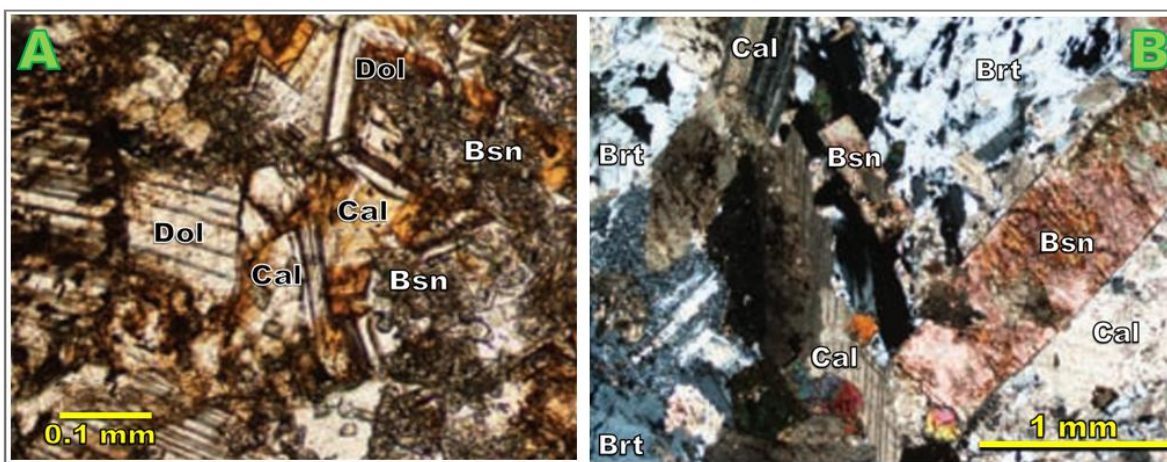


Figura.35 **Fotomicrografías de la carbonatita de Mountain Pass, California** (E.U.A). A) Befsorita de barita-**bastnasita**, con cristales gruesos de dolomita (Dol) ferrosa y cristales más pequeños y rómbicos de carbonatos zoneados (núcleo dolomítico y borde calcítico) intercrecidos con **bastnasita** (Bsn) de grano muy fino. B) **Sövita** de **bastnasita**-barita con fenocristales euédricos y gruesos de **bastnasita** (Bsn), fenocristales de barita (Brt) recristalizados y desiguales, y calcita como matriz (Cal). Nícoles cruzados (NX). Modificada de Castor (2008).

Las mineralizaciones de *REE* pueden ocurrir como diseminaciones en grandes volúmenes de carbonatita, o como concentraciones en zonas de brecha, vetas o diques de carbonatita (Figura.36), que llegan a formar cuerpos tabulares de hasta 50 m de longitud. Los minerales de *REE* pueden aportar colores notables en las muestras de mano, ya sea amarillo, causado por los fluorocarbonatos *bastnasita* y *synchysita*, o verde intenso, causados por *monacita* y fosfatos de *REE*.

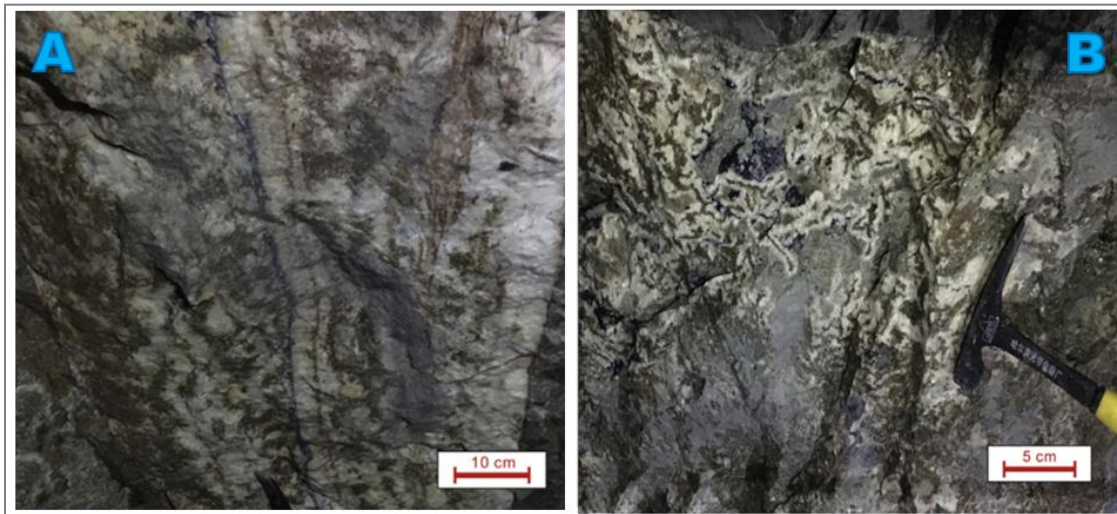


Figura.36 Diques/vetas de carbonatita con contenido de *REE*. Depósito *Weishan* ubicado en la provincia de Shandong, al este de China. A) La carbonatita que presenta el mayor espesor y continuidad con minerales de *REE* diseminados, se considera la más importante dentro del yacimiento, B) Vetas con *REE* diseminadas, comúnmente se localizan en los márgenes de la intrusión. Tomadas de Wang et al. (2018).

Génesis de los yacimientos

Se han propuesto varias hipótesis para explicar la génesis de los magmas carbonatíticos:

- ❖ *Fusión directa de una peridotita del manto*: dentro del manto astenosférico, una peridotita de granate se funde entre los 200-250 Km de profundidad, cuando el grado de fusión es bajo (~ 0.3 % hasta un máximo de 3 %; Jébrak, 2008) se producirá un magma carbonatítico ascendente en forma de *diapiro* el cual al alcanzar ~80 km de profundidad cristalizará produciendo ijolitas y carbonatitas. Los magmas carbonatíticos tienen muy baja viscosidad y pueden ser extraídos con fracciones de fundidos tan bajas como 0.1 % (Jébrak, 2008).

A profundidades cercanas a los 80 Km, CO_2 puede ser incorporado al manto por la introducción de aguas profundas (metasomatismo), carbono contenido en fragmentos de placas oceánicas subducidas o por contaminación cortical, que

además puede suministrar elementos alcalinos (K_2O y Na_2O). No se sabe la cantidad de carbonato que existe en el manto.

- ❖ *Cristalización fraccionada*: a partir de magmas alcalinos ricos en CO_2 . La cristalización fraccionada produce el fraccionamiento extremo de cristales (formados tempranamente) y líquido residual (en el que se concentran los elementos incompatibles y CO_2) (Jones, 2013 y referencias ahí citadas).
- ❖ *Inmiscibilidad silicato-carbonato*: Si el grado de fusión de la peridotita es ligeramente más alto (2 %; Robb, 2005), y bajo condiciones de alta presión total, la misma fuente (peridotita de granate) producirá magmas alcalinos, comúnmente nefelínico, que contienen carbonatos. El magma nefelínico al cristalizar produce una variedad de rocas que contienen minerales inusuales como feldespatoides, piroxenos cálcicos y carbonatos de la suite *ijolita*. Sin embargo para que un magma alcalino produzca un magma carbonatítico requiere una fuente adicional de carbonato y anfíbol sódico. Los magmas carbonatíticos se relacionan con los nefelínicos por medio del proceso de inmiscibilidad, mientras el magma nefelínico (alcalino y rico en una fase carbonatada) asciende va disminuyendo la presión y temperatura promoviendo la separación en dos fluidos, uno rico en silicatos y otro rico en carbonatos.

Cualquiera que sea el origen de los magmas carbonatíticos, se acepta que éstos son magmas derivados del manto por bajos grados de fusión parcial bajo condiciones de alta presión total (mayores a 2 GPa) y de CO_2 (Robb, 2005 y referencias ahí citadas), que posteriormente han sufrido cristalización fraccionada, inmiscibilidad y procesos metasomáticos que afectan al fundido durante su ascenso a la corteza. Esos procesos, a su vez, son los causantes del enriquecimiento económico en *LREE* (Ridley, 2013).

Todas las *REE* tienen cargas iónicas muy grandes que hacen difícil su sustitución dentro de la red cristalina de los minerales, por lo que se concentran en el fundido, sin embargo la mayoría de las *REE* trivalentes poseen radios iónicos similares al Ca^{2+} , Th^{4+} , Sr^{2+} y U^{4+} . De modo que las altas concentraciones de *LREE* se deben a la cristalización fraccionada de un magma carbonatítico que ya está algo enriquecido en *REE* y en el cual las *LREE* se concentraran en el líquido residual, por ser más incompatibles.

Caso de estudio V. Carbonatitas del Complejo Picacho, Tamaulipas, México

La Provincia Mexicana Alcalina Oriental (Ramírez-Fernández et al., 2000) se extiende desde el sur de los Estados Unidos y hasta Veracruz, México. Los intrusivos más alcalinos y las rocas volcánicas dentro de ella deben su origen a una fase extensiva post-laramídica en un ambiente de intraplaca.

Dentro de esta provincia, a 70 km al sureste de Ciudad Victoria, se localiza el Complejo Picacho, el cual es un valle elíptico de 9 km² que se emplaza en calizas micríticas masivas de la Formación Tamaulipas Superior. Este complejo consta principalmente de granitos que rodean de forma irregular a gabros alcalinos y en cuyo núcleo se emplaza una serie de rocas nefelínicas (sienitas, ijolitas y melteigitas, por mencionar algunas). Asociado a estas rocas se tiene una aureola de *fenitización* y diques ricos en apatito y elementos radiactivos (Th, U) con REE muy alterados.

Existen dos afloramientos de carbonatitas ricas en Y y Th dentro de este complejo intrusivo:

- 1) Dique de 50 cm de espesor compuesto por sövitas con calcita, piritita, siderita, cuarzo, calcedonia, barita y *bastnasita*-(La, Ce), además de óxidos de Fe en bandas bien definidas. Este dique se encuentra cortando a las rocas nefelínicas. Análisis petrológicos revelan 2 fases de cristalización (Ramírez-Fernández et al., 2000): i)

formación de siderita (asociada a los óxidos), y ii) calcita en forma de cristales radiales y mosaicos.

- 2) Dique de *alvikita* de ~5 cm de espesor con calcita, ankerita, plagioclasa, piritita, ilmenorutilo, siderita, fluorapatito, barita, calcedonia y varios minerales de REE como *bastnasita* de Th, *britolita* de Y con Th y *cheralita*. Este dique se encuentra emplazado en una zona de fractura de 30 cm de ancho dentro de los gabros.

De acuerdo al contenido de elementos mayores en roca total (Ramírez-Fernández et al., 2000), las carbonatitas del complejo Picacho se clasificaron como: i) ferrocabonatas en el caso de la *sövita* y una muestra del dique de *alvikita*, y ii) calciocarbonatita para otra muestra de la misma *alvikita* (Figura.37).

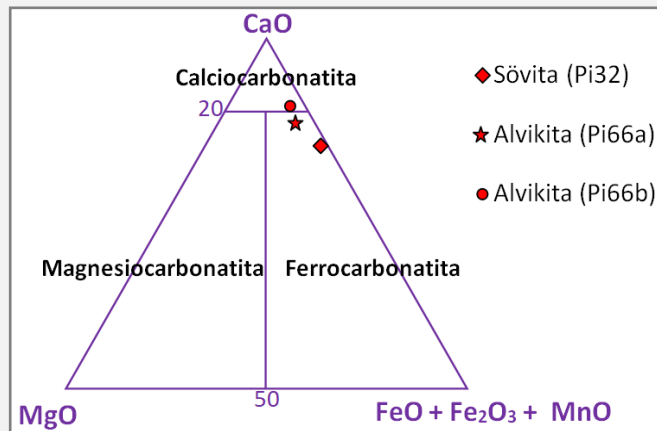


Figura.37 Clasificación de carbonatitas según Wolley y Kempe (1989). Las marcas rojas corresponden a 3 muestras de carbonatita del Complejo Picacho. Modificada de Ramírez-Fernández et al. (2000).

En comparación con las composiciones promedio de carbonatitas (en Wolley y Kempe, 1989), las del complejo Picacho son pobres en Sr (580- 2500 ppm) y U (<1.2 ppm), sin embargo sus concentraciones de Y (400-2100 ppm) y Th (520-1480 ppm) son muy altas, principalmente en la *alvikita*. Además presentan bajos contenidos de REE (*sövita* hasta 5 900 ppm, *alvikita* hasta 3 670 ppm) comparadas con los diques ricos en apatito (hasta 30 000 ppm) (Ramírez-Fernández et al., 2000).

El origen de las carbonatitas del complejo Picacho se determinó por medio de estudios de isótopos estables de carbono y oxígeno realizados por Ramírez et al. (2000) en 5 muestras de carbonatos: 3 provenientes del dique alvikítico (Pi66a, Pi66b y Pigmex), y 1 *sövita* del centro del complejo y 1 calcita intersticial de una sienita nefelínica. Los resultados que obtuvieron se presentan en la Tabla 6.

Tabla 6. Relaciones isotópicas de carbono y oxígeno en carbonatos del Complejo Picacho. En azul se muestran los valores típicos de los carbonatos magmáticos. Valores tomados de Ramírez-Fernández et al. (2000).

	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW (Standar Mean Ocean Water)	$\delta^{13}\text{C}$ PDB (Pee Dee Belemnite)
Carbonatitas, carbonatos asociados a rocas alcalinas y Kimberlitas. De acuerdo a Deines (1989) el 50% de las carbonatitas caen en este rango	+6 a +10 ‰	-4 a -7 ‰
Metacalizas de San Carlos, valores típicos de calizas cretácicas	+23 a +27 ‰	+3 a -6 ‰
Alvikita (Pi66b) ●	+13.430 ‰	-4.016 ‰
Sövita(Pi32) ◆	+19.353 ‰	-4.857 ‰
Calcita en sienita nefelítica (Pi4a) ■	+11.559 ‰	-6.133 ‰
Alvikita (Pi66a) ★	+13.020 ‰	-4.029 ‰
Alvikita (Pigmex) ▲	+12.205 ‰	-4.135 ‰

Teniendo en cuenta que la mayoría de las carbonatitas y/o carbonatos asociados a rocas alcalinas presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 6-10 ‰ y de $\delta^{13}\text{C}$ de -4 a -7 ‰ (Ramírez-Fernández et al. 2000 y referencias ahí citadas), las muestras del complejo Picacho poseen valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos a los de las carbonatitas y/o carbonatos asociados a rocas alcalinas, los valores isotópicos altos de la *sövita* se explican por un reequilibrio con influencia de aguas meteóricas o fluidos hidrotermales.

Debido a los valores similares de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ entre la *alvikita* y la calcita de la sienita nefelínica, se supone una relación muy estrecha entre ambas unidades (dique de *alvikita* y sienita nefelítica), donde la calcita de las sienitas nefelíticas se interpreta como los restos de un proceso de inmiscibilidad a partir de un magma silicatado rico en carbonatos.

El Picacho es la única localidad en México en la que se han reconocido afloramientos de carbonatitas, sin embargo la Sierra de San Carlos se considera una region con posibilidades de encontrar afloramientos de carbonatita asociados a rocas alcalinas.

1.2.5 Metales raros en pegmatitas graníticas

Objetivo: Reconocer la importancia económica de los minerales de elementos raros que conforman a las pegmatitas graníticas e identificar las características geológicas de las mismas, así como distinguir las principales familias. Además de poder explicar la importancia de concentraciones de CO₂, B, F, P y H₂O en la formación de los yacimientos.

Las pegmatitas de elementos raros son una pequeña porción de pegmatitas graníticas que contienen un enriquecimiento de Li, Cs, Ta, Nb, Rb, Y, REE, Sc, U, Sn, F, B, Be. Principalmente se componen de cristales de cuarzo, feldespato y mica, con muchos minerales accesorios a menudo de valor económico como berilo, casiterita, molibdenita, espodumena, petalita, lepidolita y ambligonita, columbita, pirocloro y tantalita, *polucita*, así como diversos minerales de uranio, torio y tierras raras (allanita, monazita, etc.). Muchos de los elementos contenidos en esos minerales (Be, Sn, Mo, Li, Nb, Ta, Cs, etc.), también se consideran como elementos estratégicos, es decir elementos que presentan el mayor riesgo de interrupciones en el suministro o que son importantes para la economía, dependencia tecnológica o defensa de un país.

Por lo anterior la importancia económica de las pegmatitas graníticas de metales raros se debe a:

- ✓ *Contenido metálico:* en su mayoría elementos litófilos [*LILE* (Li, Rb, Cs, Be), *HFSE* (Ga, Sn, Hf, Nb, P, Ta, Y, U, Th, REE)] aplicados en nuevas tecnologías, energía (superconductores y baterías), metalurgia de metales ligeros (Be y Li) y metales resistentes (Ta).
- ✓ *Minerales esenciales:* feldespato para cerámicas, micas como aislantes y cuarzo por su carácter piezoeléctrico.
- ✓ *Piedras preciosas:* esencialmente las variedades valiosas de berilo variedad aguamarina (azul), morganita (rosa), heliodoro (amarillo), esmeralda (verde) y en raras ocasiones, topacio y turmalina.

Algunas de las pegmatitas explotadas actualmente incluyen (Tabla 7.): Rössing (Namibia), Tanco (Canadá), Volta Grande (Brasil), Kenticha (Etiopía), Greenbushes y Wodgina (Australia Occidental) (Ridley, 2013 y referencias ahí citadas).

Tabla 7. Ejemplos de depósitos de pegmatita graníticas con metales raros. Los tonelajes de los depósitos (producción + reservas) se indican en millones de toneladas (Mt) y en leyes promedio.

Datos tomados de Jébrak et al. (2008) y Cerny (1991 y referencias ahí citadas).

Deposito	Localidad	Tamaño y contenido
Tanco	Mantynoba, Canadá	1.9 Mt a 0.2 % Ta ₂ O ₅
		6.5 Mt a 2.75 % Li ₂ O
		0.3 Mt a 23.3 % Cs ₂ O
		0.9 Mt a 0.20 % BeO
Preissac- Lacombe	Quebec, Canadá	19 Mt a 1.25 % Li ₂ O
Yellowknife	Territorios del Noroeste, Canadá	13.9 Mt a 1.19 % Li ₂ O
Greenbushes	Australia Occidental	28 Mt a 0.114 % Sn
		28 Mt a 0.043 % Ta ₂ O ₅
		0.031 % Nb ₂ O ₅
		33.5 Mt a 2.55 % Li ₂ O
Bikita	Zimbawue	10.8 Mt a 3 % Li ₂ O
Kamativa	Zimbawue	100 Mt a 0.114 % Sn y 0.603 % Li ₂ O
Uis	Namibia	87 Mt a 0.134 % Sn
Manono-Kitotolo	Republica democrática del Congo	35 Mt a 1.3 % Li ₂ O
Footo, Kings Mountains, etc.	Carolina del Norte, EUA	56.5 Mt a 1.5 % Li ₂ O

Pegmatitas graníticas

Las pegmatitas graníticas son rocas ígneas de tamaño de grano grueso y composición generalmente granítica formadas a partir de la cristalización de productos finales de magmas (comúnmente félsicos) enriquecidos en componentes volátiles (H₂O, CO₂, F, Cl, B). Se componen principalmente de cuarzo, feldespatos (microclina y albita), micas y varios minerales accesorios de importancia económica.

Aparecen asociadas a rocas ígneas y metamórficas como diques discordantes muy marcados, lentes y como segregaciones dentro de granitos.

De acuerdo a su profundidad de formación se pueden distinguir 4 tipos principales de pegmatitas graníticas, las cuales se describen en la Tabla 8.

Tabla 8. Clases de pegmatitas graníticas. Datos tomados de Jébrak, et al. (2008) y London (2014).

Tipo	Profundidad de formación	Elementos típicos menores	Otras características
Abisal	>11 km	Ricas en Ca, Ba, Sr, Mg, Fe.	Generalmente no son de interés económico, se alojan en esquistos de sillimanita y distena.
Profunda o de muscovita	7-11 Km	Pueden contener Th, U, Nb-Ta, Zr o Ti	Se alojan en esquistos de granate (almandino) y distena.

Profundidad media o de metales raros	3.5-7 Km	Mineralizaciones de elementos litófilos (REE, Rb, Cs, Be, Ta, Li, etc.), con contenidos a menudo bastante bajos (alrededor de 0.02% de Ta ₂ O ₅ , 0.05% de BeO y 1% de Li ₂ O)	Se alojan en esquistos de cordierita-andalucita y se asocian con granitos alóctonos. La mayoría de los depósitos de metales raros se asocian con estas pegmatitas, que geoquímicamente se pueden clasificar en 2 familias: NYF o pegmatitas de REE y LCT.
		➤ NYF : enriquecidas en Nb, Y y F	Se asocian principalmente con granitos tipo-A (metaluminicos-peralcalinos) los cuales se asocian a ambientes anogénicos o intraplaca. Estas pegmatitas están enriquecidas en tierras raras pesadas, flúor, y presentan altas proporciones de Nb / Ta.
		➤ LCT : enriquecidas en Li, Cs y Ta	Presentan características distintivas de una fuente granítica tipo-S (peraluminicos) cuyos protolitos son fuentes sedimentarias marinas maduras como lutitas. Estas pegmatitas se encuentra enriquecidas en metales alcalinos, berilio, boro, fósforo y estaño, y presentan proporciones muy bajas de Nb / Ta. La mayor parte de la mineralización económica de Li se encuentra en espodumena y pentalita.
Miarolítica o de gemas	3.5-1.5 km	Contienen cuarzo puro (uso piezoeléctrico), en ocasiones berilo, topacio y fluorita de calidad óptica.	Se asocian a cúpulas subvolcánicas débilmente metamórficas

Morfología de pegmatitas graníticas con metales raros

Los cuerpos individuales de pegmatita poseen morfologías variables que incluyen diques tabulares (< 1 m a 20 m de espesor), cuerpos lenticulares, elipsoidales y masas irregulares. Generalmente forman cuerpos pequeños (menos de 100 m de largo), con la excepción de algunos depósitos como Greenbushes (Australia Occidental) que posee 3 km de largo y unos cientos de metros de ancho (Bradley y McCauley, 2013 y referencias ahí citadas).

Típicamente, los cuerpos de pegmatita presentan el siguiente zoneamiento mineralógico (Figura.38):

- 1) *Borde granítico*: es el margen entre la pegmatita y la roca encajonante, generalmente tiene pocos centímetros de espesor y consiste de cuarzo, feldespato y muscovita.
- 2) *Paredes*: cristales finos de cuarzo, turmalina, berilo y muscovita.
- 3) *Zona intermedia*: puede haber más de una y se compone principalmente de plagioclasa, feldespato potásico, micas y cuarzo. En esta zona se encuentran presentes varias fases de elementos raros, como berilo, espodumena, *elbaita*, *columbita-tantalita*, *polucita* y fosfatos de litio. Las menas se localizan en zonas específicas, principalmente en una o más zonas internas. En ocasiones la zona de mineral económico puede ser grande como sucede en la mina Etta al sur de Dakota (E.U.A), que presenta cristales de espodumena de hasta 12 m de longitud (Rickwood, 1981).
- 4) *Núcleo o corazón*: principalmente contiene cuarzo ultra puro de grano grueso.
- 5) *Zona de albita*: son unidades irregulares ricas en álcalis que reemplazan en parte a la pegmatita hospedadora consolidada. Consisten en cristales de grano medio de albita plateada (variedad cleavelandita), micas (moscovita y lepidolita), topacio y/o fluorita. Son una característica común en pegmatitas de la familia LCT.

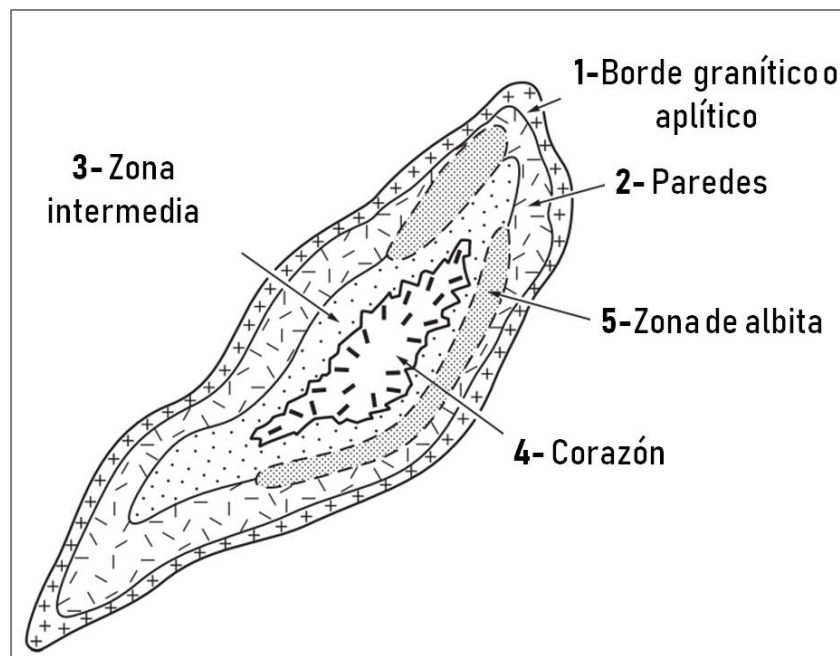


Figura.38 Zonación idealizada en una pegmatita granítica de cuarzo y elementos raros. Modificada de Jébrak et al. (2008).

Ambiente tectónico

La distribución tectónica de las pegmatitas está determinada por la naturaleza del magma parental que da origen a las intrusiones graníticas, y del cual se deriva el magma enriquecido en elementos raros. De modo que las pegmatitas de la familia LCT se generan en entornos tectónicos de compresión y las de la familia NYF a partir de entornos tectónicos extensionales (anorogénicos).

Debido a la gran abundancia de pegmatitas de la familia LCT, dentro de cinturones orogénicos (Figura.39), estas pegmatitas se vinculan a un entorno tectónico de subducción, en la fase post-tectónica del desarrollo de cinturones continentales. Por su parte las pegmatitas de la familia NYF se asocian generalmente con puntos calientes o zonas de ruptura dentro de los continentes.

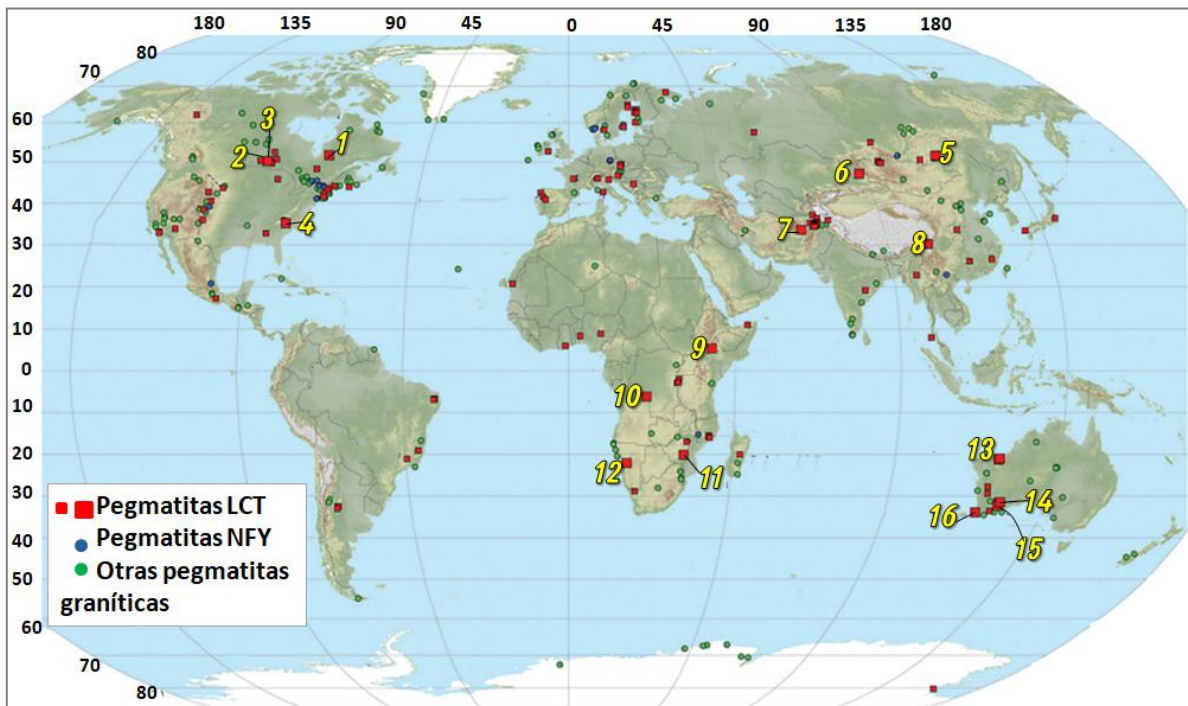


Figura.39 Mapa que muestra las ubicaciones de pegmatitas graníticas con metales raros. Los principales depósitos de pegmatitas LCT se muestran con símbolos más grandes: 1) Whabouchi (Canadá), 2) Tanco (Canadá), 3) Big Whopper (Canadá), 4) Kings Mtn.(E.U.A), 5) Zavantinskoe (Mongolia), 6) Altai (China), 7) Taghawlor (Afganistán), 8) Jiajika (China) 9) Kenticha (Etiopía), 10) Manono (RD Congo), 11) Bikita (Zimbawue), 12) Rubicon (Namibia), 13) Wodgina (Australia), 14) Bald (Australia), 15) Deans (Australia), 16) Greenbushes (Australia). Modificada de McCauley y Bradley (2014).

Mineralogía y texturas

Generalmente las pegmatitas contienen ~65 % de feldespato, 25 % de cuarzo, 5-10 % de mica y, aproximadamente, 5 % de otros minerales accesorios (granate, turmalina, etc.); Otros minerales que se pueden presentar se muestran en la Tabla 9. El cuarzo al ser de grano grueso y carecer de abundantes inclusiones se considera un mineral industrial importante, al igual que el feldespato que por sus bajos contenidos en Fe permite crear vidrios más claros.

Tabla 9. **Minerales en pegmatitas graníticas con metales raros.** En negrita se muestran los minerales más comunes para cada elemento, en cursiva y subrayados se muestran los minerales más casuales. Modificada de Jébrak et al. (2008).

Elementos	Minerales
Si, Al, K, Na	Cuarzo, microclina, muscovita, albita
B	Turmalinas: Chorlo [NaFe ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (O,F,OH) ₄] Elbaita [Na(Al,Li) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₄]
Be	Berilo (Be ₃ Al ₂ Si ₆ O ₁₈) Berilonita (NaBePO ₄) Hambergita [Be ₂ BO ₃ (OH)] Bertrandita [Be ₄ Si ₂ O ₇ (OH) ₂]
F	Fluorita (CaF ₂) Topacio [Al ₂ SiO ₄ (F,OH) ₂] Criolita (Na ₃ AlF ₆)
Li	Espodumena (LiAlSi ₂ O ₆) Petalita (Castorita) (LiAlSi ₄ O ₁₀) Lepidolita [K(Li,Al) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (F,OH) ₂] Bikitaíta (LiAlSi ₂ O ₆ .H ₂ O) Ambligonita [LiAlF(PO ₄)] <i>Elbaita</i> [Na(Al,Li) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₄] <i>Trifilita</i> [LiFe(PO ₄)] <i>Litiofilita</i> (LiMnPO ₄)
Nb-Ta	Columbo-tantalita: columbita [(Fe,Mn)(Nb,Ta) ₂ O ₆] y tantalita [(Fe,Mn)(Ta,Nb) ₂ O ₆] Microlita [(Ca,Na) ₂ Ta ₂ O ₆ (O,OH,F)] Pirocloro [(Na,Ca) ₂ Nb ₂ O ₆ (OH,F)] <i>Euxenita</i> [(Y,Ca,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆] <i>Fergusonita</i> (YNbO ₄)
P	Triplita [(Mn,Fe) ₂ (PO ₄)(F,OH)] Trifilita [LiFe(PO ₄)] Ambligonita [LiAlF(PO ₄)] Eosforita [MnAl(PO ₄)(OH) ₂ .H ₂ O] Childrenita [FeAl(PO ₄)(OH) ₂ .2H ₂ O] Litiofilita [LiMnPO ₄]
Rb, Cs	Polucita [(Cs,Na)AlSi ₂ O ₆ .nH ₂ O] Lepidolita (Cs) *el Cs puede sustituir al K Microclina (Rb) * frecuentemente contiene Rb como impureza
Sc	Thortveitita [(Sc,Y) ₂ Si ₂ O ₇]
Sn	Casiterita (SnO ₂)
REE (Ce, La,	Aeschynita [(Ce,Ca,Fe,Th)(Ti,Nb) ₂ (O,OH) ₆]

Gd, Sm, Nd, Dy, etc.) y Y	Allanita [(Ce,Ca) ₂ (Al,Fe) ₃ (SiO ₄) ₃ (OH)] Monacita (CePO ₄) Xenotima (YPO ₄) Euxenita [(Y,Ca,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆] Gadolinita (Y ₂ FeBe ₂ Si ₂ O ₁₀) Fergusonita (YNbO ₄) Samarskita [(Y,Ce,Fe,U)(Nb,Ta)O ₄]
Ti	Rutilo (TiO ₂)
U-Th	Uraninita (UO ₂) <i>Samarskita</i> [(Y,Ce,Fe,U)(Nb,Ta)O ₄] Monacita [(Ce,La,Nd,Th)PO ₄] Xenotima [(Y,Th)PO ₄] <i>Fergusonita</i> [(Y,U,Th)NbO ₄] <i>Euxenita</i> [(Y,Ca,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆] <i>Aeschynita</i> [(Ce,Ca,Fe,Th)(Ti,Nb) ₂ (O,OH) ₆]
Zr	Zircón (ZrSiO ₄)

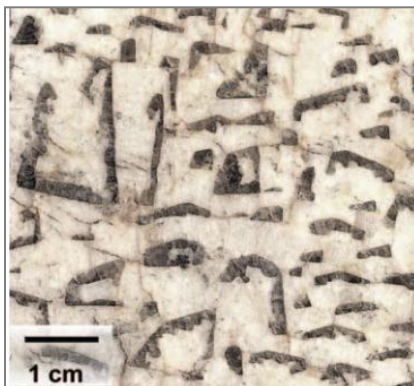


Figura.40 **Textura gráfica.** Cuarzo (gris) en microclina (blanco), Colorado EE.UU. Tomada de London et al. (2012).

Las pegmatitas de la familia NFY se reconocen porque contienen óxidos y silicatos con Ti, U, Th, Nb>Ta y elementos pesados de tierras raras (*HREE*), por lo que contienen fases minerales como *euxenita*, *samarskita*, *gadolinita* y allanita, además la abundancia en flúor se ve reflejada en la cristalización de fluorita o topacio. Otra característica de esta familia, es la presencia de minerales máficos, principalmente aegirina y riebeckita que indican composición peralcalina.

Las pegmatitas de la familia LCT se encuentran enriquecidas en Li, por lo que predominan minerales como espodumena, petalita, lepidolita, trifilita y amblygonita, entre otros. En cuanto al Cs, si este se encuentra en concentraciones suficientes, puede precipitar como *polucita*. Por su parte el Nb cristaliza como columbita en etapas tempranas de la secuencia evolutiva, mientras que los óxidos ricos en Ta predominan hacia el final (London et al., 2012 y referencias ahí citadas). A diferencia de las pegmatitas de la familia NFY que son escasas en fósforo, las de la familia LCT contienen fósforo en forma de apatito y como un componente importante de los feldespatos, además de formar varios fosfatos (graftonita [(Fe,Mn,Ca)₃(PO₄)₂], beusita [(Mn,Fe,Ca,Mg)₃(PO₄)₂], trifilita (LiFePO₄) y litiofilita (LiMnPO₄); Simmons et al. 2003).

Una característica importante de las pegmatitas es su heterogeneidad textural. Los cristales adquieren morfologías que van desde esqueléticas y gráficas (Figura.40) hasta cristales alargados euédricos, en forma de peine o radiales. Si bien, en general las pegmatitas graníticas presentan dos dominios texturales (Figura.41):

- I. Las *zonas externas o de borde granítico* presentan granos de tamaño fino (mm), aplitas masivas y en capas. Los minerales presentan crecimientos preferenciales en una dirección, es decir textura en forma de peine a lo largo del contacto entre la pegmatita y la roca encajonante. En esta zona además se incluyen los crecimientos esqueléticos y textura gráfica, la cual es única y característica de las pegmatitas, consiste en un intercrecimiento esquelético de cuarzo y feldespatos alcalinos (Figura.40).
- II. En el *área interior* hay bloques de grano muy grueso (cm-m), donde los minerales son de tamaños equitativos y orientados al azar.

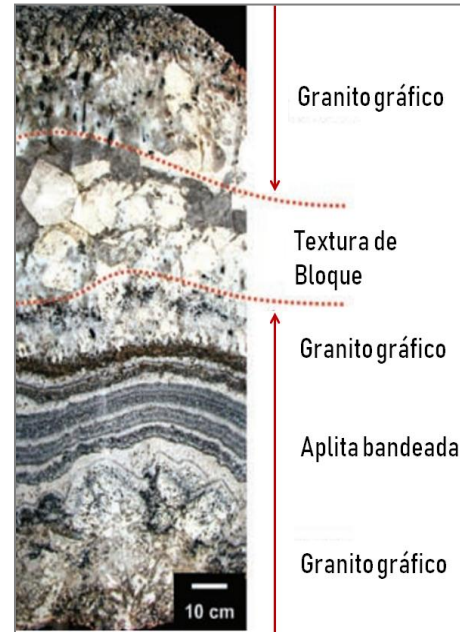


Figura.41 Sección completa de un dique de pegmatita de la mina Little Three, Ramona, California (E.U.A). La textura refleja un enfriamiento unidireccional desde los márgenes hacia el interior donde hay bloques bien desarrollados. Modificada de London (2008; 2009).

Génesis de los yacimientos

El origen de las pegmatitas aún es debatido pues no existe un modelo que explique todas las características de las pegmatitas graníticas de manera satisfactoria. Sin embargo la mayoría de los investigadores consideran su génesis a partir de fracciones residuales tardías, saturadas en volátiles de un magma granítico.

La cristalización de las pegmatitas comienza a temperaturas de $\sim 450^{\circ}\text{C}$, es decir unos $\sim 200\text{-}250^{\circ}\text{C}$ por debajo de la temperatura del *solidus* en la que debe comenzar la cristalización de un granito saturado en agua (London et al., 2012 y referencias ahí citadas). Las bajas temperaturas a las que cristalizan las pegmatitas, indican la presencia de fluidos y elementos volátiles como F, B, P, H_2O , o CO_2 , los cuales deprimen el *solidus* en magmas, e indican la transición magmático-hidrotermal (Jébrak et al., 2008).

Existen varios modelos que describen la formación de pegmatitas:

Modelo de Jahns & Burnham (1969): Saturación de vapor

Estos autores consideran esencial la presencia de una fase exsuelta de H₂O para explicar el gran tamaño de los cristales en pegmatitas.

De acuerdo a este modelo, las pegmatitas se forman a partir de un magma granítico. Este magma se compone esencialmente de fundido silicatado y cantidades apreciables de volátiles disueltos entre los que predomina el H₂O. Conforme aumenta la cristalización, se forman fases sólidas anhidras provocando que el magma se sature en H₂O. Una vez alcanzada la saturación, el fundido silicatado coexistirá con una fase fluida. Los elementos que componen el sistema se repartirán entre la masa fundida y la fase acuosa, también denominada como gas o vapor (debido a que se encuentra en condiciones súper críticas, en términos de presión y temperatura crítica del agua pura). Debido a la menor viscosidad que presenta la fase acuosa la transferencia de iones se realiza de manera más rápida, provocando el desarrollo de cristales muy gruesos mientras que en la fase silicatada se tendrán cristales de menor tamaño.

Modelo de London (1992)

Los trabajos experimentales de London (1992) demostraron que la saturación de agua no era esencial en la cristalización de pegmatitas, por su parte elementos como el Li, B, F, y P (además del H₂O) desempeñan un papel crítico en su formación.

En este modelo las diversas texturas que presentan las pegmatitas, la zonificación de algunos minerales y los tamaños de grano variables se explican a partir del subenfriamiento, por debajo de la temperatura de *líquidus* normal, de un magma insaturado en H₂O.

La presencia de Li, B, F, P y H₂O provoca que la temperatura de cristalización se reduzca significativamente, llevando a un subenfriamiento por pérdida rápida de calor. La tasa de subenfriamiento es un factor importante que controla la nucleación de los cristales y morfología; así, cuando el grado de subenfriamiento es grande se forman un gran número de núcleos pero de tamaño pequeño, mientras grados de subenfriamiento pequeños formarán menos núcleos pero de mayor tamaño. De modo que las texturas de la zona de borde se ven favorecidas por las velocidades rápidas de enfriamiento, mayores grados de subenfriamiento, mayores tasas de crecimiento y menos sitios de nucleación. Mientras que las texturas interiores se ven favorecidas por velocidades de enfriamiento más lentas, más pequeños grados de subenfriamiento, menores tasas de crecimiento y abundantes sitios de nucleación.

Cuando inicia el proceso de cristalización, del fundido granítico subenfriado, los minerales formadores de roca comienzan a cristalizar en las márgenes de la masa fundida y los volátiles, fundentes (como H₂O, CO₂, B, F, P) y otros elementos incompatibles se acumulan en una capa límite delante del frente de cristalización (Figura.42), esto a su vez provoca una disminución en la viscosidad del magma, la temperatura de cristalización y las tasas de nucleación, además aumenta la difusión y solubilidad. Como consecuencia se forman pocos núcleos con grandes crecimientos cristalinicos, a medida que la cristalización avanza resulta en un cuerpo con creciente fraccionamiento químico desde márgenes hacia el centro.

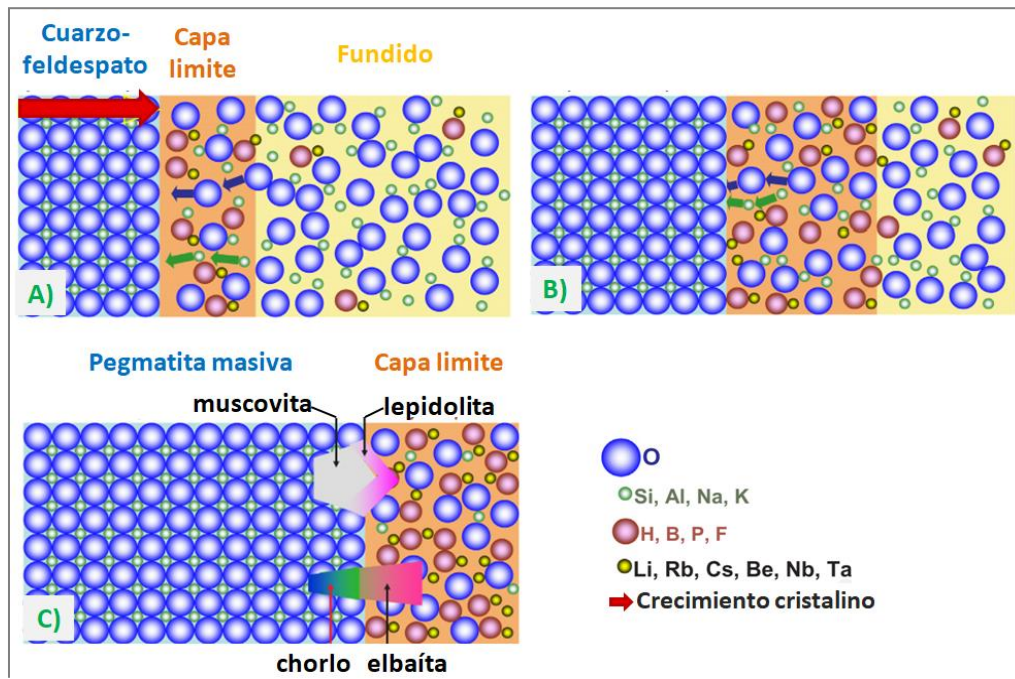


Figura.42 Cambios en la composición del fundido a medida que avanza la cristalización y efectos de elementos volátiles. A) Los componentes de la masa fundida se disuelven en la capa límite y se transportan a través de ella para adherirse a las superficies de cristales en crecimiento (minerales formadores de roca). B) Los componentes incompatibles se enriquecen en el líquido de la capa límite porque la presencia de H, B, P y F disminuye la temperatura de *solidus* y aumenta la miscibilidad de todos los componentes. C) Una vez agotados los componentes de la masa fundida, se produce la cristalización del líquido de la capa límite provocando cambios bruscos en las composiciones de minerales (micas, turmalina) que crecen a través de ese intervalo. Modificada de London et al. (2012 y referencias ahí citadas).

Ya sea que el magma se sature o no en H₂O, ambos autores coinciden en que es necesaria una fuente enriquecida en elementos y compuestos volátiles (F, P, B, Li, CO₂ y H₂O), los cuales controlarán el proceso de formación de la pegmatita.

Caso de estudio VI. Pegmatita El Muerto, México

La pegmatita El Muerto de edad Greenvillana (Neoproterozoico, 976 ± 2 Ma.) (Prol-Ledesma et al. 2012), se localiza al noroeste de la ciudad de Oaxaca dentro del Complejo Oaxaqueño. De todos los cuerpos de pegmatita presentes en la zona, El Muerto es el más grande y de mayor interés económico pues contiene una gran cantidad de fases minerales ricas en HFSE. Es un ejemplo de una pegmatita granítica de la familia NFY pero que carece de F.

Dicha pegmatita se encuentra bien expuesta (aflora a una altura de 80 m en el cerro El Muerto) y cartografiada. Debido a excavaciones exploratorias y labores de explotación. Existen 4 galerías horizontales espaciadas a 20 m, además de varias trincheras superficiales pequeñas.

El Complejo Oaxaqueño comprende una columna litológica de aproximadamente 15 km de espesor, y se compone de orto y paragéneseis en facies de granulita y secuencias metasedimentarias deformadas de rocas calcosilicatadas, mármol y anfibolita con intercalaciones de charnokita, granito y sienita, además de anfibolita derivada de basalto alcalino (Prol-Ledesma et al., 2012 y referencias ahí citadas). Algunos de los eventos que dieron forma al Complejo y su relación con la formación de la pegmatita El Muerto se mencionan a continuación:

- 1157 - 1130 Ma. y ~1012 Ma.: 2 periodos de emplazamiento de gabro-anortosita-granito (tipo-A) - sienita. Estos periodos de actividad ígnea se relacionan con fases extensivas que dieron origen a los complejos anortosita - mangerita - charnokita - granito (AMCG) emplazados en la corteza inferior.
- 1004 - 980 Ma.: Episodio de metamorfismo en facies de granulita y deformación que afecto a las dos suites anteriores. Este episodio metamórfico se produjo debido a una colisión (750° C y 7 kbar) y fue acompañada por deformación.
- 976 ± 2 Ma.: Magmatismo anorogénico. Emplazamiento de pegmatitas post-Greenvillanas incluida El Muerto. Las pegmatitas no están deformadas y se encuentran enriquecidas en U, Th, Zr, Ti y elementos de tierras raras (REE). (Prol-Ledesma et al., 2012).
- 920 Ma: subducción y generación de batolitos orogénicos.

El Muerto, a pesar de ser una pegmatita de la familia NFY no se relaciona con una fracción residual de un magma granítico tipo-A. Se ha inferido que la pegmatita El Muerto representa un *magma anatético* desarrollado en la profundidad de la corteza continental oaxaqueña a partir de un protolito semejante a la anortosita encajonante.

Características de la pegmatita El Muerto

La pegmatita El Muerto posee una forma lenticular con orientación NE-SW, así como un espesor máximo que supera los 20 m. Por sus características mineralógicas y texturales se han podido definir 5 zonas concéntricas cuyas características se resumen en la Figura.43 y la Tabla 10. La pegmatita se emplaza principalmente en anfibolita, y en menor proporción en anortosita y piroxenita, de la suite AMCG (*Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite*). La pegmatita no está deformada, si bien la anfibolita huésped está foliada en el contacto con la pegmatita,

donde también se observan signos de metasomatismo (formación de biotita y albita en la anfibolita). La distribución de las unidades no es simétrica presentando un mejor desarrollo en la porción oriental (Figura.43). De igual modo los minerales de REE se desarrollan mejor en esta porción y principalmente en las zonas exteriores.

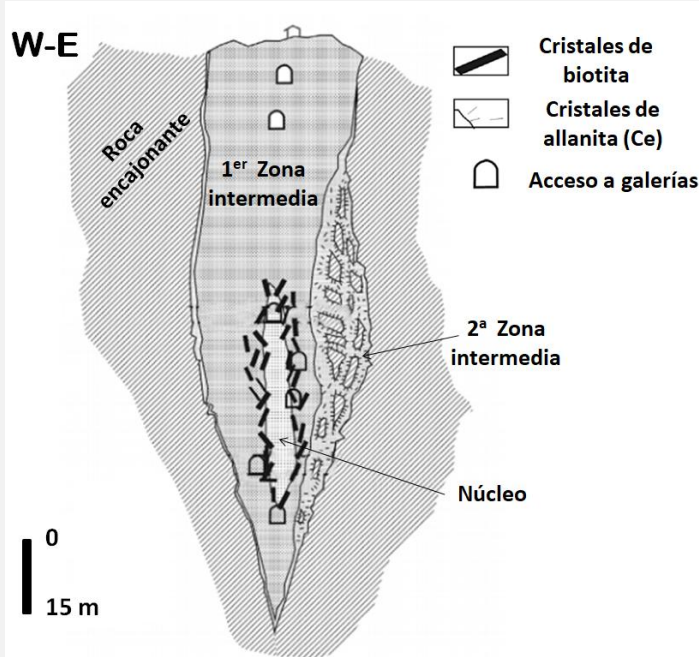


Figura.43 Sección esquemática transversal de la pegmatita el Muerto (Oaxaca, México). Donde se muestra la principal área de mineralización. Modificada de Prol-Ledesma et al. (2012).

Tabla.10. Unidades de la pegmatita El Muerto y sus características mineralógicas En negro se resaltan los minerales de interés económico. Datos tomados de Prol Ledesma et al. (2012).

	Contacto	Tamaño de grano	Mineralogía	Textura
<u>Borde</u>	Transicional con la roca encajonante.	De 1 a 4 mm	Cuarzo, feldespato K, oligoclasa y biotita	Agregados alotrimórficos
			Magnetita, allanita (Ce) , apatito, circón y titanita	Euédricos
<u>Pared</u>	Transicional de hasta 1m con la zona de borde.		Oligoclasa	Zoneados y subédricos
			Cuarzo	Intersticial y anedral
		10 cm ancho	Magnetita	Euedrales
		10 cm ancho	Allanita (Ce)	Tabulares, zoneados
			Allanita I	Verde, anedral
			Allanita II	Amarilla, reemplaza a la allanita I
			Allanita III	Roja, en microfisuras de la perrierita y reemplazando perrierita , allanita I y allanita II a lo largo de vetas.
		Titanita	Euedrales, orientados hacia el interior, perpendiculares a la zona de contacto, con	

				inclusiones de circón y apatito.
		5 cm ancho	Perrierita (Ce)	Inclusiones anedricas en la allanita I
		5 mm ancho	Torita (poco abundantes)	Anedrales, en venas que atraviesan cristales de titanita.
		1 mm diámetro	Fergusonita (Y) (enriquecidos en HREE, particularmente Yb)	
		1 a 5 cm ancho	Circón	Zoneado y eudral
			Apatito	
<u>1^{er} Zona Intermedia</u>	Agudo con la zona de pared		Oligoclasa	
		50 cm longitud 10 cm ancho	Allanita (Ce)	Tabulares, perpendiculares a los contactos de zonas interiores, esquelética con plagioclasa Na y microclina
		50 mm ancho	Aeschynita	Inclusiones dentro de la allanita I
		50 mm diámetro	Xenotima y Torita	Inclusiones dentro de la allanita II
			Cuarzo Microclina	Anedrales, ocupan los intersticios entre los cristales de plagioclasa
		6 cm longitud	Titanita	eudrales
			Biotita	
			Circonio	
			Apatito	
			100 mm	Monacita (Ce) (presenta un alto contenido de Nd, aunque el Ce es la REE dominante)
		REE y Th	Liberados por la alteración de allanita-(Ce) a epidota en márgenes de granos y grietas.	
<u>2a Zona Intermedia</u>		Medianos	Microclina	macropertitica
			Oligoclasa	
			Cuarzo	
		Grandes	Biotita	Ideomorficos, cerca del núcleo de cuarzo
		Cm	Torita (altas concentraciones de U , más del 20% en peso)	
		Cm	Betafita rica en itrio	Eudrales, ubicados en la zona más externa
<u>Núcleo</u>		Varios metros	Cuarzo	Anedral

Como se puede apreciar en la tabla anterior, la pegmatita El Muerto es un ejemplo de la familia NFY que se encuentra enriquecida en niobio e itrio pero sin flúor. No hay minerales de B, Li o F y, en el caso del P, éste se restringe a las zonas alteradas de la roca huésped, al borde y la primera zona intermedia.

La cristalización de fases anhidras como el cuarzo y feldespatos, que enriquecen el fundido residual en fluidos, aunada a la formación de minerales de fosfato al inicio de la primera zona intermedia, promovieron la rápida cristalización y crecimiento de cristales.

Al proceso de formación le siguió una etapa de reemplazo *subsolidus* debido a la interacción de fluidos acuosos con las unidades de la pegmatita, resultado de la interacción de las unidades de pegmatita formadas tempranamente con fluidos acuosos circulantes. Ello originó pseudomorfismo y llenado de vetas así como la alteración de distintos minerales: feldespato K-microclina-mica blanca, biotita-clorita, allanita (Ce)-epidota.

Entre otras cosas, la falta de minerales ricos en Li y F y la concentración relativamente baja de fósforo (típica de los magmas anorogénicos félsicos) indican que la composición del magma que dio origen a la pegmatita, no cambio significativamente por efectos de contaminación cortical, de modo que la mayor parte del enriquecimiento en Ca, Fe, Ti y LREE proviene del magma fértil ubicado en la corteza (Prol Ledesma et al., 2012).

La secuencia de cristalización y las composiciones de los minerales indican un orden creciente de incompatibilidad de elementos en el magma formador: $\text{Th}^{4+} + \text{LREE} \rightarrow \text{Y} + \text{HREE} \rightarrow \text{Nb} \rightarrow \text{U}$. (Prol Ledesma et al., 2012).

1.2.6 Diamantes en Kimberlitas y Lamproítas

Objetivo: Identificar las características geológicas de los cuerpos kimberlíticos que albergan diamantes, así como distinguir entre las condiciones de generación y preservación de diamantes en el manto terrestre.

Los diamantes son la representación estable del carbono a alta presión (4 GPa relacionada a profundidades superiores a 150 km). A presiones mucho más bajas la forma estable de C

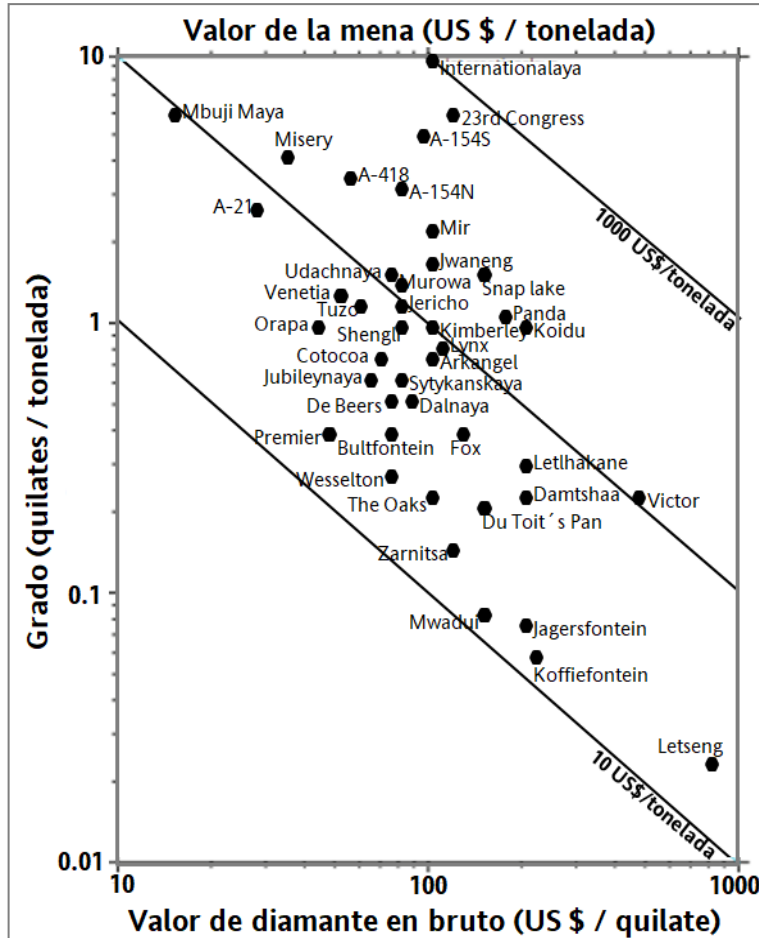


Figura.44 Grafica log-log para minas de diamante en kimberlitas, en el mundo. Modificada de Kjarsgaard (2007).

Además de los depósitos de tipo placer, los diamantes se asocian a rocas alcalinas kimberlíticas y algunas lamproítas, ya que los magmas que dan origen a estas rocas, también son los encargados de transportar diamantes a la superficie terrestre.

De las miles de kimberlitas conocidas en el mundo solo un 30 % de ellas contienen diamantes (Shirey et al., 2013) (Figura.44). Canadá ha sido productor de diamantes desde los 90's cuando entró en producción la mina Ekati y posteriormente con las minas Diavik y Snap Lake.

es el grafito. Poseen una alta dureza y extrema resistencia debido a su estructura, en la que cada átomo de carbono tiene un enlace covalente direccional con cuatro átomos de carbono vecinos dispuestos en la parte superior de un tetraedro.

Hay casi 3000 categorías de diamantes, desde diamantes industriales (2 US\$/quilate) hasta gemas de alta calidad (65,000 US\$/quilate). El precio de las gemas se basa en "4C": quilate (1 quilate = 0.2 g), claridad, color, corte (Figura.44).

Además de los depósitos de tipo placer, los diamantes se asocian a rocas alcalinas kimberlíticas y algunas

Las lamproítas, aunque menos abundantes que las kimberlitas, concentran aproximadamente un 25% de la producción mundial de diamantes, en la región de Kimberley en Australia, misma en la que se encuentra la mina de diamantes más grande del mundo, la mina Argyle.

Kimberlitas y lamproítas

Las kimberlitas son rocas ígneas ricas en potasio ($K_2O = 1-3\%$ en peso), alcalinas, asociadas a magmas ricos en volátiles (CO_2 y/o H_2O) que se generan como diques y diatremas. Son la principal fuente de diamantes naturales en el mundo, y se encuentran inusualmente enriquecidas en *LREE*, *LILE* (Ba, Sr) y *HSFSE* (Nb, Ta). Se consideran como rocas híbridas de textura inequigranular pues poseen componentes primarios (fenocristales y matriz) y xenolitos, entre ellos los diamantes, derivados del conducto que atraviesa el magma durante su ascenso.

Las lamproítas son menos abundantes que las kimberlitas, son rocas potásicas que contienen leucita, olivino, diópsido, sanidina, ritcheita-K y flogopita titanífera.

Se suelen distinguir dos grupos de kimberlitas:

- *Grupo I-Kimberlitas basálticas*: con macrocristales principalmente de olivino, comúnmente acompañado de ilmenita, granate, diópsido, flogopita, enstatita y/o cromita, incluidos en una matriz de perovskita, espinela, monticellita o calcita.
- *Grupo II-Kimberlitas micáceas u orangeitas*: abundantes en flogopita. Reconocidas solo en el sur de África.



Figura.45 **Kimberlita diamantífera de la mina Mir Diamond, Siberia.** La edad obtenida en las pequeñas inclusiones de los cristales de diamante son del Precámbrico, aunque la erupción de la kimberlita ocurrió en el Devónico. Espécimen propiedad de Stan & Pris Woollams. Foto tomada de James St. John (2010).

La mayoría de las kimberlitas abarcan edades desde el Mesozoico hasta el Cenozoico. En Sudáfrica son principalmente Cretácicas (de 80 a 114 Ma.) mientras que en el cratón Norteamericano se distribuyen gradualmente desde el Jurásico (201 a 145 Ma.) en el este, hasta el Cretácico (145 a 66 Ma.) en el centro.

En todos los casos los diamantes son de edad más antigua (entre 1500 y 3000 Ma.) que las kimberlitas o lamproítas que los albergan, lo cual indica que han residido en el manto por un largo periodo de tiempo, antes de ser transportados a la superficie (Figura.45).

Morfología de kimberlitas diamantíferas

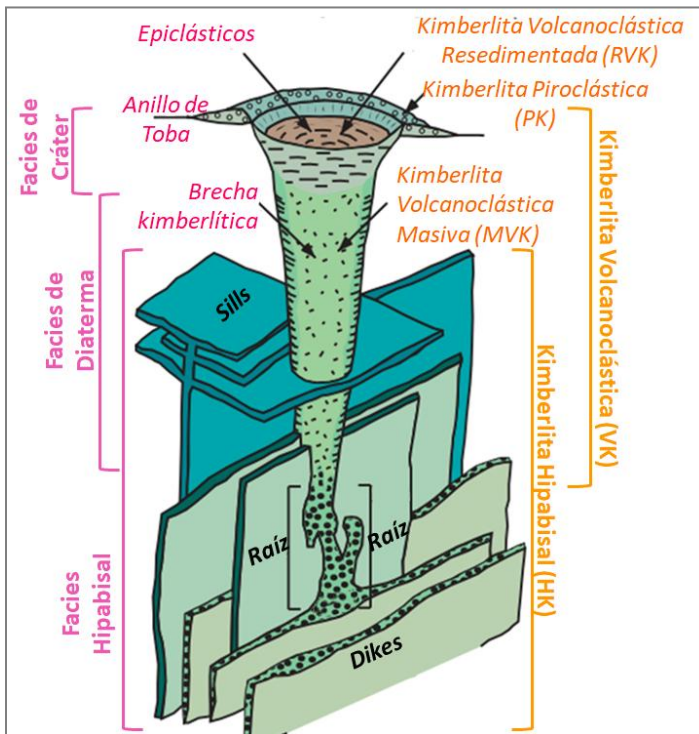


Figura.46 **Modelo clásico de la morfología de una diatrema kimberlítica.** En rosa se muestra el sistema de nomenclatura más antiguo y en naranja un sistema más simple. Modificada de de Kjarsgaard (2007).

Las kimberlitas ocurren como diatremas, diques y pequeños cuerpos intrusivos con forma de pipa (Figura.46). Las diatremas generalmente poseen una forma cónica similar a una copa de champagne, aunque también pueden tener forma de tazón. Pueden ocurrir como grupos de hasta 20 intrusiones o de forma aislada.

En el modelo clásico de diatremas kimberlíticas se reconocen 3 facies principales (Figura.46), desde la base del intrusivo hacia la superficie:

1. Facies hipabisal magmática en forma de dique de hasta 10 m de ancho.
2. Facies de diaterma con brechas.
3. Facies de cráter (generalmente menor a 1 km de diámetro) o maar con rocas volcánicas y epiclásticas.

Otro sistema de nomenclatura para describir las rocas de sistemas kimberlíticos, que no implica un carácter genético (Mitchell, 1995; Kjarsgaard, 2003; Sparks et al., 2006), es (Figura.46):

- kimberlita volcanoclásticas (VK), o rocas fragmentales: pueden subdividirse en kimberlita piroclástica (PK), kimberlita volcanoclástica resedimentada (RVK) y kimberlita volcanoclástica masiva (MVK).
- kimberlita hipabisal (HK) o rocas no fragmentales.

Esta estructura es el resultado de procesos freatomagmáticos.

Ambiente tectónico

Aunque algunas kimberlitas se encuentran dentro de cinturones orogénicos jóvenes, las que contienen diamantes son aquellas que se emplazan dentro de cratones antiguos (>2500 Ma.) y en cinturones paleoproterozoicos (>1600 Ma.) que rodean a los cratones y no han sufrido deformación posterior a su formación (Figura.47). Lo anterior se explica debido a que el grosor de la litósfera subcratónica varía entre 150 y 250 km de profundidad, mientras que por debajo de los cinturones orogénicos más jóvenes es de entre 60 y 150 km. El mayor grosor que presentan las áreas cratónicas permite que el flujo de calor geotérmico sea estable para el diamante, por lo que los diamantes no se reabsorben al pasar por el campo de estabilidad del grafito durante su ascenso (Ridley, 2013).

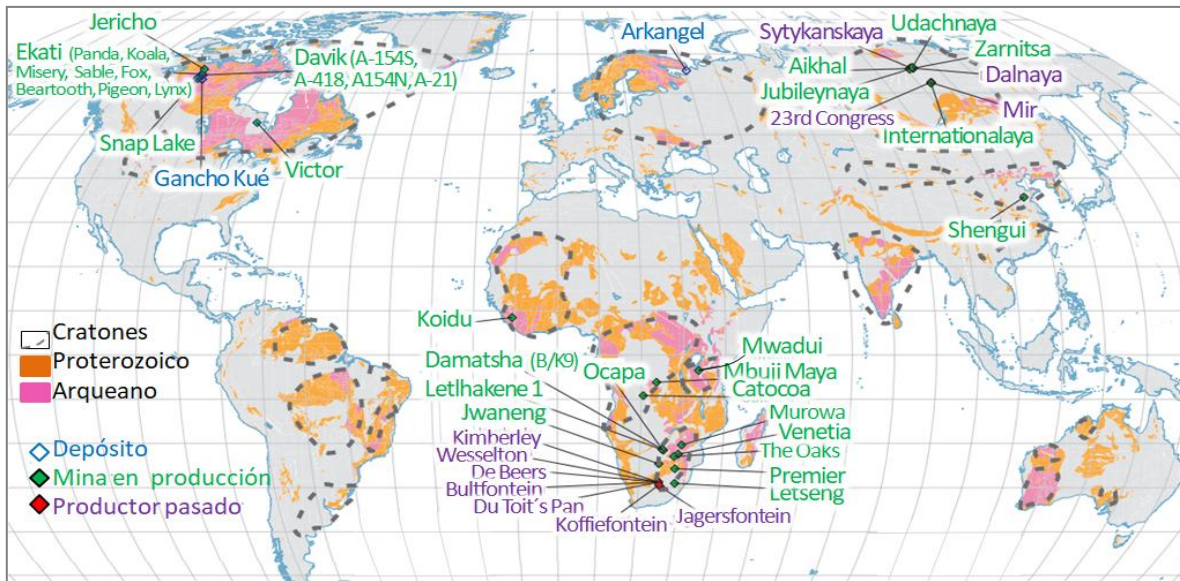


Figura.47 Distribución global de minas de diamante alojadas en kimberlitas y depósitos significativos. También se muestran los principales cratones Arqueanos. Modificado de Kjarsgaard (2007).

Las áreas en las que se emplazan los magmas kimberlíticos experimentan un abombamiento epigenético y fracturamiento, debido a que el inicio del magmatismo kimberlítico se relaciona estrechamente con perturbaciones térmicas (convección y ascenso de plumas del manto), que ayudan a la intrusión rápida de kimberlitas, en muchos casos este evento se da de manera violenta en la superficie.

Tappe et al. (2018) relacionan las edades de emplazamiento de kimberlitas diamantíferas con la disgregación de continentes (Figura.48) como Rodinia y Gondwana, los cuales muestran amplios períodos sin magmatismo kimberlítico, relacionados con tiempos de estabilidad continental, y períodos de emplazamiento de kimberlita correspondientes a tiempos de reorganización de las placas fundamentales.

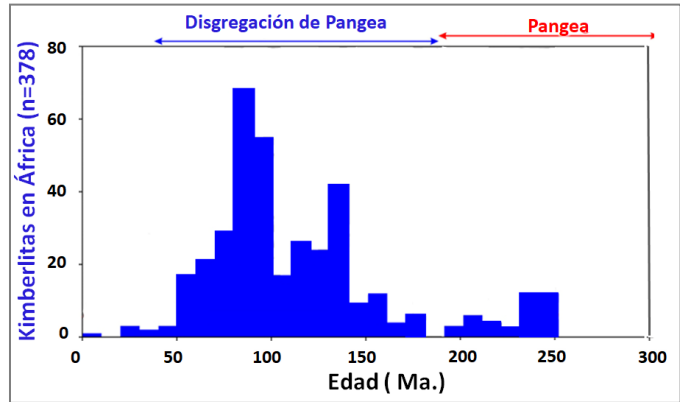


Figura.48 **Distribución de kimberlitas africanas desde la estabilización de Pangea (~300Ma).** Los dos picos más fuertes de actividad magmática son entre 140–130 Ma. y 100–80 Ma. Que coinciden con la ruptura de Pangea. Modificada de Tappe et al. (2018).

Mineralogía y Texturas

Las kimberlitas se caracterizan por presentar una textura inequigranular en la que se conjugan macrocristales dentro de una matriz de grano fino. Sus principales características mineralógicas se enlistan en la Tabla 11.

Tabla 11. **Componentes de las kimberlitas.** Datos tomados de Ridley (2013) y Jébrak et al. (2008).

<p>Macrocristales Cristales redondeados o anedrales de 0.5 a 10 mm, típicamente de olivino</p>	<p>Xenocristales Son cristales que no cristalizaron a partir del magma kimberlítico. En esta categoría se clasifican los diamantes.</p>	<p>-De peridotita: forsterita-(Mg_2SiO_4), granates, flogopita-[$K(Mg, Fe, Mn)_3Si_3AlO_{10}(F, OH)_2$], picroilmenita-[$(Fe^{2+}, Mg)TiO_3$], espinela de cromo-[$Mg(Al, Cr^{+3})_2O_4$], diópsido-($CaMgSi_2O_6$), enstantita-($MgSiO_3$), broncita (enstantita de bronce) -De eclogita: Almandino-[$(Fe^{2+})_3Al_2(SiO_4)_3$], piropo-[$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$] y onfacita-[$(Ca, Na)(Mg, Fe, Al)Si_2O_6$].</p>
	<p>Megacristales Cristales (mayores a 1 cm) que se formaron a partir del magma kimberlítico (son fases fenocristalinas)</p>	<p>Piropo de Ti-Cr, ilmenita de Mg, diópsido de Cr, flogopita, enstatita y circonio</p>
<p>Matriz</p>	<p>Olivino, flogopita, diópsido, calcita-($CaCO_3$) u otros carbonatos, apatito-[$Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$], perovskita-($CaTiO_3$), ilmenita-($Fe^{2+}TiO_3$), espinelas- ($MgAl_2O_4$), monticellita-($CaMgSiO_4$).</p>	
<p>Alteraciones</p>	<p>Serpentización y carbonatación</p> <p>Procesos de intemperismo causan el desarrollo de arcilla, comúnmente conocida como tierra "amarilla" o "azul".</p>	

Las kimberlitas muestran una textura variable, pero de manera general se pueden identificar las siguientes características:

- Facies de cráter (Figura.49) consta de rocas piroclásticas, epiclásticas y, muy raras veces, por flujos de lava. La rocas piroclásticas incluyen brechas de colapso, depósitos piroclásticos gruesos con fragmentos de kimberlitas fuertemente alteradas (olivino remplazado por serpentina), roca encajonante, xenolitos y depósitos estratificados (tobas de lapilli (2-64 mm) alternadas con láminas de tobas de ceniza fina (< 2mm)).
- Facies de diatrema (Figura.50) consiste en brechas kimberlíticas ricas en xenolitos, olivino serpentizado y clastos magmáticos.
- Facies hipabisal compuesta por kimberlitas macrocristalinas con calcita y antigorita ((Mg, Fe)₃(OH)₄ Si₂O₅).

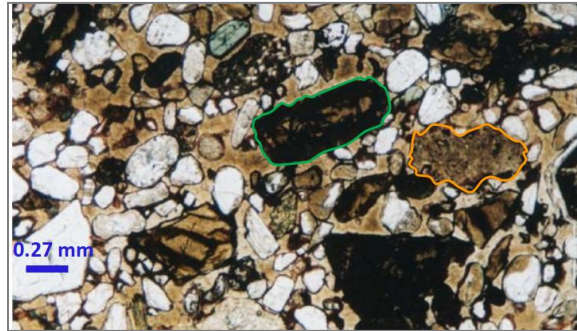


Figura.49 **Facies de Cráter del lóbulo 5 de la diatrema Camafuca Camazambo, Angola.** Ejemplo de kimberlita volcanoclástica resedimentada, con macrocristales de olivino oscuro, subredondeados a angulosos (delineado en verde), xenolitos redondeados y xenocristales, principalmente de cuarzo y feldespato, fragmentos irregulares de kimberlitas de facies hipabisales (delineado en naranja), en un matriz de arcilla. Tomada de Skinner y Marsh (2004).



Figura.50 **Facies de Diatrema de la kimberlita Black, mina Premier, Pretoria, muestra 1336.** La roca se caracteriza por presentar estructuras pelletales que consisten en olivino alterado con pequeñas vetas grises, diópsido muy fino y glóbulos de kimberlita más grandes (delineado en verde), en una matriz reemplazada por diópsido gris fino. También están presentes xenolitos de roca encajonante y xenocristales (abajo a la derecha). Los componentes más grandes están sobre una matriz de serpentina. Tomada de Skinner y Marsh (2004).

Génesis de los yacimientos

Los diamantes se forman principalmente en el manto superior, donde las condiciones de presión permiten que el carbono cristalice como diamante, para después ser transportado a la superficie a través de la erupción de kimberlitas y lamproítas.

Para que los diamante se formen, se requiere una transferencia de masa desde el manto inferior hacia el manto superior. El manto inferior es más fértil (1000-3700 ppm de carbono); por lo que se considera la fuente del C

(Robb, 2005 y referencias ahí citadas), además contiene altas concentraciones de H₂O (500-1900 ppm). A pesar de su alto contenido de carbono y las altas presiones, en esta zona el diamante no es estable, porque se trata de un medio relativamente oxidado. En cambio, el manto superior es más reducido lo que lo hace mejor para preservar diamantes, ya que la estabilidad del mineral a largo plazo depende de un medio reductor. Ambas zonas del manto interactúan por medio de plumas que transfieren rocas y volátiles desde el manto inferior al superior, haciendo precipitar diamantes en el ambiente reductor (nivel superior de la zona de transición o extendidos en zonas debajo de litosfera cratónica engrosada) (Figura.51).

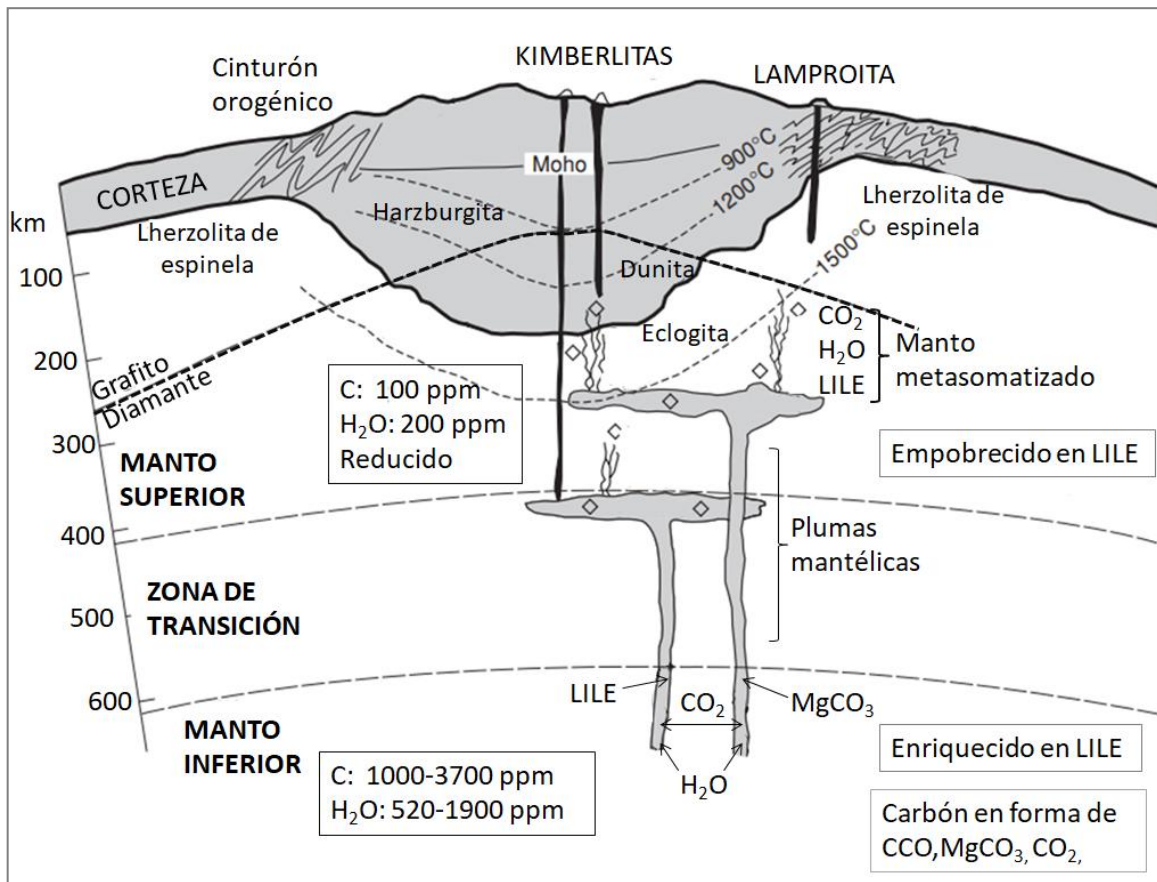


Figura.51 Esquema de las características para la formación de diamantes y la creación de un manto fértil asociado a plumas del manto y sus fluidos carbónicos asociados. Modificada de Robb (2005 y referencias ahí citadas).

Los diamantes además de ocurrir en la matriz de las kimberlitas, también se encuentran formando parte de xenolitos de peridotita o eclogita (y también en serpentinitas):

- I. Diamantes tipo P (Peridotita): Son los más abundantes. Se forman cuando fluidos carbónicos relativamente oxidados (provenientes del manto inferior) disueltos en

plumas ascendentes, interactúan con el manto reducido a niveles superiores y precipitan C elemental (Robb, 2005).

- II. Diamantes tipo E (Eclogita): Se considera que cristalizan a partir de una fuente directa de magma acumulado dentro o en la base de una litósfera engrosada y metamorfozada en facies de eclogita (Haggerty, 1999).

Los magmas kimberlíticos, así como otros magmas alcalinos, se forman por bajos grados de fusión parcial de peridotitas que contienen carbonatos y minerales hidratados (CO₂-H₂O), a profundidades de entre 400 a 640 km, en asociación con plumas del manto. Los bajos grados de fusión permiten que se formen fundidos con altas concentraciones de CO₂ y H₂O (> 5 % en peso de H₂O y 5 % en peso de CO₂; Ridley, 2013). Por otro lado, el alto contenido en volátiles hace que los magmas posean una baja viscosidad y densidad (si los volátiles son exseltos y permanecen retenidos en el magma como burbujas), a su vez esto promueve un rápido ascenso del magma. Conforme el magma asciende, disminuye la presión y la solubilidad de los volátiles, de modo que una mayor cantidad queda retenida en el magma como burbujas, aumentando la fuerza de empuje y promoviendo una rápida intrusión a través del manto superior. La velocidad con la que los magmas kimberlíticos ascienden no permite que los diamantes sean reabsorbidos y transformados en grafito durante el transporte.

El proceso eruptivo (hidrovolcánico o también denominado freatomagmático) produce una diatrema debido a las fluctuaciones de presión durante el ascenso de la columna piroclástica a la atmósfera. Después de la erupción la presión disminuye induciendo el colapso de la pared del conducto, formando así una brecha magmática. El fenómeno explosivo es rápido y violento llegando a producir decenas de millones de toneladas de brechas de kimberlita en menos de un minuto (Ridley, 2013).

Caso de Estudio VII. Lamproítas diamantíferas: Mina Argyle, Australia Occidental

La mina Argyle se localiza dentro de la región de Kimberley, en Australia Occidental (Figura.52). Es una de las minas de mayor ley del mundo, con un promedio de producción de 3–4 quilates por tonelada.

Anteriormente los diamantes solo se conocían en las kimberlitas, fue a partir de las exploraciones realizadas en la región de Kimberley (Australia) que se descubrió la importancia de las lamproítas como menas de diamantes.

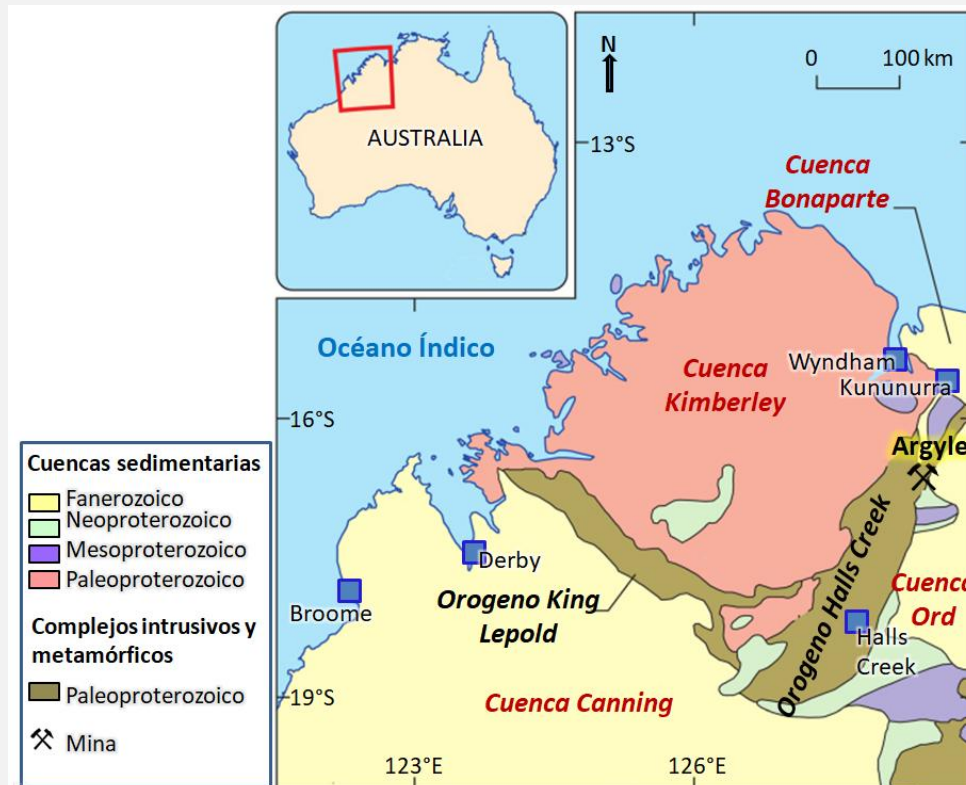


Figura.52 Ubicación y geología regional simplificada del Cratón de Kimberley donde se encuentra ubicada la diatrema Argyle (AK1). Modificado de Rayner et al. (2018 y referencias ahí citadas).

En 1983 la *lamproíta* de la diatrema Argyle (AK1), se estableció como la primera gran operación de extracción de diamantes en Australia, siendo más rica en diamantes que cualquier kimberlita conocida, con una producción de más de 850 millones de quilates desde que comenzó sus operaciones.

La *lamproíta* tiene una edad de 1200 Ma. Se emplazó a lo largo de una falla con dirección NNE, durante el orógeno Paleoproterozoico de *Halls Creek*. Se considera que Argyle es una diatrema compuesta de 2 km de longitud, formada por la coalescencia de varias diatremas con su propia zona de alimentación que se estrecha en profundidad (Rayner et al., 2018).

La diatrema está compuesta principalmente por *lamproíta* de olivino volcanoclástica (predominantemente la toba de lapilli) y diques de *lamproíta* de olivino dispersos. En el cuerpo principal de la diatrema sur predomina la toba arenosa (tobas de lapilli de cuarzo y tobas de ceniza gruesa) mientras que en la diatrema norte predomina la toba no arenosa (sin cuarzo) (Fig.53).

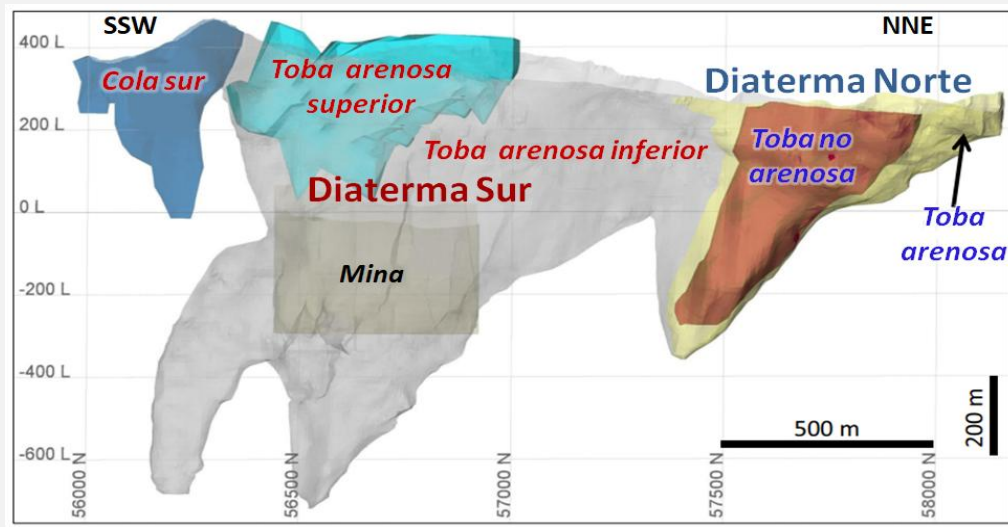


Figura.53 Modelo geológico simplificado de la diatrema Argyle. Muestra los dominios de la diatrema y la ubicación de la mina (bloque actual). Los números en escala vertical (nivel) y horizontal están en metros con respecto a las coordenadas de la cuadrícula de la mina. Modificada de Rayner et al. (2018).

En la diatrema los depósitos de diamantes se conforman por mezclas variables de los siguientes componentes (Figura.54 y 55):

- Olivino: alterado a serpentina o talco y como fragmentos.
- Piroclastos de *lamproíta* juvenil: lapilli y tamaño de ceniza.
- Lapilli y / o agregados de cenizas de acreción.
- Xenolitos y xenocristales: de cuarzoarenita, limolita, lutita, dolerita, granito y peridotita alterada.
- Diamantes: se encuentran principalmente en las litofacies centrales de la diatrema sur, donde alcanzan un contenido de 10 a 30 quilates por tonelada.
- Granate: alterado o (rara vez) fresco.
- Clastos: de *lamproíta* volcánoclastica previamente litificadas.
- Matriz: de ceniza fina y proporciones variables de clastos de cuarzo y feldespato mica cloritizada, perovskita (generalmente alterada a leucoxeno y anatasa), carbonato, titanita, cromita y apatito. Principalmente los granos de cuarzo redondeados aunado a la ceniza fina constituyen la mayor parte de la matriz en muchas de las litofacies.

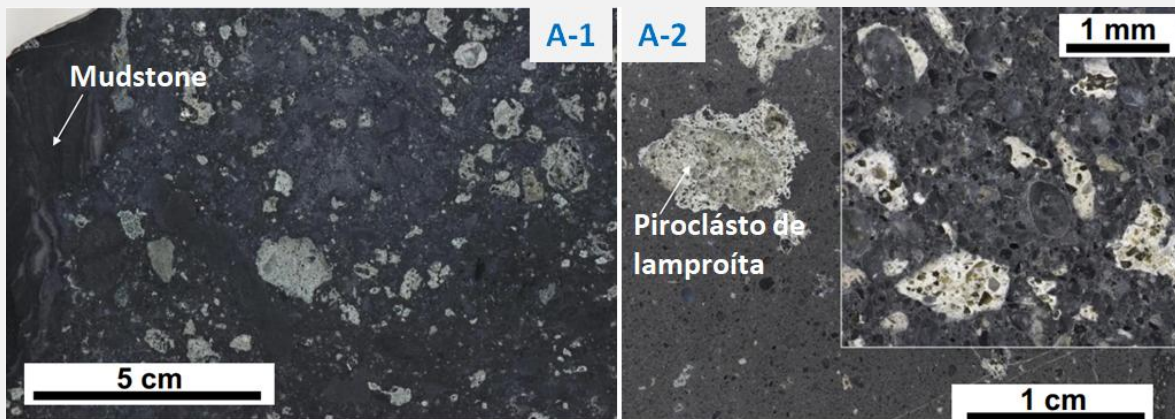


Figura.54 Algunas Litofacies presentes en Argyle, Lamp2. Esta litofacie se encuentra en todos los márgenes de AK1. A-1) Fotografía de una *lamproíta* volanoclástica de olivino masiva, con fragmentos accidentales de Mudstone y, en menor proporción, piroclastos de *lamproíta* y fragmentos de olivino, dentro de una matriz muy fina. A-2) Vista detallada de A-1, destacando la naturaleza vesicular y los márgenes irregulares y tenues de los piroclastos *lamproíta*, la coloración blanca de la matriz de grano fino se debe al leucoxeno disperso. Otro aspecto a destacar es la abundancia de cuarzo accidental, redondeado presente en la matriz de grano muy fino de la muestra. Modificadas de Rayner et al. (2018).

La formación de los diatremas de Argyle se interpreta como el resultado de múltiples erupciones freatomagmáticas, pequeñas y de corta duración, causadas cuando el magma lamproítico ascendió a lo largo de fallas en rocas del basamento Proterozoico. Cuando el magma, en erupción, entró en contacto con sedimentos clásticos no consolidados y saturados de agua (del Grupo inferior Carr Boyd) formó las tobas bandeadas y masivas de lapilli rico en cuarzo y ceniza (Figura. 54 y 55), que conforma el relleno de la diatrema.

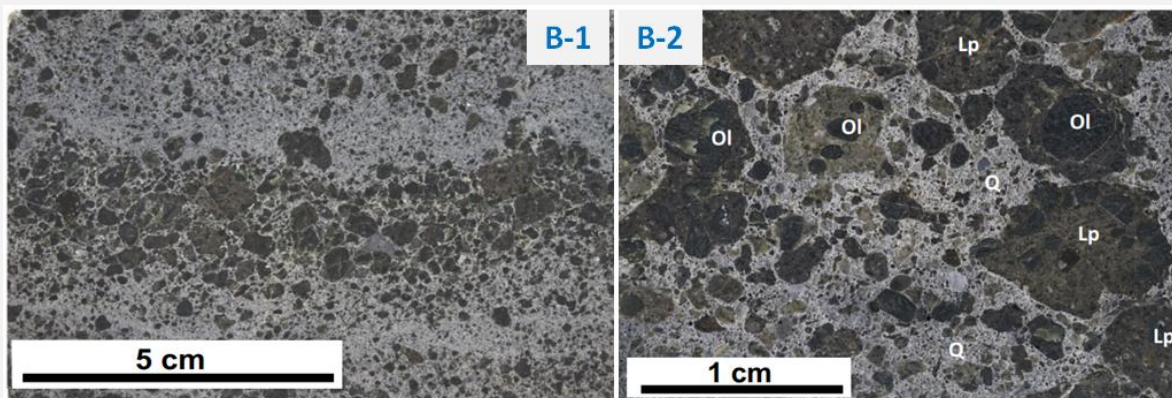


Figura.55 Litofacies predominantes en la diatrema sur de Argyle, Lamp1a. B-1) Fotografía de una toba arenosa estratificada gradada, la estratificación es causada por diferentes proporciones de *lamproíta* de lapilli y ceniza (capas oscuras) y por granos accidentales de cuarzo (capas claras). B-2) Vista detallada de B-1, mostrando fragmentos de piroclastos de *lamproíta* juvenil de olivino (Lp) compuesta por macrocristales y fenocristales de olivino serpentizado (Ol), en una matriz de ceniza y cuarzo (Q). Tomadas de Rayner et al. (2018).

Glosario

Afinidad: Tendencia que dos o más elementos o compuestos químicos presentan para combinarse entre sí.

Alvikita: Roca que mineralógicamente contiene más del 50% de calcita (calciocarbonatita) y cuyo tamaño de grano va de medio a fino.

Bastnasita: Fluocarbonato de Ce, La y Dy. Mineral que se encuentra en contacto con zonas metamórficas y pegmatitas.

Britolita: Mineral del grupo del apatito. El fósforo es sustituido por sílice y azufre. Puede contener Y ó Ce.

Cheralita: Mineral de la clase de los fosfatos, perteneciente al grupo de la monacita.

Cinturones de piedra verde (*greenstone belts*): Afloramientos Precámbricos alargados y deformados (plegados) compuestos predominantemente por metasedimentos y rocas volcánicas (máfico-ultramáficas) metamorfoseadas en facies de esquisto verde, que poseen un tono verdoso debido a la clorita secundaria, hornblenda y epidota.

Columbita-tantalita (coltan): Mena metálica compuesta por dos minerales distintos: columbita $[(Fe,Mn)(Ta,Nb)_2O_6; Nb > Ta]$, y tantalita $[(Fe,Mn)(Ta,Nb)_2O_6; Ta > Nb]$.

Cumulado: Roca plutónica formada por sedimentación o acumulación gravitacional de minerales durante el enfriamiento de una cámara magmática. Consisten de un *cumulus* (cristales acumulados) y un *intercumulus* (fundido o cristales formados en los espacios entre los cristales acumulados).

Diapiro: Intrusión de un material dúctil y deformable a través de rocas preexistentes, dando lugar a formas parecidas a un hongo.

Dunítica: Zona compuesta principalmente por olivino de grano grueso.

Elbaita: Variedad de turmalina rica en litio.

Euxenita: Mineral muy inusual que contiene óxidos de varios elementos, especialmente calcio, uranio, titanio y elementos de tierras raras.

Fenitización: Metasomatismo de rocas cuarzo-feldespáticas en los alrededores de complejos carbonatados.

Gadolinita: Nesosilicato de itrio, berilio y hierro, puede contener cerio. Se forma en las pegmatitas y sienitas. Es mena del itrio y tierras raras

Ijolita: Roca plutónica que contiene esencialmente clinopiroxeno y nefelina.

Jotunita: Roca de la serie/familia de las charnokitas, equivale a una monzonorita de ortopiroxeno

Lamproíta: Roca extrusiva rica en potasio y magnesio, contienen leucita, olivino, diópsido, sanidina, ritcheita-K y flogopita titanífera. Normalmente ocurren como diques en los bordes de cratones arqueanos.

Líquidus: Representa límite por encima del cual todas las fases son líquidas, dentro de un diagrama temperatura-composición. En un sistema binario está representado por una línea, en un sistema ternario por una superficie curva y en un sistema cuaternario por un volumen.

Magma anatéctico: Magma originado a partir de la fusión parcial de la corteza terrestre, es rico en Si y muy viscoso.

Moho petrológico: Zona de transición de las rocas del manto (peridotitas) con rocas de la corteza (félsico-máficas)

Orangeitas: Sinónimo de kimberlita micácea o kimberlita del Grupo II.

PDB (Pee Dee Belemnite): Estándar para mediciones de abundancia isotópica de C, se basa en una muestra de belemnita cretácica de la formación Peedee en Carolina del Sur, EE. UU.

Perrierita: Silicato de Ca, Ce, Th, Mg, Ti y Fe.

Podiforme: Depósito mineral de forma difusa o de forma lenticular elongada.

Polucita: Mineral perteneciente al grupo de las zeolitas ($Cs(Si_2Al)O_6 \cdot nH_2O$). Es un tectosilicato de aluminio, rico en cesio y sodio, que cristaliza en el sistema cúbico. Se considera como la principal mena de cesio.

ppm (partes por millón): Unidad de concentración que expresa la cantidad de un elemento químico de interés, con relación a la roca total, que representa 1000 000 ppm, las ppm son equivalentes a gr/ton. Las **partes por billón (ppb)** son similares, excepto que una ppb es la concentración de un elemento de interés en mil millones de partes de roca total. Ambos términos son utilizados para describir concentraciones muy bajas.

Samarskita: serie de minerales radiactivos de tierras raras que incluye la samarskita-(Y) $[(YFe^{3+}Fe^{2+}U, Th, Ca)_2(Nb, Ta)_2O_8]$ y la samarskita-(Yb) $[(YbFe^{3+})_2(Nb, Ta)_2O_8]$. Es mena del tantalio, niobio, ergio, itrio y uranio.

Schlieren: Texturas causadas por deformación durante la cristalización, consisten en concentraciones de minerales máficos de grano grueso dentro de estructuras planas, lineales, discontinuas lateralmente.

Sill: Intrusión sub-horizontal, principalmente concordante con la roca encajonante (generalmente sucesiones

sedimentarias o volcánicas no deformadas)

SMOW (Standard Mean Ocean Water):

Muestra estándar de agua pura de composición isotópica conocida con precisión. Se utiliza para la calibración precisa de densidad y mediciones de abundancia isotópica de H y O.

Sövitá(s): Roca que mineralógicamente contiene más del 50% de calcita (calciocarbonatita) y cuyo tamaño de grano es grueso.

Spinifex: Término textural aplicado a cristales esqueleticos de olivino en Komatitas

Bibliografía consultada

1. Acosta, G. P., Pehrsson, S. J., Sandeman, H., Martel, E., Peterson, T. (2018). **The Ferguson Lake deposit: an example of Ni–Cu–Co–PGE mineralization emplaced in a back-arc basin setting?**, *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol.55 (8), 958–979 p.
2. Albarède, F. (2009). 2nd ed. **Geochemistry: An Introduction**: Ecole Normale Supérieure, Lyon, Cambridge University Press, 342p.
3. Anónimo, 1972. **Penrose Field Conference on ophiolites**. *Geotimes*, 17, 24-25
4. Arai, S., Yurimoto, H., (1994). **Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products**. *Economic Geology*, Vol. 89 (6), 1279-1288 p.
5. Arai, S., Uesugi, J., Ahmed, A.H., (2004). **Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration**. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.147 (2), 145-154 p.
6. Arndt, N., Ganino, C. (2015). **Metals and Society: An Introduction to Economic Geology**, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 162 p.
7. Ashwal, L. (1993). **Anorthosites**: Berlin, Springer-Verlag, 422 p.
8. Ashwal, L. (2010). **The temporality of anorthosites**. *The Canadian Mineralogist*, Vol. 48, 711-728 p.
9. Ashwal, L., Bybee, G. (2017). **Crustal evolution and the temporality of anorthosites**, *Earth-Science Reviews*, 173, 307–330 p.
10. Ballhaus, C. (1998). **Origin of podiform chromite deposits by magma mingling**, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.156 (3-4), 185–193 p.
11. Bateman, A.M (1951). **The formation of late magmatic oxide ores**. *Economic Geology*, Vol.46, 404-426 p.
12. Barnes, S., Holwell, D. A., Le Vaillant, M. (2017). **Magmatic Sulfide Ore Deposits**, *Elements*, Vol.13(2), 89-95 p.
13. Bédard, J. H., & Hébert, R. (1998). **Formation of chromitites by assimilation of crustal pyroxenites and gabbros into peridotitic intrusions: North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada**. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol.103(B3), 5165-5184 p.
14. Bradley, D., McCauley, A. (2013). **A preliminary deposit model for lithium-cesium-tantalum (LCT) pegmatites (ver. 1.1, December 2016)**: Reston, Virginia, *U.S. Geological Survey*, 7 p.
15. Campbell I.H., Naldrett A.J. (1979). **The influence of silicate:sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides**, *Economic Geology* Vol.74, 1503-1506 p.
16. Castor, S. (2008). **The Mountain Pass Rare-Earth Carbonatite and Associated Ultrapotassic Rocks, California**, *The Canadian Mineralogist*, Vol. 46, 779-806 p.
17. Castro-Leyva, T., Delgado-Argote, L.A., García-Abdeslem, J. (2001). **Geología y magnetometría del complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo en el area de San Miguel, península de, Baja California Sur**. *Geoscience*, Vol. 21 (1), 3-21 p.
18. Cerny, P. (1991b). **Rare-element pegmatites, Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits**, *Geoscience Canada*, Vol.18 (2), 49-67 p.
19. Dilek, Y., Furnes, H., (2011). **Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere**. *Geological Society of America Bulletin*, Vol.123 (3-4), 387-411 p.

20. Dilek, Y., Furnes, H. (2014). **Ophiolites and Their Origins**, *Elements*, Vol.10 (2), 93–100 p.
21. Dutta, T., Kim, K. H., Uchimiya, M., Kwon, E. E., Jeon, B. H., Deep, A., & Yun, S. T. (2016). **Global demand for rare earth resources and strategies for green mining**, *Environmental Research*, Vol.150, 182–190 p.
22. Edwards, S. J., Pearce, J. A., & Freeman, J. (2000). **New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromitite**. *Special Papers-Geological Society of America*, 139-148 p.
23. Force, E. (1991). **Geology of titanium-mineral deposits**: *Geological Society of America*, Special Paper 259, 112 p.
24. Garside.M. (2019). **Rare earth reserves worldwide as of 2018, by country (in 1,000 metric tons REO)**, Statista- The Statistics Portal, Estados Unidos, última actualización 21-Marzo-2019. Consultado el 13-Junio-2019 en <https://www.statista.com/statistics/277268/rare-earth-reserves-by-country/>
25. Gill, R. (2010). **Igneous Rocks and Processes: a practical guide**: Reino Unido, Wiley-Blackwell, 428 p.
26. Goldschmidt, V. (1937). **The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks**, *Journal of the Chemical Society*, 655–673 p.
27. González-Jiménez, J. M., Griffin, W. L., Proenza, J. A., Gervilla, F., O'Reilly, S. Y., Akbulut, M., Pearson, N. J., Arai, S. (2014). **Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites**, *Lithos*, Vol. 189, 140-158 p.
28. González-Jiménez, J.M., Camprubí, A., Colás, V., Griffin, W. L., Proenza, J. A., O'Reilly, S. Y., Centeno-García, E., García-Casco, A., Belousova, E., Talavera, C., Farré-de-Pablo, J., Satsukawa, T. (2017). **The recycling of chromitites in ophiolites from southwestern North America**, *Litos*, Vol.294-295, 53-72 p.
29. Greenbaum, D. (1977). **The Chromitiferous Rocks of the Troodos Ophiolite Complex, Cyprus**, *Economic Geology*, Vol. 72 (7), 1175-1194 p.
30. Haggerty, S.E. (1999) **A diamond trilogy: superplumes, supercontinents and supernovae**. *Science*, Vol. 285, 851–60 p.
31. Hoshino, M., Sanematsu, K., Watanabe, Y. (2016). REE Mineralogy and Resources. En Jean-Claude Bunzli, J., Pecharsky, V., **Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths**: Holanda del Norte, Vol.49, 129-291 p.
32. Huang, X., Li, J., Kusky, T.M., Chen, Z. (2004). **Microstructures of the zunhua 2.50 ga podiform chromite, north china craton and implications for the deformation and rheology of the archaic oceanic lithospheric mantle**. *Developments in Precambrian Geology*, Vol. 13, 321-337 p.
33. Irvine, T.N. (1975) **Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions—II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores**. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 39, 991–1020 p.
34. Irvine, T.N., Smith, C.H. (1967). **The ultramafic rocks of the Muskox intrusión, Northwest Territories, Canada**, In Wyllie P.J (ed.), **Ultramafic and Related Rocks**: New York, John Wiley and Sons, 38-49 p.
35. Jahns, R.H., Burnham, C.W. (1969). **Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites** *Economic Geology*, Vol.64, 843-864 p.
36. James St. John. (2010). **Diamond in kimberlite (Mir Kimberlite Pipe, Malo-Botuoba Kimberlite Field, ~354-360 Ma; Mir Diamond Mine, Siberia, Russia)**, Flickr, Consultado el 2-Febrero-2019 en <https://www.flickr.com/photos/jsjgeology/17440851983/in/photostream/>

37. Jébrak, M., Marcoux, É ; ilustraciones Michelle Laithier. (2008). **Géologie des ressources minérales**: Canadá, Ressources Minérales et Faune du Québec, 667 p.
38. Jones, A.P. (2013). **Carbonate Melts and Carbonatites**, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 75, 289-322 p.
39. Keays, R. R., Lightfoot, P. C. (2004). **Formation of Ni–Cu–Platinum Group Element sulfide mineralization in the Sudbury Impact Melt Sheet**, *Mineralogy and Petrology*, Vol. 82, 217-258 p.
40. Kjarsgaard, B.A. (2003). **Volcanology of kimberlite: Diamonds Short Course Notes, Cordilleran Round-Up**, Vancouver, British Columbia, January, 29–30, 2003, 20 p.
41. Kjarsgaard, B.A. (2007). **Kimberlite Diamond Deposits**, *Geological Association of Canada*, Mineral Deposits Division, Special Publication. 5, 245-272 p.
42. Lago, B. I., Rabinowicz, M., Nicolas, A. (1982). **Podiform Chromite Ore Bodies: a Genetic Model**, *Journal of Petrology*, Vol. 23(1), 103-125 p.
43. Laznicka, P. (2010). **Giant Metallic Deposits: Future Sources of Industrial Metals**, 2 ed., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 949 p.
44. Latypov, R., Chistyakova, S., Mukherjee, R. (2017). **A Novel Hypothesis for Origin of Massive Chromitites in the Bushveld Igneous Complex**, *Journal of Petrology*, Vol. 58 (10), 1899–1940 p.
45. Le Maitre, R.W. (2002). **Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms**: Cambridge, UK, Cambridge University Press.
46. Leblanc, N. Nicolas, A. (1992). **Ophiolitic Chromitites**, *International Geology Review*, Vol.34 (7), 653-686 p.
47. Li, C., Ripley, E. (2005). **Empirical equations to predict the sulfur content of mafic magmas at sulfide saturation**, *Mineralium Deposita*, Vol. 40 (2), 218-230 p.
48. Li, C., Ripley, E.M., Mathez, E.A. (2003). **The effect of S on the partitioning of Ni between olivine and silicate melt in MORB**, *Chem Geol*, Vol. 201, 295–306 p.
49. Li, C., Zhang, M., Fu, P., Qian, Z., Hu, P., Ripley, E.M. (2012). **The Kalatongke magmatic Ni–Cu deposits in the Central Asian Orogenic Belt, NW China: product of slab window magmatism?**, *Mineralium Deposita*, Vol. 47, 51-67 p.
50. Lightfoot, P. (2016). **Nickel sulfide ores and impact melts origin of the Sudbury Igneous Complex**, Elsevier, 680 p.
51. Liu, Y., Hou, Z. (2017). **A synthesis of mineralization styles with an integrated genetic model of carbonatite-syenite-hosted REE deposits in the Cenozoic Mianning-Dechang REE metallogenic belt, the eastern Tibetan Plateau, southwestern China**, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 137, 35-79 p.
52. London, D. (1992). **The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites**. *Can. Mineral*, Vol. 30, 499–540 p.
53. London, D. (2008). **Pegmatites**, *Canadian Mineralogist*, Special Publication 10, 368 p.
54. London, D. (2009). **The origin of primary textures in granitic pegmatites**, *The Canadian Mineralogist*, Vol. 47, 697-724 p.
55. London, D., et al. (2012). **Granitic Pegmatites**, *Elements*, Vol.8 (4), 263-268 p.
56. London, D. (2014). **A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites**, *Lithos*, Vol.184-187, 74-104 p.
57. Matveev, S. and Ballhaus, C. (2002). **Role of water in the origin of podiform chromitite deposits**, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.203 (1), 235-243 p.
58. McCauley, A., Bradley, D. (2014). **The global age distribution of granitic pegmatites**, *The Canadian Mineralogist*, Vol. 52, 183-190 p.

59. Misra, K. (2000). **Understanding mineral deposits**. Springer Netherlands, 845 p.
60. Mitchell, R.H. (1995). **Kimberlites, orangeites, and related rocks**: New York, Plenum Press, 410 p.
61. Mole D. R. (2014). **Tracing the Earth's hottest volcanoes from core to ore**. The conversation. Estados Unidos. Consultado el 1-Junio-2019, en <http://theconversation.com/tracing-the-earths-hottest-volcanoes-from-core-to-ore-28487>
62. Mukherjee, R., Latypov, R., & Balakrishna, A. (2017). **An intrusive origin of some UG-1 chromitite layers in the Bushveld Igneous Complex, South Africa: Insights from field relationships**. *Ore Geology Reviews*, Vol. 90, 94–109 p.
63. Mungall, J. (2007). **Magmatic Ore Deposits**, *Treatise on Geochemistry*, Vol.3, 1-33 p.
64. Naldrett, A. J. (2004). **Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration**, Springer, New York, 730 p.
65. O'Driscoll, B., VanTongeren, J. A. (2017). **Layered Intrusions**, *Elements*, Vol.13 (6), 383-388 p.
66. Owens, B., Dymek, R. (2016). **Comparative petrology of the Montpelier and Roseland potassic anorthosites, Virginia**, *The Canadian Mineralogist*, Vol. 54, 1563-1593 p.
67. Paulson, E. (1964). **Mineralogy and origin of the titaniferous deposits at Pluma Hidalgo, Oaxaca, México**, *Economic Geology*, Vol. 59, 753-767 p.
68. Pfeiffer, Tom. (2003). **Ol Doinyo Lengai Volcano Photos: Part III colors and aerial views**. Volcano Discovery, última actualización 22-Agosto-2003. Consultado el en http://www.decadevolcano.net/photos/africa/oldoinyo_lengai/lengai_0803_3.htm
69. Prichard, H.M., Barnes, S.J., Godel, B., Reddy, S.M., Vulkmanovic, Z., Halfpenny, A., Neary, C.R., Fisher, P.C. (2015). **The structure of and origin of nodular chromite from the Troodos ophiolite, Cyprus, revealed using high-resolution X-ray computed tomography and electron backscatter diffraction**. *Lithos*, Vol. 218-219, 87-98 p.
70. Prol-Ledesma, R. M., Melgarejo, J. C., Martin, R. F. (2012). **The El Muerto "NFY" Granitic Pegmatite, Oaxaca, México and its striking enrichment in allanite-(Ce) and Monazite-(Ce)**, *The Canadian Mineralogist*, Vol. 50, 1055-1076 p.
71. Ramírez-Fernández, J.A., Jörg, K., Hans-Wolfgang, H. (2000). **Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del Complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México**, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 17, 45-65 p.
72. Rayner, M.J., Moss, S. W., Lorenz, V., Jaques, A. L., Boxer, G. L., Smith, C. B., & Webb, K. (2018). **New insights into volcanic processes from deep mining of the southern diatreme within the Argyle lamproite pipe, Western Australia**, *Mineralogy and petrology*, Vol.112, 351-363 p.
73. Rickwood, P.C. (1981). **The Largest Crystals**, *American Mineralogist*, Vol.66, 885-908 p.
74. Ridley, J. (2013). **Ore Deposit Geology**: Nueva York, Cambridge University Press, 398 p.
75. Robb, L. (2005). **Introduction to Ore-Forming Processes**: Massachusetts, Blackwell Publishing, 373 p.
76. Ruth, F. S., Ryan D. T., Nadine M. P., Robert R. S. II. (2012). **Stratiform Chromite Deposit Model**. Reston, Virginia, *USGS*, 148 p.
77. Shirey, S.B., Cartigny, P., Frost, D.J., Keshav, S., Nestola, F., Nimis, P., Sobolev, N.V., Walter, M.J. (2013). **Diamonds and the Geology of Mantle Carbon**. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Vol. 75, 355-421p.
78. Simmons, W., Webber, K. (2008). **Pegmatite genesis: state of the art**, *European Journal of Mineralogy*, Vol. 20, 421–438 p.

79. Simmons, W.B., Webber, K.L., Falster, A.U. & Nizamoff, J.W. (2003). **Pegmatology: Pegmatite Mineralogy, Petrology & Petrogenesis**. *Rubellite Press*, New Orleans, Louisiana.
80. Skinner, E., Marsh, J.S. (2004). **Distinct kimberlite pipe classes with contrasting eruption processes**, *Lithos*, Vol.76, 183-200 p.
81. Song, X., Wang, Y., Chen, L. (2011). **Magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits in magma plumbing systems: Features, formation and exploration**. *Geoscience Frontiers*, Vol. 2(3), 375-384p.
82. Spandler, C., Mavrogenes, J., & Arculus, R. (2005). **Origin of chromitites in layered intrusions: Evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillwater Complex**. *Geology*, Vol.33(11), 893–896 p.
83. Sparks, R.S.J., Baker, L., Brown, R.J., Field, M., Schumacher, J., Stripp, G., and Walters, A.L. (2006) **Dynamics of kimberlite volcanism**, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol.155, 18–48 p.
84. Stowe C.W. (1994). **Compositions and Tectonic Settings of Chromite Deposits through Time**, *Economic Geology*, Vol. 89, 528-546 p.
85. Tappe, S., Smart, K., Torsvik, T., Massuyeau, M., De Wit, M. (2018). **Geodynamics of kimberlites on a cooling Earth: Clues to plate tectonic evolution and deep volatile cycles**, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.484, 1-14 p.
86. USGS (U.S. Geological Survey). (2019). **Titanium mineral concentrates**. In *Mineral Commodity Summaries 2019*, Reston, Virginia *USGS*.
87. USGS (U.S. Geological Survey). (2020). **Chromium mineral concentrates**. In *Mineral Commodity Summaries 2020*, Reston, Virginia *USGS*.
88. Valvasori, A., Fonkwe, M.L.D., Piercey, S., Conliffe, J. (2015). **Orthomagmatic Fe–Ti–V oxide mineralization hosted in Paleoproterozoic anorthosite in the Cape Caribou river allochthon, Grenville Province, southeast Labrador: Preliminary results**, *Geological Survey*, Report 15(1), 125-138 p.
89. Wallace, P., Carmichael, I.S.E. (1992). **Sulfur in basaltic magmas**. *Geochim Cosmochim. Acta* 56, 1683–1874 p.
90. Wang, C., Liu, J., Zhang, H., Zhang, X., Zhang, D., Xi, Z., Wang, Z. (2018). **Geochronology and mineralogy of the Weishan carbonatite in Shandong province, eastern China**, *Geoscience Frontiers*, Vol.30 ,1-18 p.
91. White, W. (2013). **Geochemistry**: Chichester, Reino Unido, Wiley-Blackwell, 672 p.
92. Winter, J. (2001). **An introduction to igneous and metamorphic petrology**: New Jersey, Prentice-Hall, 697 p.
93. Xiong, F., Yang, J., Robinson, P. T., Xu, X., Liu, Z., Li, Y., Li, J., Chen, S. (2015). **Origin of podiform chromitite, a new model based on the Luobusa ophiolite, Tibet**, *Gondwana Research*, Vol.27 (2), 525-542 p.
94. Yang, J., Meng, F., Xu, X., Robinson, P.T., Dilek, Y., Makeyev, A.B., Wirth, R., Wiedenbeck, M., Cliff, J. (2015). **Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-iz ophiolite of the Polar Urals**. *Gondwana Research*, Vol.27 (2), 459-485 p.
95. Zhou, M. F., & Robinson, P. T. (1994). **High-Cr and high-Al podiform chromitites, Western China: relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle**. *International Geology Review*, Vol. 36(7), 678-686 p.