

# Los Elementos de Tierras Raras y su potencial geológico en Ecuador

## Rare Earth Elements and geological potential in Ecuador

Washington Lizandro Lomas Zumba<sup>1</sup>, Donald Allen Gordon<sup>2</sup>,  
Jonathan Víctor Albuja Boada<sup>1</sup>

1. Instituto de Investigación Geológico y Energético. Quito – Ecuador:  
washington.lomas@geoenergia.gob.ec; jonathan.albuja@geoenergia.gob.ec
2. Investigador independiente. Quito - Ecuador: rioandes.don@gmail.com

ISSN: 2661-6998



Fecha de recepción: : 23-08-2024

Fecha de aceptación: 14-04-2026

### Resumen

Aunque los elementos de tierras raras (ETR) no son escasos en la corteza terrestre, su concentración en depósitos económicamente explotables es poco común, lo que dificulta su desarrollo y comercialización. Los ETR presentan una baja tendencia a concentrarse en cantidades significativas; por ello, la mayor parte del suministro mundial proviene de unas pocas fuentes geológicas específicas. Los ambientes donde estos elementos se enriquecen se agrupan en dos grandes categorías: depósitos primarios, asociados con procesos ígneos e hidrotermales, y depósitos secundarios, formados por procesos de sedimentación y meteorización.

En Ecuador, hasta el momento, no se han desarrollado investigaciones específicas sobre depósitos de tierras raras; sin embargo, el país podría poseer un potencial geológico favorable para este recurso. Los tipos de depósitos considerados incluyen carbonatitas, asociaciones ígneas alcalinas, pegmatitas, lateritas, bauxitas, arcillas de adsorción iónica, placeres y fosforitas. Las zonas más prometedoras se localizan en la franja Subandina, a lo largo del margen oriental de la Cordillera Real, y en el Complejo Metamórfico de El Oro. Entre los objetivos geológicos de interés destacan las carbonatitas, intrusiones alcalinas, pegmatitas, lateritas, bauxitas kársticas, arcillas iónicas adsorbentes y placeres.

**Palabras clave:** Tierras raras, Ecuador, Carbonatitas, Pegmatitas, Fosforitas, Lateritas, Arcillas de absorción iónica.

### Abstract

Although rare earth elements (REE) are not scarce in the Earth's crust, their concentration in economically exploitable deposits is uncommon, which hinders their development and commercialization. REE show a low tendency to accumulate in significant amounts; therefore, most of the global supply originates from a few specific geological sources. The environments where these elements become enriched can be grouped into two main categories: primary deposits, associated with igneous and hydrothermal processes, and secondary deposits, formed by sedimentary and weathering processes.

In Ecuador, specific research on rare earth element deposits has not yet been developed; however, the country may possess favorable geological potential for this resource. The types of deposits considered include carbonatites, alkaline igneous associations, pegmatites, laterites, bauxites, ion-adsorption clays, placeres, and phosphorites. The most promising zones are located in the Sub-Andean Belt, along the eastern margin of the Cordillera Real, and within the El Oro Metamorphic Complex. The main geological targets of interest include carbonatites, alkaline intrusions, pegmatites, laterites, karstic bauxites, ion-adsorption clays, and placeres.

**Keywords:** Rare Earths, Ecuador, Carbonatites, Pegmatites, Phosphorites, Laterites, Ion absorption clay.

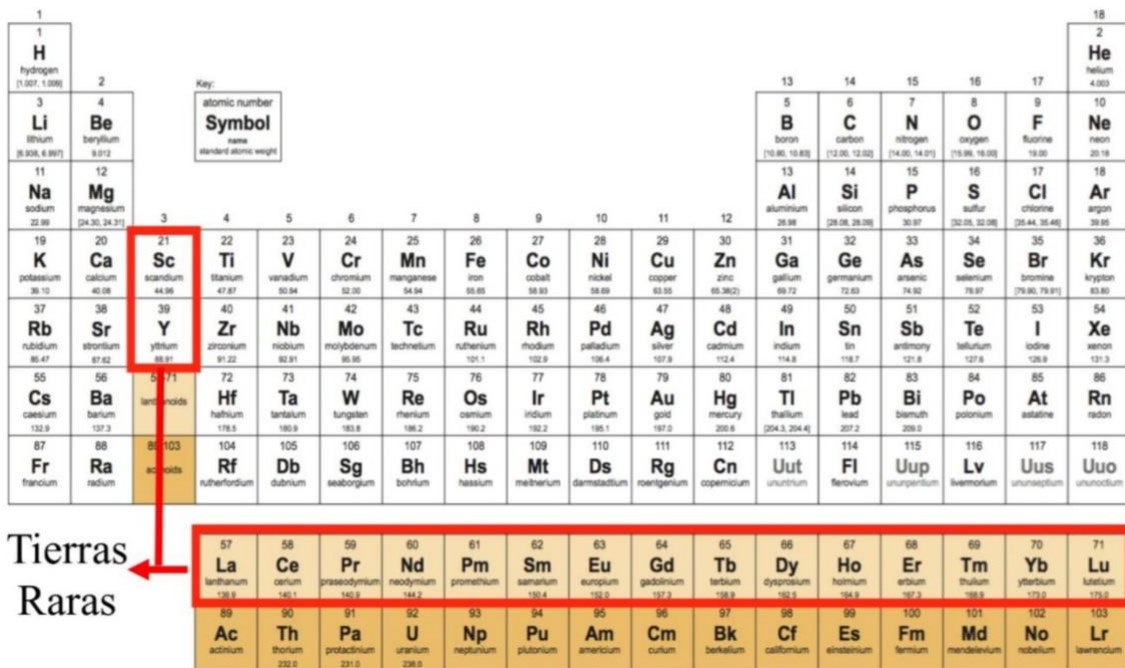
**1. INTRODUCCIÓN**

Los denominados Elementos de Tierras Raras (ETR) o Rare Earth Elements (REE, por sus siglas en inglés) constituyen un grupo de 17 metales pertenecientes al grupo IIIB de la tabla periódica (Figura 1). Este grupo comprende los lantánidos: cerio (Ce), praseodimio (Pr), neodimio (Nd), prometio (Pm), samario (Sm), europio (Eu), gadolinio (Gd), terbio (Tb), disprosio (Dy), holmio (Ho), erbio (Er), tulio (Tm), iterbio (Yb) y lutecio (Lu); además, del escandio (Sc), itrio (Y) y lantano (La). Estos elementos metálicos se clasifican en dos grupos según su peso atómico y posición en la tabla periódica: 1. **Elementos Tierras Raras Livianas (ETRL)**: escandio, lantano, cerio, praseodimio, neodimio, prometio, samario y europio; y 2. **Elementos Tierras Raras Pesadas (ETRP)**: gadolinio, terbio, disprosio, holmio, erbio, tulio, iterbio y lutecio, junto con el itrio, que posee una posición separada en la tabla periódica [1]. Debido a que son muy electropositivos, sus compuestos son generalmente iónicos, por lo que la mineralogía los describe como óxidos, haluros, carbonatos, fosfatos y

silicatos, con algunas adiciones de borato o arseniato, pero no de sulfuros.

El escandio y el itrio se incluyen dentro de este grupo debido a que tienden a coexistir en los mismos tipos de depósitos minerales y presentan propiedades químicas similares. Con frecuencia, estos elementos se encuentran asociados a minerales que contienen torio y, en algunos casos, uranio.

A pesar de su denominación, las tierras raras no son elementos escasos en la corteza terrestre si se las compara con otros metales. Por ejemplo, el cerio (Ce), el lantano (La) y el neodimio (Nd) son más abundantes que el plomo (Pb) en la corteza terrestre; y todos los ETR, excepto el prometio (Pm), el más escaso del grupo es más abundante que los metales preciosos como el oro (Au), la plata (Ag), el rodio (Rh), el paladio (Pd), el platino (Pt) o el mercurio (Hg) [2]. Además, los ETR con número atómico par son hasta siete veces más abundantes que aquellos con número atómico impar (Tabla 1).



**Figura 1:** Tabla periódica de los elementos y ubicación de los ETR [3]. Los ETR con números atómicos de 57 a 63 se consideran ETR livianas (TRL), mientras que aquellos con números atómicos de 64 a 71 se consideran ETR pesadas (TRP). El Escandio y el Itrio forman parte de este grupo, debido se suelen encontrar en los mismos yacimientos en el que están los lantánidos, y a su vez, manifiestan propiedades químicas muy similares que los Lantánidos.

En la corteza terrestre existe una tendencia general a la disminución de la abundancia de los ETR conforme aumenta su número atómico. Superpuesto a este comportamiento se encuentra el efecto "Oddo-Harkins" [4], el cual establece que los elementos con número atómico par son más abundantes que aquellos

en contraste con el lutecio (Lu), que es genuinamente escaso. La mayoría de los minerales naturales portadores de ETR están dominados por lantano (La), cerio (Ce) y neodimio (Nd), mientras que las Tierras Raras Pesadas (TRP) se encuentran en proporciones considerablemente menores.

En los últimos años, los ETR han sido objeto de una investigación intensiva debido a su relevancia como “metales críticos” en una amplia gama de tecnologías modernas [5], [6]. Los principales tipos de depósitos de ETR incluyen aquellos de roca dura, comúnmente asociados con carbonatitas y rocas ígneas alcalinas, así como pegmatitas, skarns, depósitos de óxidos de hierro-fosfato (IOCG, IOA) y vetas hidrotermales asociados a fluidos ricos en CO<sub>2</sub> derivados de sistemas carbonáticos o alcalinos. Asimismo, existen depósitos formados por procesos de erosión y meteorización a bajas temperaturas, como placeres, lateritas, bauxitas y depósitos de adsorción iónica, los cuales presentan menores leyes, pero poseen la ventaja de poder ser extraídos y procesados con mayor facilidad que los depósitos de roca dura [6].

**Tabla 1.** Abundancias de ETR en la corteza terrestre [7].

Elemento	Número atómico	Símbolo	Peso atómico	Abundancia en la corteza superior (ppm)
<b>Tierras raras livianas</b>				
Itrio	39	Y	88.91	22
Lantano	57	La	138.91	30
Cerio	58	Ce	140.12	64
Praseodimio	59	Pr	140.91	7.1
Neodimio	60	Nd	144.91	26
Prometio	61	Pm	145.00	nd
Samario	62	Sm	150.36	4.5
Europio	63	Eu	151.96	0.88
<b>Tierras raras pesadas</b>				
Gadolinio	64	Gd	157.25	3.8
Terbio	65	Tb	158.93	0.8
Disproso	66	Dy	162.50	3.5
Holmio	67	Ho	164.93	0.8
Erbio	68	Er	167.26	2.3
Tulio	69	Tm	169.93	0.33
Yterbio	70	Yb	173.04	2.2
Lutecio	71	Lu	174.94	0.32

nd = no disponible

En azul: los ETR con mayor demanda

A continuación, se presenta una revisión de los principales tipos de depósitos de tierras raras, junto con algunos ejemplos representativos y un resumen del potencial de exploración existente en Ecuador.

## 2. METODOS

Los recursos minerales del Ecuador, alojados principalmente en las cordilleras Occidental y Real, están asociados a procesos tectono-magmáticos vinculados con zonas de subducción y eventos de acreción de terrenos oceánicos. En el país, los depósitos minerales identificados y desarrollados hasta la fecha corresponden a pórfidos de Cu-Au y Cu-Mo, epitermales de Au-Ag, sulfuros masivos de Cu-Pb-Zn ( $\pm$ Au-Ag) y skarns auríferos. Aunque estos depósitos no constituyen fuentes primarias típicas de ETR, pueden presentar enriquecimientos secundarios o asociaciones geoquímicas relevantes, particularmente en sistemas hidrotermales complejos.

No obstante, existen otros ambientes geológicos potencialmente favorables para la concentración de ETR en Ecuador, tales como las fosforitas y lutitas

ricas en materia orgánica localizadas en la franja Subandina–Cuenca Oriente. Asimismo, el carbón y las lutitas orgánicas de las cuencas sedimentarias intermontanas, el litio ( $\pm$ ETR) asociado a los numerosos volcanes y calderas, y las pegmatitas emplazadas en la Cordillera Real y en el terreno acrecionado de Amotape-Tahuín, representan ambientes adicionales de interés exploratorio.

Para la clasificación de los depósitos de tierras raras se tomaron como base las descripciones propuestas por [6], [8], que constituyen una referencia fundamental para la caracterización de estos sistemas mineralizados.

## 3. CLASIFICACIÓN DE DEPÓSITOS DE ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS (ETR)

Aunque los elementos de tierras raras no son poco abundantes, su concentración natural en depósitos minerales económicamente explotables es generalmente baja, lo que hace que su extracción sea un desafío. Los ETR presentan una baja tendencia a concentrarse, por ello, la mayoría del suministro mundial proviene de pocas fuentes concentradas.

Los depósitos de ETR pueden subdividirse en función de su génesis, mineralogía y forma de presentación. Sin embargo, la clasificación de algunos depósitos puede verse complicada debido a asociaciones genéticas ambiguas o a la interacción de múltiples procesos geológicos. Por ejemplo, los depósitos vinculados a carbonatitas pueden clasificarse en: (1) aquellos directamente relacionados con procesos magmáticos y cristalización, (2) depósitos de tipo veta o emplazamiento hidrotermal y (3) depósitos formados por meteorización residual o superficial, o bien combinaciones de los procesos anteriores.

### 3.1 Depósitos primarios

#### 3.1.1 Carbonatitas

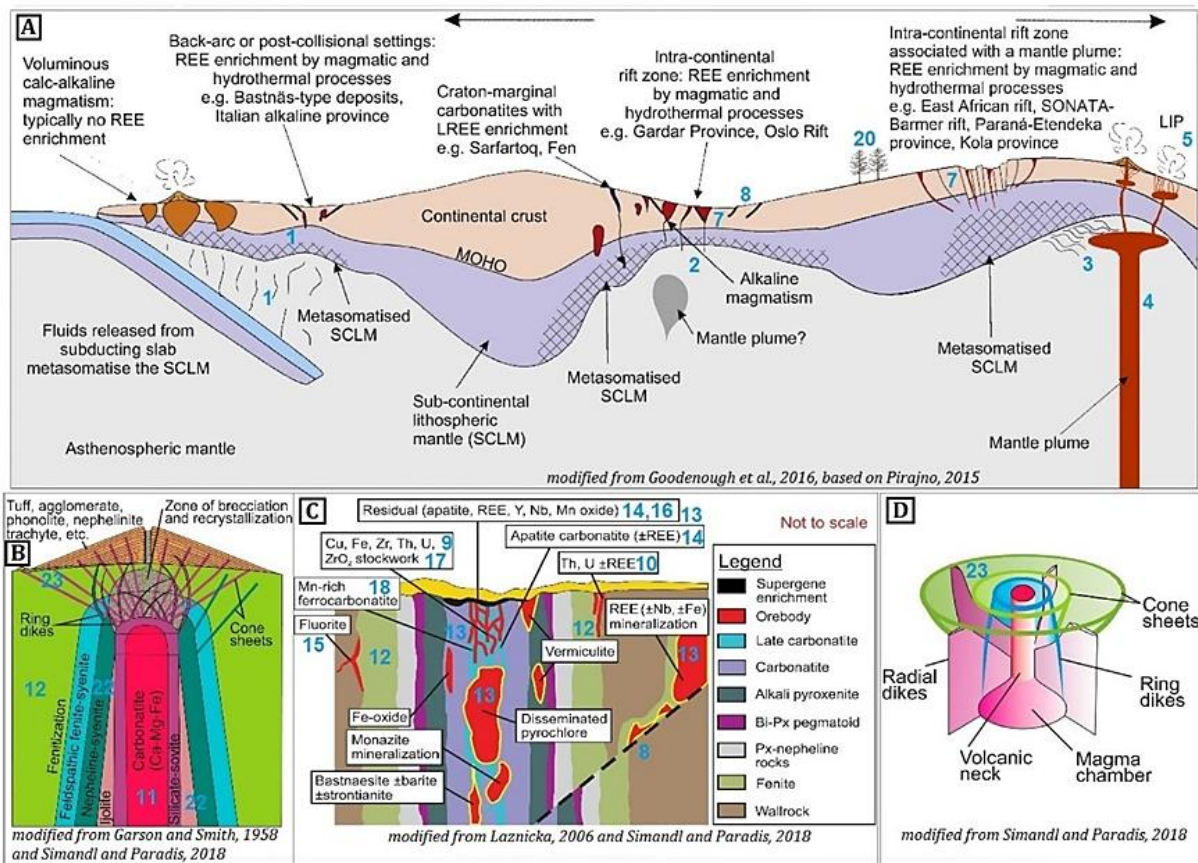
Según la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, por sus siglas en inglés), las carbonatitas se definen como rocas ígneas que contienen más del 50 % en volumen de minerales carbonatados, tales como calcita ([CaCO<sub>3</sub>]), dolomita ([CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>]), y en algunos casos, carbonatos de hierro, enriquecidos en ankerita ([Ca(MgFe<sup>2+</sup>)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>]) o siderita ([Fe<sup>2+</sup>CO<sub>3</sub>]). Estas rocas presentan además un contenido de sílice inferior al 20 % en peso. Aproximadamente el 10 % de las carbonatitas documentadas a nivel mundial albergan sistemas minerales de interés económico, que incluyen REE, metales raros (Nb, Ta, Ti, Zr, V, U y Th), metales alcalinotérreos (Sr y Ba), así como, otros metales de importancia industrial como Au, Cu, Fe, Ni y bauxita [9].

Las carbonatitas se distribuyen en una amplia variedad de entornos tectónicos. De acuerdo con [10], la

mayoría se emplazan en contextos extensionales continentales, asociados a zonas de fractura intraplaca de gran escala o sistemas de rift, que representan cerca del 88 % de los 527 cuerpos de carbonatita analizados a nivel mundial.

Un menor porcentaje ( $\approx 10\%$ ) ocurre en entornos orogénicos, comúnmente denominados post-colisionales, una designación considerada inadecuada por los autores, dado que muchas de estas intrusiones pueden haberse emplazado antes de la transición de un régimen tectónico extensional a uno compresivo, o durante la fase de relajación extensional posterior a la orogenia, previa al clímax metamórfico dinamotermal. En casos excepcionales ( $\approx 1,5\%$ ), se han identificado carbonatitas en ambientes oceánicos.

Ejemplos de entornos orogénicos específicos que contienen carbonatitas son (Figura 2): (1) la provincia alcalina de Columbia Británica, Canadá; (2) la zona de colisión del Himalaya en el oeste de Sichuan, China; (3) el noroeste de Pakistán; y (4) el Gran Cinturón Proterozoico de la India, India (consulte [9], para obtener referencias específicas). En Ecuador, no se han documentado carbonatitas de forma concluyente; sin embargo, la evolución tectónica del cinturón Subandino y la presencia de magmatismo alcalino sugieren condiciones geológicas potencialmente favorables para el desarrollo de complejos alcalino-carbonatíticos. No obstante, esta hipótesis requiere verificación mediante estudios geoquímicos y geofísicos detallados.

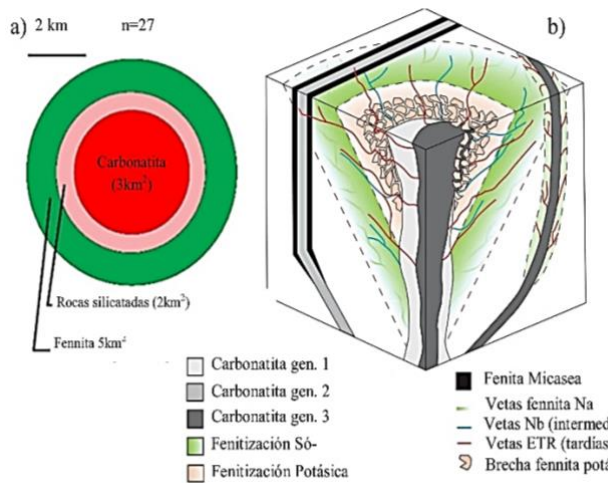


**Figura 2.** Modelo genético idealizado de un sistema mineral de elementos de tierras raras (REE) asociado a un complejo carbonatita–alcalino en contextos post-colisionales e intracontinentales [11]. (A) Ilustra el entorno geodinámico y la fertilidad a escala litosférica, incluyendo el sistema de alimentación magmática a escala regional. B, C y D se centran en la arquitectura del sistema de emplazamiento a escala local (sección de 180°). (B) Muestra la geometría intrusiva idealizada y las relaciones espaciales entre las carbonatitas, las rocas alcalinas asociadas y los procesos de fertilización. (C) Representa la arquitectura estructural somera y la distribución espacial de las litologías asociadas y la mineralización. (D) Presenta la geometría idealizada de una intrusión carbonatita–alcalina, destacando las relaciones entre la cámara magmática, diques anulares, láminas cónicas (cone sheets) y diques radiales.

Las carbonatitas suelen coexistir con rocas ígneas de composición silicatada alcalina, formando complejos alcalino-carbonatíticos de origen magmático común (Figura 3). Sin embargo, algunas ocurrencias se manifiestan de manera independiente como chimeneas volcánicas, sills, diques, tapones, flujos de lava o

depósitos piroclásticos. Entre sus rasgos estructurales característicos se incluyen los diques cónicos, anulares y radiales, además de los amplios halos de alteración fenítica, resultado de procesos metamórficos asociados al emplazamiento del magma carbonatítico. En los complejos que no han sido afectados por

deformación tectónica, es habitual observar firmas aeromagnéticas y radiométricas con patrones circulares, anulares o semicirculares, los cuales constituyen indicadores geofísicos diagnósticos de este tipo de intrusiones.



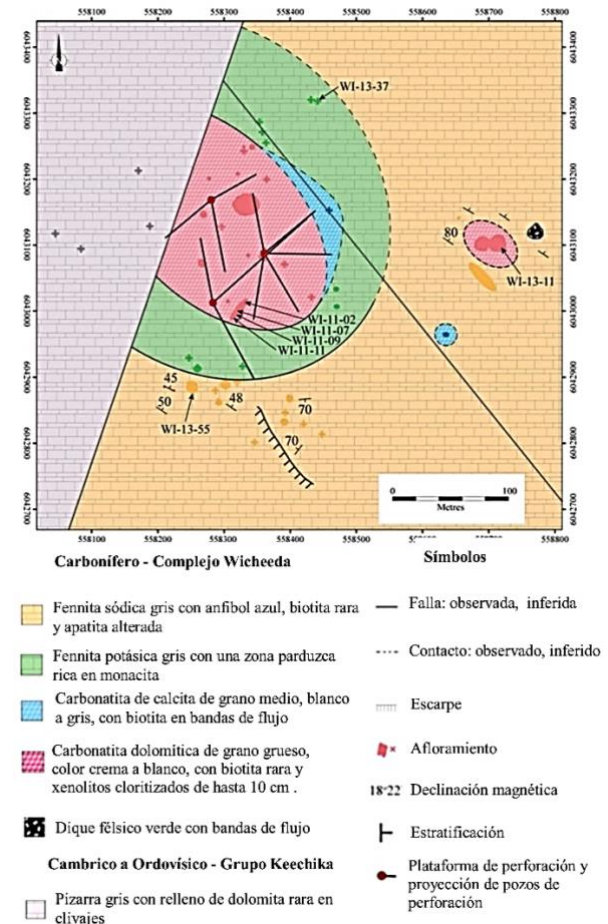
**Figura 3.** 3a) La superficie promedio de una carbonatita es de aproximadamente 3 km<sup>2</sup>. En la mayoría de los casos, las carbonatitas están rodeadas de rocas de silicato alcalino, que a su vez están rodeadas por una zona de fenitización [12]. 3b: vista isométrica [13].

El yacimiento de tierras raras Wichceda, [14], [15] ubicado en la Columbia Británica (Figura 4), constituye un ejemplo representativo de carbonatita en un contexto post-colisional. Este cuerpo ígneo se emplaza dentro de las rocas metasedimentarias del Grupo Kechika, pertenecientes a la faja de antepaís de la Cordillera Canadiense. Dichas unidades forman parte de un sistema imbricado de pliegues y cabalgamientos desarrollados sobre estratos de margen pasivo depositados a lo largo de Laurentia, un antiguo cratón continental que conforma el núcleo geológico de América del Norte. La faja de antepaís alberga parte de una extensa provincia ígnea alcalina, que se prolonga a lo largo del margen oriental de la Cordillera Canadiense hasta el suroeste de Estados Unidos [16].

De acuerdo con [15], la mineralización de ETR en el depósito Wichceda incluye columbita de tonalidad gris azulada oscura, que se presenta en forma diseminada o masiva; pirocloro diseminado, con inclusiones y fracturas; así como, fluorita, esfena/rutilo en baja proporción, y asociaciones de bastnasita–parisita y monacita que ocurren como agregados o parches en vetas y cavidades. La mineralización vetiforme se observa comúnmente en dolomita–carbonatita de grano amorfo a grueso, que corta a dolomita–carbonatita fina preexistente con ETR diseminados de grano fino. Este tipo de mineralización se asocia espacialmente con xenolitos de diques máficos intensamente alterados y brechados. Las vetas

presentan espesores variables, que oscilan entre pocos centímetros y más de un metro.

Los recursos minerales estimados del yacimiento corresponden a 29,3 Mt de recursos medidos e indicados, con una ley promedio de 2,27 % de Óxidos de Tierras Raras Totales (OTRT), y 5,5 Mt de recursos inferidos, con una ley promedio de 1,40 % de OTRT.



**Figura 4.** Geología de la carbonatita de Wichceda.

### 3.1.2 Pegmatitas

Las pegmatitas graníticas son rocas ígneas de grano grueso que contienen abundantes cristales con hábitos de crecimiento esqueléticos, gráficos u otros fuertemente direccionales, o minerales en capas anisotrópicas [17], [18]. También, pueden presentar cristales gigantes o megacrísticos. Estas rocas tienen orígenes variados y pueden mostrar una amplia gama de enriquecimientos en elementos raros.

Estas pegmatitas de elementos raros se dividen en dos miembros extremos petrogenéticos/composicionales [19], [20] una clasificación química que permite enfatizar las diferencias clave en los procesos geológicos responsables de la mineralización, aunque muchas pegmatitas de metales raros no encajan perfectamente en estas categorías [21]. Clasificaciones

más recientes consideran la profundidad de emplazamiento y la relación con el metamorfismo y los plutones graníticos (Tabla 2).

Las pegmatitas de **Litio-Cesio-Tantalio (LCT)** están enriquecidas en Li, Cs, Ta, Be, B, F, P, Mn, Ga, Rb, Nb, Sn y Hf, y se asocian con granitos ricos en cuarzo, peralumínicos tipo S. Los granitos tipo S cristalizan a partir de un magma producido por fusión parcial de rocas fuente sedimentarias preexistentes, presentan alto K/Na, bajo Ca y Na, alto Al y bajo estado de oxidación; y, se caracterizan por la presencia de biotita y moscovita, así como, por la ausencia de hornblenda. En Ecuador, las pegmatitas se asocian principalmente a intrusivos graníticos de la Cordillera Real y terrenos metamórficos como el Complejo Amotape-Tahuín. Aunque su estudio es limitado, la presencia de pegmatitas tipo LCT sugiere un potencial moderado para elementos raros, incluyendo ETR. Ejemplos notables de depósitos de pegmatita LCT incluyen: *Tin Mountain* (EE. UU.), *Tanco* (Canadá), número 3 de Altai (China), Greenbushes, Wodgina y Pilgangoora (Australia Occidental), Bikita (Zimbabwe) y el distrito de *Kenticha* (Etiopía) [20], [22].

El otro extremo corresponde a las pegmatitas tipo **Niobio-Itrio-Flúor (NYF)**, también denominadas pegmatitas de elementos de tierras raras, caracterizadas por un enriquecimiento en Nb > Ta, Ti, Y, ETR, Zr, Th, U, Sc y, de forma variable, en F, mientras que presentan un empobrecimiento en los elementos alcalinos Li, Rb y Cs. La biotita es más común en las pegmatitas NYF, mientras que la moscovita domina en las LCT. Estas pegmatitas se asocian con granitos o sienitas pobres en cuarzo, de tipo A, subaluminosos a metaluminosos. Los granitos tipo A son anogénicos, típicos de zonas de rift y áreas continentales estables, y presentan altos niveles de K+Na, F y Zr, bajos niveles de Al y Ca, y altos valores de Fe/Mg [23].

Depósitos representativos de pegmatitas NYF incluyen el sistema de pegmatitas y granito de *South Platte (Colorado, EE. UU.)* [24], los depósitos de clase mundial en la región de *Murmansk* (Rusia), como *Yumperuaiv*, con un recurso inferido de 60 Mt @ 0,55 % óxidos de ETR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [25], y la zona B de *Strange Lake* (Canadá), con un recurso indicado de 20,02 Mt @ 1,44 % TRPO, comprendiendo 0,72 % ETRLO, 0,72 % ETRPO, 2,59 % ZrO<sub>2</sub>, 0,06 % HfO<sub>2</sub> y 0,34 % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> [26].

**Definiciones de abreviaturas:**

ETRO = óxidos de tierras raras total.

ETRLO = óxidos de ETRL (La, Ce, Pr, Nd, Sm)

ETRPO = óxidos de ETRP (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

El término “pegmatitas de elementos de tierras raras” puede ser confuso, dado que su nombre es similar al de las pegmatitas de elementos raros.

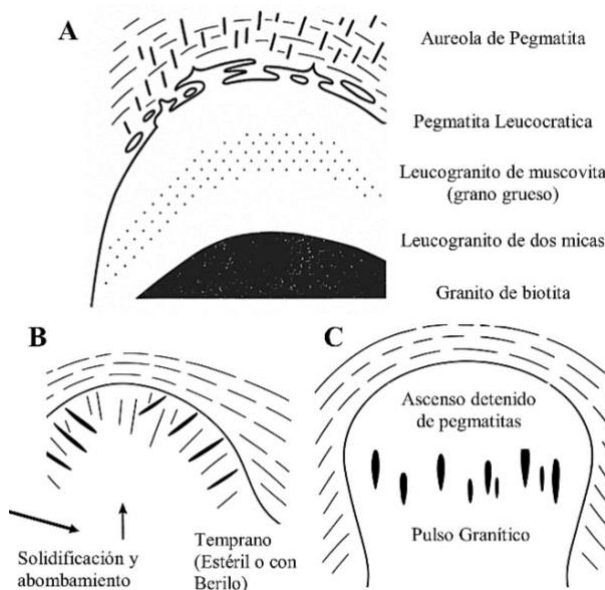
Las pegmatitas mixtas o “híbridas” presentan firmas combinadas de elementos raros y se consideran el resultado de contaminación de pegmatitas NYF durante las etapas magmática o posmagmática. Por ejemplo, se ha sugerido que se forman por la refundición de pegmatitas NYF recién generadas mediante fluidos metasomáticos ricos en Li, B, Ca y Mg [20], [27] y [28]. Algunos ejemplos de pegmatitas mixtas incluyen *Kimito* (Finlandia), el distrito de *Tordal* (Noruega) y el batolito de *O’Grady* (Canadá). En todos los casos, las pegmatitas se encuentran dentro de la zona del techo o muy próximas a la intrusión granítica principal (Figura 5). Al igual que las pegmatitas LCT, las NYF suelen estar controladas por estructuras, foliación y estratificación de las rocas anfitrionas. Sin embargo, los patrones de zonación regional alrededor de los granitos parentales no parecen desarrollarse en los campos de pegmatitas NYF [29], estas suelen alojarse directamente dentro de los granitos.

**Tabla 2:** Clases de pegmatita, modificado de [18], [15]. Las clases de pegmatitas en letras rojas pertenecen a la familia litio-cesio-tantalio (LCT). En letras azules pertenecen a la familia de niobio-itrio-flúor (NYF).

FAMILIA DE PEGMATITAS basada en la geoquímica: Litio-Cesio -Tantalio (LCT) o Niobio-Itrio-Flúor (NIF)		
CLASES DE PEGMATITAS: basada en la mineralogía más la profundidad de emplazamiento		
Subclase	Tipo	Subtipo
1.ABISAL		
	1a. HETR 1b. LETR 1c. U 1d. B-Be	
2.MUSCOVITA		
3. MUSCOVITA-ELEMENTOS RAROS		
	3a. RRE 3b. Li	
4. ELEMENTOS RAROS		
4a. RRE	Alanita- Monazita Auxenita Gadolinita	
4b. Li	Berilo	Berilo Berilo- Columbita
	Complejos	Espodumeno Petalita

	Lepidolita Elbaita Ambligoita
	Albita- Espodumeno Albita
5. MIAROLÍTICO	
5a. RRE	Topazio-Berilo Gadolinita Fergusonita
5b. Li	Berilo-Topazio Espodumena Petalita Lepidolita

Para una comprensión más detallada sobre la clasificación de las pegmatitas, sus modelos de formación, los patrones de zonificación regional y local, así como, las metodologías empleadas en su exploración, se recomienda consultar los trabajos de referencia de [18], [30].



**Figura 5.** Representación esquemática de las relaciones granito-pegmatita. (A) Granito fértil fraccionado hacia el exterior, zonificado, con una aureola de pegmatitas LCT exteriores. (B) Pegmatitas LCT interiores a marginales en un granito parental fraccionado hacia el interior, ubicadas en sistemas de fracturas generados por la deformación ascendente de la corteza superior solidificada de la intrusión. (C) Pegmatitas NYF con forma de nabo atrapadas durante su ascenso a través del lecho granitoide parental [29].

### 3.1.3 Depósitos de óxido de hierro-cobre-oro (IOCG); Complejos de brechas de óxido de hierro

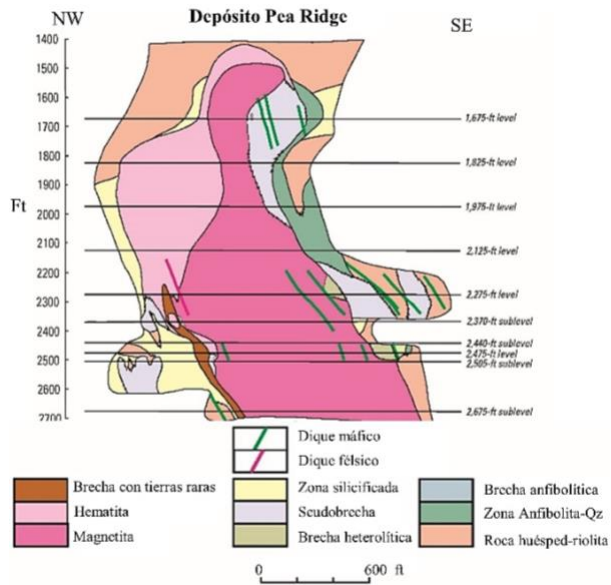
El grupo más significativo de este tipo de depósitos está representado por los depósitos de óxido de hierro-cobre-oro (IOCG) y óxido de hierro-apatita (IOA o tipo

Kiruna). Entre los más conocidos se encuentra el enorme depósito de *Olympic Dam*, en el sur de Australia, rico en cobre, uranio, plata y oro. Cabe destacar que las concentraciones de ETR no son una característica definitoria de estos depósitos, ya que pueden estar ausentes en muchos ejemplos. Estos depósitos se alojan en una variedad de rocas, que van desde ígneas intrusivas hasta volcánicas, así como, en diferentes tipos de rocas sedimentarias. En los depósitos IOCG y IOA, los minerales de hierro (magnetita y hematita) constituyen un componente principal de la mineralización, mientras que los sulfuros de cobre son comúnmente presentes. Otros minerales asociados incluyen cuarzo, apatita, minerales de ETR (como bastnäsita, monacita, xenotima, alanita y apatita), así como, uraninita y torita

Los depósitos de hierro del sureste de Missouri (EE.UU.), han sido comparados ampliamente con los depósitos de *Kiruna* y están clasificados como tipo IOA [31], [32], [33]. Entre los mayores depósitos del distrito se encuentran *Pilot Knob*, *Iron Mountain* y *Pea Ridge*, los cuales se formaron, al menos en parte, a partir de la cristalización de magmas de óxido de hierro. Todos estos depósitos presentan mineralización hidrotermal asociada espacialmente, que se interpreta como resultado de la precipitación de fluidos hidratados derivados del magma de óxido de hierro durante la cristalización.

El área de *Pea Ridge* se caracteriza por un depósito de magnetita asociado a brechas, alojado en rocas volcánicas del Proterozoico, con enriquecimiento en ETR y presencia subordinada de oro. Este depósito se interpreta como formado en la raíz de una caldera. La producción total de mineral de hierro supera los 50 millones de toneladas y el yacimiento adopta la forma de una lente con inclinación pronunciada, de 100 m a 200 m de espesor y aproximadamente 760 m de longitud [33].

Se identifican cuatro chimeneas de brechas tardías, ricas en ETR y asociadas con mineralizaciones de oro, calcita y barita (ETR-Au-calcita-barita), que atraviesan de manera abrupta el cuerpo principal de magnetita-hematita. La roca huésped de estas chimeneas es una riolita intensamente alterada. Las porciones expuestas de las chimeneas alcanzan hasta 60 m de extensión horizontal y 15 m de ancho, prolongándose por debajo de los niveles minados hasta una profundidad aún indeterminada (Figura 6). Los minerales portadores de ETR identificados en estas brechas incluyen monacita y xenotima, con cantidades menores de bastnäsita y britolita. Las concentraciones totales de óxidos de tierras raras (TRO) en muestras puntuales de brechas varían entre 2,5 % y 19 % en peso [32].



**Figura 6.** Sección transversal esquemática del depósito Pea Ridge [32]. Nótese que la chimenea de brecha (solo se muestra una de cuatro) y el dique félsico no está en contacto.

### 3.1.4 Torio (Th) ETR vetas

Los depósitos de torio y ETR se encuentran asociados a vetas compuestas por una ganga de cuarzo ahumado, feldespato potásico, óxidos de hierro, fluorita y barita, así como, a diques de carbonatita. Las rocas intrusivas alcalinas, desde el Arcaico hasta el Reciente, y roca huésped muestran una estrecha relación espacial, y posiblemente genética, con este tipo de depósitos. Un ejemplo representativo es el yacimiento de *Fen*, en el sur de Noruega, donde el torio se aloja en fosfatos complejos y refractarios que contienen ETR, Y, Nb, Ti, Zr y U, además de silicatos, carbonatos y minerales como la uranotorianita o uranotorita [34].

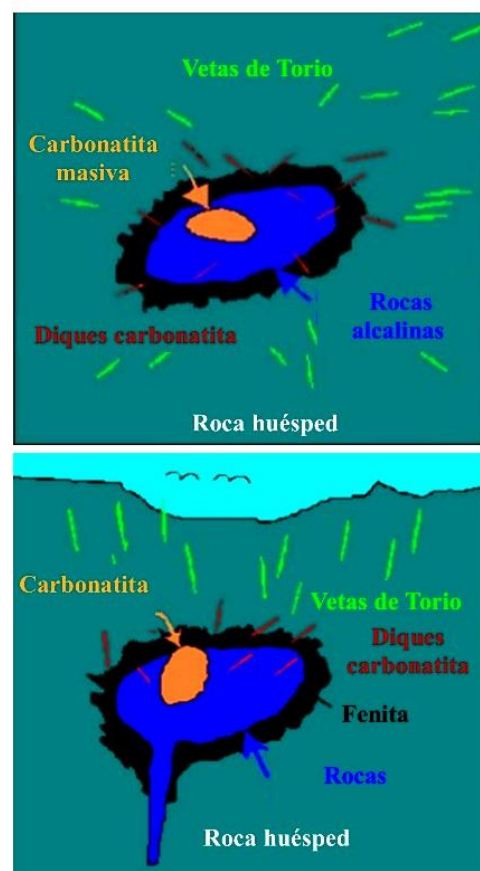
En las carbonatitas, los minerales del grupo de los pirocloros, junto con la circonolita y la torianita, constituyen los principales hospedadores de U y Th, como ocurre en el macizo de Guli, en Siberia Polar. La elevada actividad de U y Th en los fundidos carbonatíticos favorece la formación de óxidos de Ti y Zr —como perovskita, calzirtita y baddeleyita— comúnmente asociados a foscorititas, rocas ultramáficas vinculadas genéticamente a complejos carbonatíticos. Estas carbonatitas también desarrollan minerales como uranpirocloro, anómalamente rico en tantalio (Ta) y torio (Th), así como, thoriopirocloro, torianita y circonolita, frecuentemente enriquecidos en ETR y Th (Figura 7) [35].

### 3.1.5 Skarn

Los skarns son zonas de metamorfismo o metasomatismo de contacto formadas por transferencia de masa y reacciones químicas entre intrusivos ígneos y rocas carbonatadas (calcáreas o dolomíticas) adyacentes. Los ensambles minerales típicos incluyen

piroxeno, granate, idocrasa, wollastonita, actinolita, magnetita, hematita y epidota. Este tipo de depósito constituye una fuente importante de oro (Au), metales base, hierro (Fe), wolframio (W) y diversos minerales industriales.

Varios skarns presentan altas concentraciones de U y ETR. Un ejemplo destacado es el depósito de *Mary Kathleen* (Queensland, Australia), que contenía aproximadamente 6 millones de toneladas con 0,1 % de  $U_2O_3$  y 2,6 % de ETR totales, alcanzando concentraciones locales de hasta 7,6 %. El uranio se encuentra principalmente en uraninita, mientras que los ETR están hospedados en alanita, y en menor proporción en stillwelita y andradita [36].



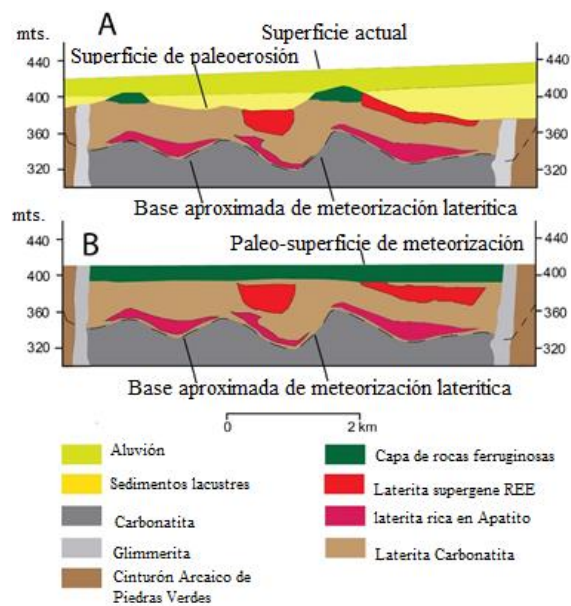
**Figura 7.** Modelo idealizado que muestra la relación entre las vetas de torio y tierras raras y las rocas alcalinas y carbonatitas. Vistas en planta y sección [35].

Desde el punto de vista geológico, el depósito de Cerro Carmen, en Chile, corresponde a un skarn desarrollado en rocas intrusivas y volcánicas del Cretácico [37]. Los principales minerales con elementos de tierras raras son óxidos de ETR, de hierro, de uranio y de torio, además de ilmenita, davidita y esfeno. Destacan particularmente sus altas concentraciones de tierras raras pesadas con 140 ppm de itrio, 20 ppm de disprosio, 5 ppm de holmio, 21 ppm de erbio, 36 ppm de iterbio.

### 3.2 Depósitos secundarios

#### 3.2.1 Lateritas

Los perfiles de meteorización se desarrollan en regiones templadas a tropicales a nivel mundial; en las zonas tropicales, estos perfiles se denominan lateritas. Cuando dichos horizontes se forman sobre rocas ígneas o metaígneas, los ETR pueden ser removilizados y concentrados en minerales secundarios, que se acumulan en capas específicas dentro del perfil de alteración. Las zonas erosionadas de estos sistemas pueden representar recursos potencialmente significativos de ETR. Un ejemplo clásico es la mina activa en *Mt Weld* en Australia [38] (Figura 8), donde la meteorización de una carbonatita ha generado una zona laterítica altamente enriquecida en ETR, con espesores de hasta 70 m, actualmente cubierta por sedimentos más recientes. Esta zona contiene una amplia variedad de minerales fosfatados secundarios portadores de ETR, entre los que destacan los pertenecientes al grupo de la monacita, así como, churchita y plumbogumita.



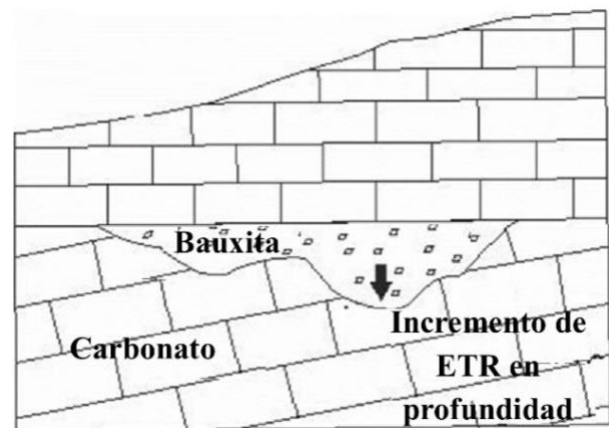
**Figura 8:** Secciones a través del depósito de ETR laterítico *Mt Weld*, Australia - A) Sección transversal actual, y B) Perfil de meteorización anterior interpretado antes de la erosión y deposición de los sedimentos lacustres y aluviones suprayacentes. (La glimmerita se caracteriza por ser una roca rica en potasio compuesta de ferrihogopita) [38].

#### 3.2.2 Bauxitas

Las bauxitas se explotan ampliamente a nivel mundial para la obtención de aluminio, generando como subproducto un material de desecho conocido como lodo rojo, el cual presenta un notable enriquecimiento en ETR. Tanto las bauxitas como los productos residuales asociados poseen un potencial significativo como fuentes secundarias de ETR, y actualmente se investigan diversos procesos orientados a su

recuperación y aprovechamiento. Aunque las concentraciones de ETR en estos materiales suelen ser bajas, la extracción de estos elementos como subproducto de la producción masiva de aluminio representaría una ventaja económica y ambiental considerable.

Las bauxitas kársticas se encuentran predominantemente asociadas a rocas carbonatadas (calizas y dolomitas) [39]. Los procesos de formación de bauxitas kársticas y lateríticas son análogos, diferenciándose principalmente por el control topográfico kárstico. En estos sistemas, los sedimentos clásticos desempeñan un papel fundamental al aportar materiales ricos en alúmina ( $Al_2O_3$ ). Las bauxitas kársticas se originan por la acumulación de arcillas interestratificadas y aluminosilicatos derivados de las rocas madres cercanas (Figura 9). En casos excepcionales, la roca carbonatada puede ser la fuente directa de alúmina, o bien, esta puede provenir de fuentes distales transportadas hacia la cuenca de formación.



**Figura 9.** Diagrama esquemático que muestra la típica bauxita kárstica de tipo mediterráneo clásico. Tomado de [39].

Un ejemplo representativo corresponde a los depósitos de bauxita de la Sierra de Bahoruco, en República Dominicana, los cuales rellenan cavidades kársticas con morfología de bolsa y alcanzan espesores de hasta 15 m [40]. Estos depósitos se desarrollan principalmente en carbonatos del Eoceno–Oligoceno y Mioceno y presentan una textura masiva, color rojo intenso; y, con frecuencia están cubiertos por arcillas bauxíticas de hasta 2 m de espesor (conocidas como terra rossa). El depósito El Turco, uno de los más ricos a nivel mundial, contiene entre 0,28 % y 1,40 % en peso de ETR y entre 0,33 % y 1,48 % en peso de itrio (Y).

#### 3.2.3 Arcillas adsorción iónicas IAD (Ion-adsorption clay deposits)

Las arcillas de adsorción iónica enriquecidas en ETR se reconocen principalmente en China, aunque recientes investigaciones han identificado potenciales

depósitos IAD en Sudamérica, África y el sudeste asiático [38] y [41]. A diferencia de los depósitos lateríticos tradicionales, en los IAD los ETR no permanecen dentro de minerales secundarios, sino que se adsorben en las superficies de las arcillas, desde donde pueden lixiviarse fácilmente a temperatura ambiente mediante soluciones de sulfato de amonio (Figura 10).

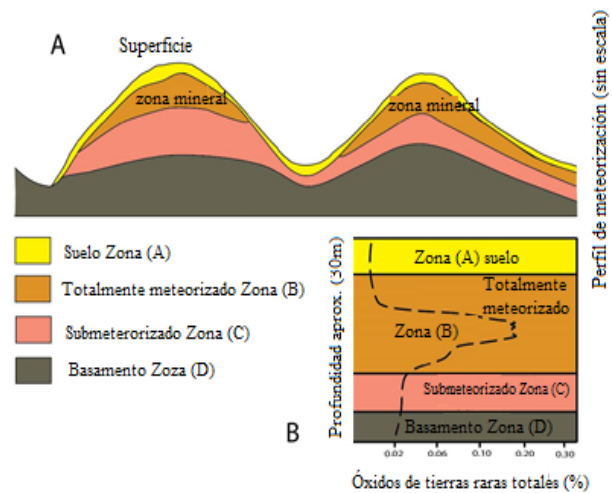
Los depósitos de tipo IAD se originan por meteorización subtropical de rocas ígneas primarias o minerales secundarios portadores de ETR. En estos ambientes erosionados, los ETR se encuentran principalmente adsorbidos en la superficie de minerales arcillosos como caolinita y halloysita (Figura 11), aunque también pueden incorporarse a las estructuras cristalinas de minerales secundarios [42]. Los procesos de adsorción son complejos y dependen de múltiples factores fisicoquímicos [43]. En general, estos depósitos son de bajo grado, con contenidos que varían entre 300 ppm y 3500 ppm (equivalentes a 0,02–0,35 % de óxidos totales de ETR) [44]. Pese a sus bajas leyes, los IAD representan objetivos altamente atractivos de exploración, debido a su amplia distribución geográfica, bajos costos de operación y escasos contenidos de U y torio Th [45].

Algunos depósitos IAD exhiben una alta proporción de elementos de tierras raras pesadas (ETRP), considerados los más valiosos [43], [46], y actualmente, suministran la mayor parte de la demanda mundial de ETRP. Los ETRP pueden liberarse fácilmente mediante procesos de intercambio iónico de bajo costo, ya sea por lixiviación in situ o lixiviación en pilas utilizando soluciones electrolíticas ácidas [47].

Un caso notable en Sudamérica es el proyecto Penco Module, desarrollado por *Aclara Resources Inc.*, ubicado en la Región del Biobío, Chile. Este proyecto constituye el primer descubrimiento de un depósito IAD en la cordillera sudamericana, e incluye la construcción y operación de una mina junto con una planta de producción de óxidos de lantánidos [41]. Geológicamente, el depósito se aloja en un batolito granitoide carbonífero, intercalado en la serie metamórfica del basamento oriental. En el área del proyecto se distinguen cuatro complejos litológicos principales: (1) metapelitas paleozoicas de base, (2) Complejo Plutónico Oriental de Concepción (intrusión más antigua, ubicada al este), (3) Complejo Granitoide Penco, roca huésped de los cuerpos enriquecidos en ETR, y (4) unidades volcánicas subordinadas.

En el área local de Penco, se detectaron anomalías de ETR mediante análisis de suelos con espectrometría de fluorescencia de rayos X (XRF portátil), principalmente en exposiciones de cortes viales. Estos resultados fueron posteriormente corroborados mediante estudios aeroradiométricos, levantamientos NanoTEM (electromagnetismo transitorio) y

topografía LIDAR, que confirmaron una correlación directa entre el granitoide con granate (GG) y las anomalías radiométricas de torio Th.

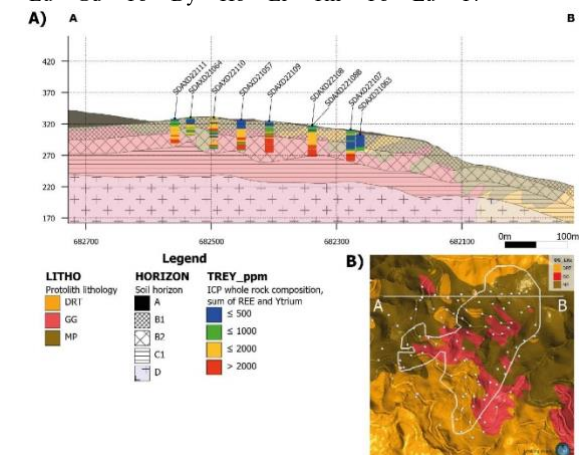


**Figura 10:** A. Perfil de meteorización idealizado para depósitos ETR de tipo adsorción de iones. B. Variación de ETR en el perfil del suelo del área de Guangdong, China [38].

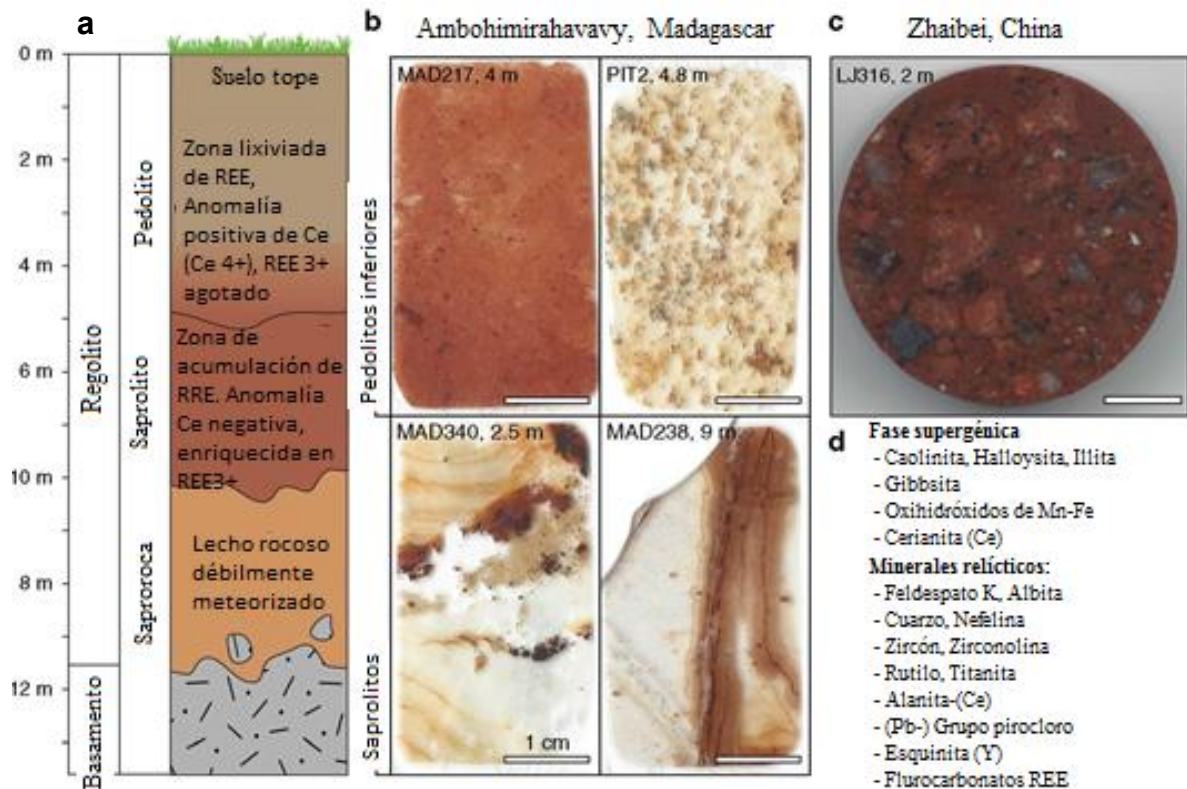
Según estimaciones de *Aclara Resources*, los recursos minerales medidos e indicados alcanzan 27,5 Mt, con 2292 ppm de óxidos totales de ETR (ETRO) o 1932 ppm de ETR más itrio (ETRY) (Figura 12).

ETRO: óxidos totales de tierras raras =  $La_2O_3 + CeO_2 + Pr_6O_{11} + Nd_2O_3 + Sm_2O_3 + Eu_2O_3 + Gd_2O_3 + Tb_4O_7 + Dy_2O_3 + Ho_2O_3 + Er_2O_3 + Tm_2O_3 + Yb_2O_3 + Lu_2O_3 + Y_2O_3$ .

ETRY: elementos totales de tierras raras =  $La + Ce + Pr + Nd + Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu + Y$ .



**Figura 12:** 12A; muestra una sección transversal de Alexandra Poniente (una de las 5 zonas encontrado hasta la fecha en el proyecto Penco), incluye la litología, la relación de los horizontes de regolito y los sondeos que exhiben leyes de ETRY en ppm. Las leyes ETRY más altos ocurren en el horizonte B2, alojados en el granitoide con granate meteorizado que la Figura 12B indica la geología de Alexandra Poniente, donde se exhibe el granitoide granate, diorita y metapelita. DRT = diorita, GG = granitoide de granate, MP = metapelita. [41]



**Figura 11:** Perfil esquemático de regolito y muestras de depósitos ETR de tipo adsorción de iones. [48]. a. Perfil esquemático del regolito que indica lixiviación en la parte superior del perfil de meteorización (pedolito) y acumulación de ETR en la saprolita, en el que se infiere que los ETR se adsorben a minerales arcillosos. La saprolita está subyacente por un lecho rocoso débilmente degradado (saprock) y un lecho rocoso inalterado. b. Fotografías en lámina delgada de muestras de saprolita y pedolito inferior ricos en tierras raras de Madagascar. Las barras de escala blancas miden 1 cm. c. Fotografía del montaje de resina de la muestra de pedolito de China. La barra de escala es de 1 cm. d. Lista de fases minerales supergénicas y relictas identificadas en las muestras de regolito.

### 3.2.4 Placeres de Monacita-xenotima

Los placeres de monacita y xenotima corresponden a depósitos costeros o fluviales actuales o antiguos, donde los minerales pesados fueron mecánicamente concentrados y acumulados [49], [50]. Estos arenales minerales han sido aprovechados históricamente como fuente de ETR, especialmente en las arenas de monacita de India y Australia [51], [52]. Los placeres se localizan preferentemente en ambientes costeros y fluviales, y generalmente se forman por la erosión de rocas ígneas generadoras ricas en minerales portadores de ETR. En estos depósitos, los ETRL como Nd, Pr y Dy, junto con el Th, son típicamente los elementos de interés [53]. Los minerales de mena dominantes en estos depósitos son la monacita y, en menor proporción, la xenotima, los cuales se recuperan comúnmente como subproductos de la explotación de minerales pesados como ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ), rutilo ( $\text{TiO}_2$ ), estaño (Sn) y circón ( $\text{ZrSiO}_4$ ) [54], [55].

Aunque los placeres suelen presentar leyes bajas en ETR, su ventaja radica en que los procesos de beneficio y recuperación son relativamente simples y se encuentran tecnológicamente bien desarrollados [56]. Sin embargo, la alta radioactividad natural derivada de la presencia de torio y uranio en monacita y xenotima constituye la principal limitación ambiental y de seguridad radiológica para su explotación [57], [58].

### 3.2.5 ETR asociados con el lignito y carbón

El carbón, sus subproductos y las cenizas resultantes de su combustión pueden contener concentraciones significativas de ETR. Hasta hace poco, estos recursos no habían sido ampliamente evaluados ni considerados como posibles fuentes alternativas de ETR. No obstante, la potencial recuperación de estos elementos a partir de carbón y sus derivados representa actualmente un campo de investigación emergente y

prometedor [59]. Estudios recientes han identificado carbones con altos contenidos de ETR, como en el estado de Dakota del Norte (EE.UU.), donde algunas muestras superan las 600 ppm en base a carbón seco y alcanzan hasta 2000 ppm en base a cenizas [60]. Asimismo, se han detectado concentraciones relevantes de tierras raras en los estratos suprayacentes y subyacentes a ciertas vetas de carbón, lo que sugiere una movilización y concentración de ETR asociada a procesos sedimentarios y diagenéticos.

### 3.2.6 Fosforitas que contienen ETR

Se han propuesto las fosforitas marinas como una fuente potencial de ETR [61] [62], consideradas como subproducto de la minería de fosfatos. Las fosforitas, rocas sedimentarias de origen bioquímico que contienen altas cantidades de minerales de fosfato, se enriquecen comúnmente en ETR [63].

La empresa *Green Shift Commodities Ltd.* está desarrollando el proyecto Berlín en Colombia, que consiste en un depósito mineralizado de fosfato, uranio y tierras raras alojado en caliza estratificada [64], [65]. La secuencia sedimentaria que contiene la unidad mineralizada de Berlín es transgresiva, de ambiente continental a marino, y forma parte de una extensa cuenca que se extiende desde Colombia, pasando por Ecuador, hasta Perú. Las lutitas negras de esta secuencia constituyen un importante yacimiento fuente de hidrocarburos en la región. Los recursos de uranio, fosfato, vanadio, níquel, molibdeno, zinc y tierras raras (itrio y neodimio) se concentran en una capa de caliza de 3 m de espesor, situada entre arenisca-lutita arriba y arenisca y conglomerado abajo, y se han definido en el tercio sur de una tendencia mineralizada de 10,5 km [65].

Recursos reportados de [64] son: Indicados: 0,6 Mt @ 0,11 %  $U_2O_3$ , 0,4 %  $V_2O_5$ , 0,2 % Ni, 8,4 %  $P_2O_5$ , 460 ppm  $Y_2O_3$ , 110 ppm  $Nd_2O_3$ , 70,6 ppm Rh; e Inferidos: 8,1 Mt @ 0,11 %  $U_2O_3$ , 0,5 %  $V_2O_5$ , 0,2 % Ni, 9,4 %  $P_2O_5$ , 500 ppm  $Y_2O_3$ , 100 ppm  $Nd_2O_3$ , 7 ppm Rh. Depósitos análogos a Berlín incluyen el depósito de fosfato y uranio de Santa Quiteria, en el noreste de Brasil, y el depósito de *Nolans Bore* en Australia. El factor común en estos depósitos es un contenido de fosfato aproximado del 10 %, acompañado de mineralización asociada de uranio y tierras raras.

### 3.2.7 Lutitas negras orgánicas

Las lutitas negras se definen como rocas sedimentarias cuyo color proviene de partículas finas de materia orgánica (>0,5 %) y pirita finamente diseminada [66], [67], [68]. Se depositan en entornos pobres en oxígeno y actúan como rocas generadoras para la mayoría de los yacimientos de petróleo y gas. Además, estas lutitas suelen albergar yacimientos de sulfuros de baja ley y subeconómicos, y pueden constituir una fuente de

metales básicos y preciosos, incluyendo ETR, Li, U, Mo, Ni, Mn, V, Hg, Sb y W.

Las lutitas negras se han depositado extensamente en todo el mundo de manera intermitente a lo largo de la historia de la Tierra, desde el Arcaico hasta el Holoceno. Eventos particulares durante el Cretácico, a principios del Aptiano y alrededor del límite Cenomaniano-Turonense, ocurrieron en ambientes oceánicos anóxicos, dando lugar al denominado “Evento Anóxico Oceánico”. Las lutitas negras del Cretácico se caracterizan por una deposición episódica y contemporánea en una amplia gama de entornos oceánicos (Figura 13).

Un ejemplo son las lutitas negras de *Alberta* (Canadá), actualmente en desarrollo por la empresa Critical Minerals Americas Inc., descritas como una de las mayores acumulaciones de minerales críticos recuperables del mundo [69]. La mineralización metálica conocida es polimetálica de baja ley e incluye Mo, Ni, U, V, Zn, Cu, Co, Ag y Au, además de ETR, Li y Sc, todos los cuales han demostrado ser recuperables colectivamente mediante biolixiviación en pilas a gran escala.

El noroeste de *Alberta* está dominado por secuencias sedimentarias de la cuenca del oeste de Canadá, superpuestas discordantemente sobre una plataforma precámbrica relativamente estable, con zonas localizadas de reactivación tectónica. El área del proyecto se asienta sobre rocas sedimentarias del Grupo Colorado del Cretácico medio, compuestas principalmente por lutita marina con intercalaciones locales de sedimentos más gruesos. Se han definido tres zonas mineralizadas: dos con un espesor de entre 18 m y 26 m, y una tercera que alcanza hasta 100 m o más, extendiéndose sobre un área de 20 km<sup>2</sup> a 30 km<sup>2</sup>. Algunas leyes típicas son: ETR total 140 ppm – 170 ppm, ETR pesada 19 ppm – 25 ppm, Y 30 ppm – 33 ppm, Li 70 ppm – 76 ppm y Sc 10 ppm – 15 ppm. El proyecto presenta ventajas operativas, ya que las lutitas son planas, poco consolidadas y fáciles de extraer mediante minería a cielo abierto.

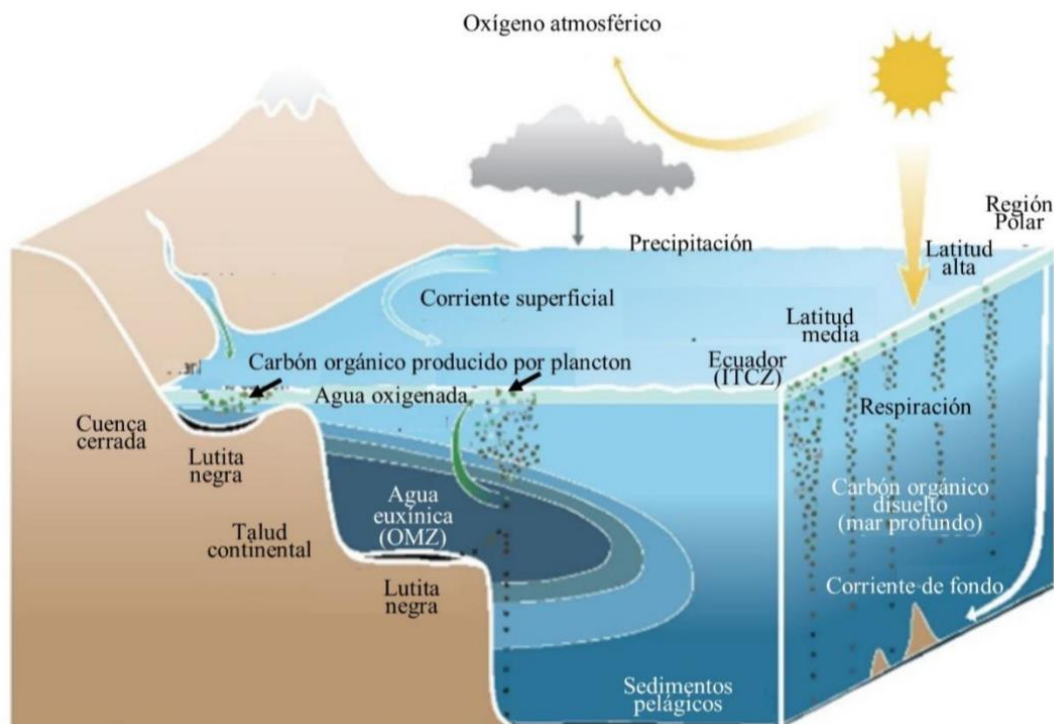
### 3.2.8 Otras fuentes potenciales de ETR

- a. **Salmueras geotérmicas:** Ecuador cuenta con un potencial significativo para el aprovechamiento de energía geotérmica, con prospectos como Chachimbiro, Chalupas y Tufiño-Chiles-Cerro Negro [70]. Además, se han identificado veintidós sitios en el país que merecen reconocimiento y exploración geotérmica. Sin embargo, en el caso de los elementos de tierras raras (ETR), aún no se conoce con certeza si existen concentraciones económicamente viables en las salmueras geotérmicas [71]. Aparentemente, la recuperación de ETR a partir de estas salmueras no resulta rentable con los precios actuales del

mercado. La recuperación de litio en sistemas geotérmicos puede estimarse a partir de concentraciones reconstruidas de hasta  $\sim 13$  mg/L y flujos de salmuera reportados [72], alcanzando producciones desde decenas hasta miles de toneladas anuales de  $\text{Li}_2\text{CO}_3$ , con valor económico variable [73]. No obstante, estas concentraciones son inferiores a los umbrales económicos ( $>200$  mg/L), condicionando su viabilidad a avances tecnológicos [74].

- b. **Sedimentos marinos pelágicos:** Se han identificado depósitos extensos de lodo de aguas profundas con altas concentraciones de tierras raras e itrio (REY) en regiones pelágicas, a profundidades aproximadas de 6 000 m, en los océanos Pacífico e Índico [75]. Como resumen, estos sedimentos de aguas profundas se consideran un recurso potencial para ETR y Sc. En el año 2023 [75] identifican la presencia de

varias capas enriquecidas en REY y Sc ( $\Sigma\text{ETRY}$  total  $>2\,000$  ppm y Sc  $>50$  ppm), con concentraciones máximas de  $\Sigma\text{ETRY}$  total = 4 662 ppm y Sc = 106 ppm. Este enriquecimiento se atribuye principalmente a la acumulación de fosfato de Ca biogénico (dientes y espinas de peces) en un entorno con tasas de sedimentación lentas y al transporte de las placas oceánicas desde la dorsal mesoceánica hacia cuencas profundas alejadas de las fuentes hidrotermales. Los recursos potenciales en el sitio más prometedor del Pacífico Sur se estimaron en  $1,21 \times 10^4$  t/km<sup>2</sup> de óxidos de ETR y 102 t/km<sup>2</sup> de Sc. Se espera que exista un bajo potencial de encontrar sedimentos pelágicos acumulados en el margen continental de Ecuador, dado que los terrenos acrecionados en la Cordillera corresponden a mesetas oceánicas y los sedimentos asociados contienen abundantes componentes volcánicos [75].



**Figura 13.** Entornos de desarrollo de lutitas negras. El transporte de nutrientes mediante la meteorización conlleva un aumento de la productividad primaria marina, columnas de agua anóxicas y el desarrollo de lutitas negras. El azul claro indica una mayor concentración de oxígeno disuelto, mientras que el azul oscuro indica un nivel de oxígeno más bajo [68].

#### 4. EXPLORACIÓN DE ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS

Las concentraciones económicamente viables de ETR se asocian a diversos ambientes geológicos, incluyendo carbonatitas, intrusiones alcalinas, pegmatitas y granitos tipo S; por ello, la exploración debe abordarse de manera jerárquica. A escala regional o país, el primer paso consiste en la integración de cartografía geológica, geoquímica de sedimentos y datos geofísicos para generar mapas de prospectividad que permitan delimitar zonas favorables. Posteriormente, a escala de proyecto, se aplican estudios más detallados orientados a validar anomalías y caracterizar los sistemas mineralizados [5]. En este contexto, la interpretación de imágenes satelitales constituye una herramienta complementaria para identificar patrones estructurales o morfológicos, los cuales deben ser evaluados en conjunto con otros datos, dado que no son exclusivos de ambientes portadores de ETR.

La prospección geoquímica constituye una herramienta eficaz, dado que la mayoría de los minerales de ETR son pesados y resistentes. Los levantamientos geoquímicos regionales de sedimentos fluviales o lacustres pueden identificar minerales indicadores resistentes, como la monacita. Entre los principales minerales indicadores de carbonatitas y depósitos relacionados se incluyen: el supergrupo pirocloro, la serie columbita-tantalita, fluorocarbonatos que contienen ETR (por ejemplo, bastnasita y sinquitita), monacita y, potencialmente, minerales del grupo de la crandalita (por ejemplo, la serie de soluciones sólidas florencita-goyazita-crandalita) y rutilo con Nb [63]. Otros posibles minerales indicadores de carbonatitas, así como de pegmatitas, granitos aluminosos e intrusiones peralcalinas incluyen: sulfatos de Ba-Sr (serie barita-celestina), minerales de piroxeno de Na (comúnmente aegirina), anfíboles de Na y K (por ejemplo, arfvedsonita y richterita), baddeleyita, fluorita, granate Ti-Zr, magnetita, apatita y circón. El análisis geoquímico estándar también puede identificar elementos comúnmente asociados con la mineralización de ETR, como Rb, Sr, Ba, Nb, P, Y, V, U y Th.

Asimismo, se pueden emplear levantamientos aerotransportados magnéticos, radiométricos y gravimétricos para delimitar las rocas huésped. Las carbonatitas se caracterizan típicamente por máximos magnéticos anómalos casi circulares adyacentes a mínimos magnéticos anómalos [76]. Debido a que muchos complejos de carbonatita están rodeados por rocas alcalinas máficas, a menudo se observan como “ojos de buey” magnéticos combinados con anomalías de gravedad bajas, rodeadas por áreas de gravedad elevada [77]. Las rocas alcalinas se caracterizan frecuentemente por anomalías magnéticas negativas. El uso de levantamientos LIDAR, (detección y medición de distancias mediante luz), realizados desde

avión o dron ha aumentado en los últimos años. El LIDAR proporciona un mapeo altamente preciso y detallado de las características del terreno a través de la vegetación. El valor de las imágenes reside en su capacidad para mejorar la interpretación estructural de contactos litológicos, zonas de cizallamiento, fallas, lineamientos, topografía kárstica, etc, especialmente al combinarse con otros datos geofísicos [78], [76], [79].

Si los levantamientos regionales resultan exitosos, el siguiente paso incluye levantamiento geológico a detalle, muestreo de suelo y litogeoquímica, junto con levantamientos radiométricos y magnéticos de detalle para definir blancos de perforación.

Los instrumentos portátiles de fluorescencia de rayos X (XRF), como el analizador Thermo Scientific Niton y equipos equivalentes, constituyen herramientas indispensables para el análisis de series de ETR ligeras, incluyendo La, Ce, Pr y Nd.

#### 5. POTENCIAL EN ECUADOR

Una de las pocas investigaciones sobre ETR en Ecuador fue realizada por el Servicio Geológico Británico, reflejada en su memoria 11 sobre los Cinturones Metamórficos del país, donde se indica que los primeros indicios de ETR fueron reportados en 1972, incluyendo la posible presencia de torianita en sedimentos de arroyos con minerales pesados en el Río Verde, cerca de Baños [80]; y, mediante análisis de Fluorescencia de Rayos X (XRF) en concentrados de minerales pesados de la región del río Isimanchi, en el sur de Ecuador, se identificaron concentraciones importantes de elementos como cesio, torio, itrio y rubidio, posiblemente asociados con el intrusivo de Portachuela. Dado su carácter calcoalcalino, este cuerpo se vincula a sistemas magmáticos de arco, donde los ETR suelen concentrarse en minerales accesorios como monacita, allanita o xenotima, o en fases hidrotermales tardías [81].

En la Cordillera Real se han registrado concentraciones de itrio de hasta 64 ppm y de lantano de 54 ppm en sedimentos, valores que se sitúan en el rango del fondo geoquímico superior o ligeramente por encima del promedio cortical. En contraste, en el sector de El Oro, el lantano alcanza valores máximos de hasta 432 ppm, lo que representa una anomalía significativa respecto al background regional y sugiere una fuente enriquecida en ETR. No obstante, estas concentraciones evidencian la posible presencia de minerales portadores de ETR, como monacita, potencialmente derivados de los granitoides de Moromoro en el Bloque Amotape-Tahuín [81]. Estos resultados destacan la necesidad de estudios adicionales para determinar la naturaleza, concentración y continuidad de las fuentes primarias.

El análisis de rocas graníticas en diversas zonas de Ecuador ha revelado concentraciones de ETR y actínidos, incluyendo cerio (Ce) con 105 ppm, itrio (Y)

con 62 ppm y torio (Th) con 30 ppm, estas concentraciones sugieren la presencia de minerales portadores de ETR. Estos resultados permiten reconocer ambientes favorables que requieren estudios más detallados en áreas de la Cordillera Real. La fase diorítica del Complejo Máfico-Ultramáfico de Tampanchi muestra concentraciones de lantano de 44 ppm y valores elevados de Ce y Th. Asimismo, se registró un valor de 38 ppm de Th en una veta polimetálica mineralizada de la zona de prospección de El Placer, cerca de Alao, y 30 ppm de Th en una roca skarn de Sara Urcu [81].

El análisis integrado de las bases de datos del Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE) evidencia concentraciones anómalas de ETR en Ecuador respecto a los valores promedio de la corteza continental (Y = 21 ppm, La = 31 ppm, Ce = 63 ppm, Sc = 21,9 ppm) [82], [83] (Figura 14). El itrio (Y) alcanza valores de 21,00 ppm a 96,54 ppm, con máximos localizados en la provincia de Loja y en sectores del centro y sur de la Cordillera Occidental, lo que sugiere un control litológico asociado a intrusivos y rocas volcánicas diferenciadas (Figura 14A). El lantano (La), con rangos de 31,20 ppm a 432 ppm, presenta sus mayores concentraciones en el Bloque Amotape-Tahuín (BAT) y en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, posiblemente vinculadas a intrusivos metaluminosos de afinidad calcoalcalina, donde los elementos de tierras raras livianas se concentran durante procesos de diferenciación magmática en minerales accesorios como allanita, titanita y apatito. Adicionalmente, procesos hidrotermales tardíos podrían haber contribuido a la redistribución local de estos elementos (Figura 14B). El escandio (Sc) registra valores entre 21,91 ppm y 78 ppm, concentrándose en el noreste, particularmente en las estribaciones de la Cordillera Occidental, reflejando su afinidad por litologías máficas y ultramáficas (Figura 14C). El cerio (Ce) muestra las concentraciones más elevadas del conjunto, entre 63,05 ppm y 762,36 ppm, destacando al sur de la Cordillera Real y en áreas próximas al límite con Perú, estas anomalías podrían estar asociadas a sistemas magmático-hidrotermales vinculados a intrusivos calcoalcalinos, donde el Ce se concentra en minerales accesorios como monacita y allanita, y podrían corresponder a depósitos tipo skarn o sistemas relacionados a intrusivos (Figura 14D).

Los patrones espaciales observados evidencian un control geológico y tectónico vinculado a dichas litologías, así como, a procesos de meteorización y transporte fluvial, que favorecen la concentración de ETR en depósitos aluviales y coluviales. Esta información constituye un insumo fundamental para orientar futuras campañas de prospección a escalas de semidetalle y detalle, permitiendo la determinación de indicios anómicos de ETR en Ecuador.

En Ecuador, las investigaciones sobre los principales tipos de rocas primarias asociadas con ETR, como carbonatitas y rocas intrusivas de tendencia alcalina a peralcalina, son aún limitadas. De igual manera, los estudios sobre posibles recursos derivados de depósitos minerales secundarios, como lateritas de níquel o bauxitas, han sido escasos. No obstante, existen zonas del país con condiciones geológicas favorables para el desarrollo de este tipo de hospedadores, en este contexto, al noreste de Indanza, el intrusivo de Naiza de composición cuarzomonzonítica presenta datos geoquímicos de elementos mayores con una afinidad alcalina a calcoalcalina alta en K y un carácter metaluminoso. Asimismo, los patrones de ETR evidencian un enriquecimiento de los elementos de ETRL respecto a los pesados ETRP, lo que sugiere un potencial interés como fuente primaria de estos elementos [84].

### 5.1 Carbonatitas y rocas alcalinas

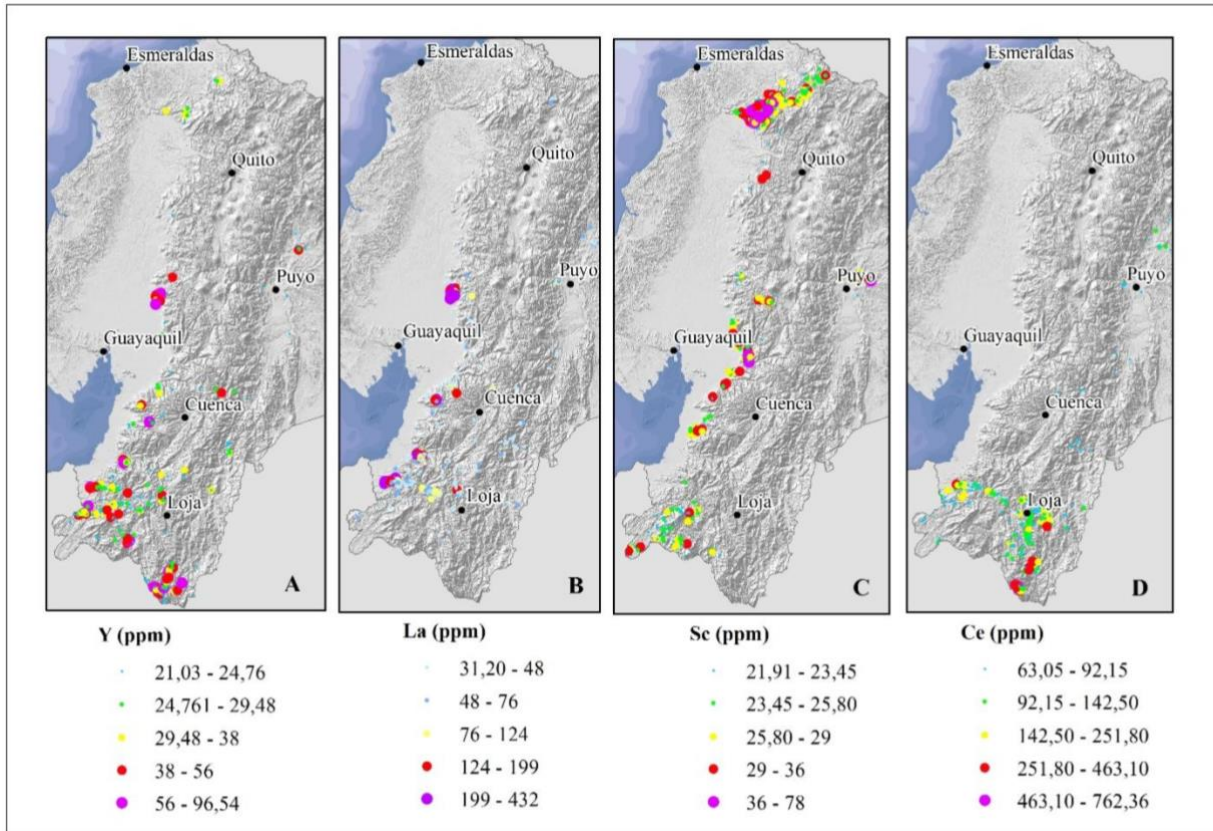
En 1913 se identificó por primera vez un cinturón Jurásico superior–Cretácico inferior, constituido por rocas ígneas alcalinas, que se extiende a lo largo del borde oriental de la Cordillera desde Alaska y Columbia Británica hacia el sur, hasta Nuevo México, Texas y el este de México. Estas rocas contienen cantidades relativamente elevadas de materias primas críticas, como oro, flúor, circonio, elementos de tierras raras (ETR), telurio, galio y otros elementos estratégicos [85]. Se observa que existe una relación análoga en los Andes de América del Sur. Por ejemplo, en la Cordillera Oriental del centro de Perú se encuentran concentraciones significativas de ETR asociadas con batolitos y stocks, vinculados a depósitos de U-Th [86], [87].

En Ecuador, las rocas alcalinas se distribuyen principalmente en las estribaciones subandinas y en el sector occidental de la cuenca Oriente. Se han descrito pequeños volúmenes de magmas basálticos alcalinos intercalados el relleno sedimentario cretácico [88]. El magmatismo se desarrolló durante la deposición de una serie sedimentaria mesozoica que se depositó dentro de condiciones marinas someras relativamente estables, correspondientes a las formaciones Aptiano a Campaniano, Hollín y Napo.

Los datos de sismica de reflexión evidencian que las principales estructuras extensionales precretácicas controlan en gran medida la ubicación y ocurrencia de estos centros eruptivos alcalinos, particularmente a lo largo de fallas normales profundas con orientación NNE, que bordean fosas y semifosas del Triásico–Jurásico. Algunas de estas fallas normales se reactivaron como estructuras transpresivas de desgarre lateral derecho, vinculadas a una importante inversión tectónica. La evidencia sísmica de deformación sinsedimentaria compresiva sugiere que este evento tectónico regional ocurrió desde el Turoniano hasta el Maastrichtiano en la cuenca Oriente

Por otro lado, en el cuaternario las lavas del volcán Sumaco se caracterizan por pertenecer a la serie fonolítica (alcalina) [89]. Análisis determinaron que las lavas de Sumaco son inusuales entre los volcanes de tras arco, ya que pertenecen a la serie fonolítica, a diferencia de las lavas de la serie traquita, típicas de entornos continentales de tras arco.

Las investigaciones anteriores también han observado la naturaleza anómala de las lavas de Sumaco [90], proponen que la subducción de la Cordillera de Carnegie desempeña un papel fundamental en la generación de estas composiciones, al inducir el metasomatismo del manto suprasubductivo y favorecer la formación de magmas enriquecidos en Nb bajo condiciones específicas de fusión parcial.



**Figura 14.** Anomalías de geoquímica de sedimentos ETR (Y, La, Se y CE), los valores han sido tomados sobre el promedio de corteza continental ETR [82], [83], [91]. La identificación de anomalías se realizó mediante la clasificación estadística *Natural Breaks* (Jenks), la cual permite definir umbrales de agrupamiento basados en la distribución interna de los datos, resaltando concentraciones relativamente enriquecidas o empobrecidas dentro del conjunto analizado.

**5.2 Lateritas, bauxitas y posiblemente arcillas adsorbentes iónicas (IAD)**

Estos depósitos están relacionados con procesos supergénicos desarrollados bajo intensa meteorización, típicamente en ambientes tropicales húmedos, relacionados rocas primarias con afinidad de ETR. La zona costera y la región Subandina de Ecuador presentan condiciones climáticas cálidas y húmedas, así como una geomorfología favorable, mesetas planas o con desniveles, colinas en forma de domo y cuevas alargadas que podrían permitir el desarrollo de lateritas, bauxitas, y potencialmente mineralización de ETR.

Los posibles hospedadores de depósitos de tierras raras en bauxita kárstica incluyen la Formación Napo del Cretácico, mejor expuesta en el levantamiento Napo, y las formaciones Santiago del Jurásico Inferior en el levantamiento Cutucú. La caliza Napo se encuentra presente al sur de Puyo, pero se adelgaza y desaparece hacia el sur. En cambio, la Formación Santiago, con mayor exposición en el cañón del río Santiago, consta de más de 1000 m de calizas gris oscuro con intercalaciones ocasionales y delgadas de lutitas y areniscas [92]. Esta formación se extiende hacia el sur, más allá de la frontera con Perú, y suele albergar sistemas de cuevas kársticas extensos, incluyendo la famosa Cueva de los Tayos.

Actualmente no se conocen depósitos de IAD en ninguna parte de la Cordillera, pero las condiciones climáticas y topográficas en el complejo metamórfico El Oro, dentro del terreno Amotape-Tahuín al suroeste de Ecuador, son favorables para su desarrollo. Además, la presencia de posibles rocas generadoras, como los granitoides de Moromoro y el plutón Marcabeli, parece indicar características fértiles (ver sección 5.8). La Formación Napo fue señalada por [81] como una posible fuente de anomalías de lantano en sedimentos fluviales.

### 5.3 Placeres

Los estudios mineralógicos sobre minerales pesados encontrados en depósitos de placer en Ecuador son limitados y, aparte del oro, se han identificado escasos depósitos de hierro y titanio [93].

El proyecto Tola Norte de la Empresa Nacional Minera (ENAMI EP) y el indicio Playas Negras de Mompiche son ejemplos de placeres costeros en Ecuador. En [94] se indica que los minerales detríticos provienen de dos fuentes principales: una composición básica representada por la Formación Piñón y una composición ácida derivada de intrusivos de granodiorita y cuarzo diorita ubicados al noroeste de la Cordillera Occidental, aunque la contribución de este último es posiblemente menor.

Estudios realizados por [95], en Perú, han identificado la presencia de ETR en sedimentos fluviales del río Santiago, en la región amazónica cercana a la frontera con Ecuador, considerado como una zona prospectiva para la concentración de minerales pesados. Este sistema fluvial, uno de los principales drenajes de la cuenca amazónica, tiene su origen en la Cordillera Oriental del Ecuador, lo que favorece el transporte y la acumulación de fases minerales portadoras de ETR, como monacita, circón y apatito, en depósitos aluviales; en el caso del río Santiago, aún se requiere mayor caracterización geoquímica y mineralógica para evaluar su potencial económico.

La posible fuente de ETR en placeres amazónicos podría estar asociada a pegmatitas [96], los cuales podrían estar relacionados al granito Tres Lagunas, el mismo presenta valores anómalos de cerio reportados en [97]. En este contexto, los sistemas de drenaje que se originan en la Cordillera Real, particularmente aquellos que desembocan hacia la zona Subandina y el mega abanico aluvial Plio-Pleistoceno del Pastaza, podrían desempeñar un papel clave en el transporte, dispersión y concentración secundaria de minerales pesados portadores de ETR en ambientes tipo placer [98], [99].

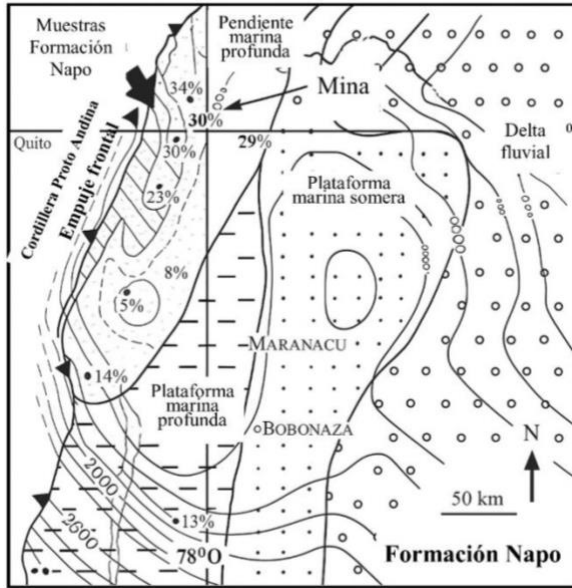
Los ríos que erosionan el bloque Amotape-Tahuín también podrían presentar algún potencial. Según [57], se han identificado monacitas, zircones y apatitas en el río Chira, en el norte de Perú, cuyas cuencas tributarias

se originan en Ecuador. Asimismo, se han encontrado altos valores de lantano en varias quebradas del bloque, como reporta [72].

### 5.4 Fosforitas

Según [100], las fosforitas de la Formación Napo (Cretácico Tardío, cuenca Oriente, Ecuador) han mostrado concentraciones de ETR y U; sin embargo, no se ha demostrado su viabilidad económica. Los análisis geoquímicos reportan contenidos de uranio entre ~20 mg/kg y 182 mg/kg y concentraciones de ETR como La (20 mg/kg–116 mg/kg), Ce (38 mg/kg–160 mg/kg) y Nd (17 mg/kg–73 mg/kg), evidenciando valores de fosfatos en sedimentos marinos típicos. Estas fosforitas se depositaron en el margen de una plataforma marina estable durante el evento anóxico oceánico (OAE) del Cretácico Superior, en la transición entre las calizas bioclásticas y las facies de lutitas ricas en materia orgánica [101]. Los fosfatos disueltos liberados por la descomposición bacteriana de la materia orgánica precipitaron como apatita, formando fluoroapatita peloidal alrededor de núcleos tales como granos minerales y fragmentos fósiles. La Formación Napo aflora de manera continua a lo largo de la región Subandina, entre los ríos Cofanes-Aguarico al norte y Quijos al sur, abarcando una extensión aproximada de 150 km a 200 km en dirección N-S y una superficie estimada de 800 km<sup>2</sup> en la provincia de Napo (Figura 15).

Se han realizado exploraciones avanzadas de roca fosfórica en la concesión minera El Reventador, ubicada en la provincia de Sucumbios, en el noreste de Ecuador. Los recursos inferidos por [101], con base en 22 sondeos exploratorios, se estiman entre 33,94 MT y 35,48 MT (millones de toneladas) de roca fosfórica, distribuidas en tres capas de hasta 5 m de espesor y con una ley promedio de 4,2 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, bajo una sobrecarga de 85 m a 90 m de potencia. El análisis mediante fluorescencia de rayos X (XRF) de los fosfatos de la Formación Napo, realizado por [101], determinó que los contenidos de ETR y uranio son típicos de los fosfatos marinos. Los valores obtenidos en tres capas de fosfato (ppm) son los siguientes: La (49–88), Y (84–159), Nd (33–51), Ce (22–186) y U (41–111). Los valores elevados de lantano (La) en los fosfatos de la Formación Napo pueden explicarse a partir de lo propuesto por [102], quienes indican que los ETR incluido el La se incorporan directamente en la estructura de la francolita sustituyendo al Ca durante la formación temprana del fosfato marino.



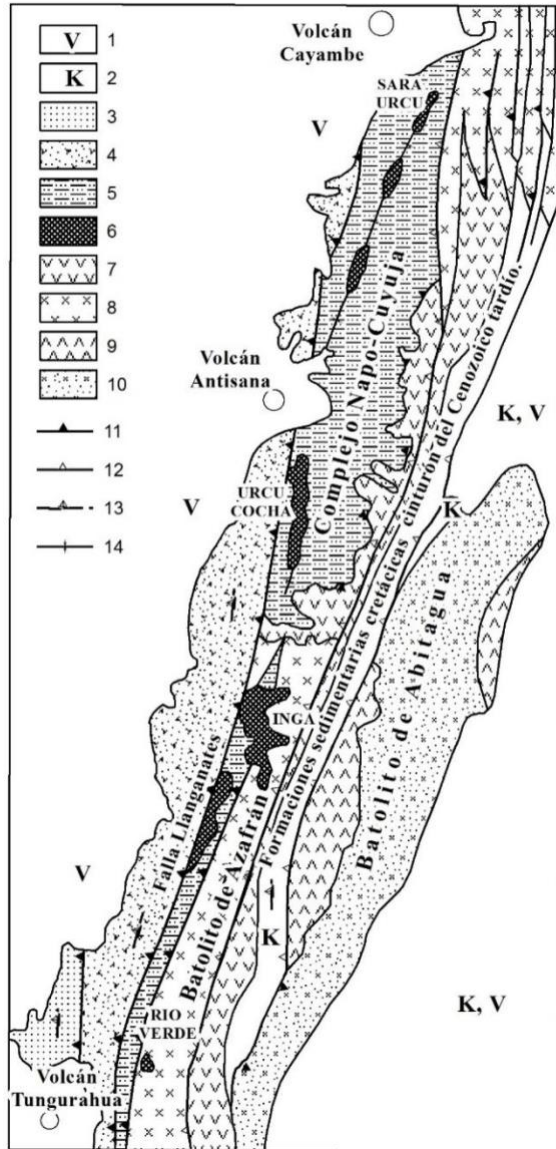
**Figura 15.** Isópacas (en pies), afloramientos y distribución general de facies para toda la Formación Napo. Los puntos muestran las exposiciones de fosfato de Napo con el contenido máximo de fosfato en porcentaje y ubicación del prospecto estudiado. Tomado de [101].

**5.5 Skarn**

El distrito de skarn aurífero de Nambija constituye uno de los principales centros de producción de oro en el Ecuador. A lo largo de un corredor con orientación norte-sur de aproximadamente 20 km, se distribuyen múltiples cuerpos de skarn aurífero alojados en una lente alargada de rocas volcano-sedimentarias pertenecientes a la Unidad Piuntza del Triásico, que actúa como techo colgante dentro del batolito de Zamora [103]. El skarn de la etapa prógrada está conformado principalmente por granate grandítico, con cantidades subordinadas de piroxeno y epidota, los cuales reemplazan preferentemente las rocas volcanoclásticas. Estos skarns se encuentran espacial y temporalmente asociados con intrusiones porfídicas granodioríticas y cuarzdioríticas del cinturón porfídico de Panguí (Jurásico). El oro constituye el principal mineral de interés económico; sin embargo, se han reconocido asociaciones con pórfidos Cu-Au y Cu-Mo, lo que sugiere un contexto metalogénico complejo.

Un estudio geoquímico multielemental, que incluyó 150 muestras de skarn del distrito de Nambija y 78 muestras correspondientes a mineralizaciones epitermales de tipo intermedio en el distrito Portovelo-Zaruma, permitió determinar concentraciones máximas para los elementos de tierras raras (en ppm): Ce 22, Er 1.6, Gd 2.4, Lu 0.13, Nd 10.8 y Y 11.3. Estos valores son similares o inferiores a las concentraciones promedio de la corteza continental, tanto en Nambija como en Portovelo-Zaruma [104] lo que indica un bajo potencial de enriquecimiento en ETR en estos sistemas.

En contraste, los skarns del norte de la Cordillera son alóctonos, formados durante la acreción y colisión Peltetec [105]. En esta zona, el batolito deformado de Azafrán constituye la base estructural de una cadena de klippen compuesta por skarns de magnetita cálcica, derivados de una secuencia volcano-sedimentaria de arco insular (Figura 16).



**Figura 16.** Contexto geológico de los campos de skarn del norte de la Cordillera Real [105]:

1. Rocas volcánicas del Cenozoico superior;
2. Formaciones sedimentarias del Cretácico;
3. Cinturón de rocas verdes (greenstone belt) de Alao del Jurásico;
4. Granitos tipo S y esquistos y paragneises de la envolvente de la división Loja (Triásico superior o más antiguos);
5. Esquistos de la división Salado del Jurásico;
6. Campos de skarn (Jurásico), todos menos dos con nombre;
7. Rocas verdes (greenstones) de la división Salado del Jurásico;
8. División Salado, fase plutónica Azafrán del Jurásico;
9. Rocas volcánicas de la división Zamora del Jurásico;
10. Fase plutónica de la división Zamora del Jurásico;
11. Cabalgamiento (Jurásico tardío);
12. Cabalgamiento (Cenozoico tardío);
13. Esquistocidad empinada;

#### 14. Traza del sinforme de Urcucocha.

El proceso de skarnificación afectó una amplia variedad de rocas sedimentarias y volcanogénicas metamorfoseadas, así como, intrusivos dioríticos de alto nivel no deformados. Los campos de skarn, que se extienden a lo largo de aproximadamente 150 km y presentan un espesor medio de 200 m, muestran contactos tectónicos y contienen intercalaciones deformadas de otras rocas metamorfoseadas regionalmente, donde son comunes los pliegues recumbentes. Las litologías precursoras comprenden esquistos grafiticos, pelíticos y semipelíticos, además de mármoles, esquistos feldespáticos de probable composición dacítica y anfíbolitas.

Pese a su relevancia metalogenética, la información disponible sobre la geoquímica de los skarns es aún limitada, lo que resalta la necesidad de investigaciones adicionales orientadas a comprender los procesos de alteración, las asociaciones mineralógicas y la evolución hidrotermal de estos sistemas.

#### 5.6 Cuencas intramontañosas: Carbón y evaporitas

De manera análoga a los depósitos de Dakota del Norte (EE.UU.), que presentan altas concentraciones de ETR asociados a carbón, en algunos sectores del sur del Ecuador podrían desarrollarse investigaciones similares, especialmente en áreas con carbones de rango sub-bituminoso y lignito. Estos carbones se encuentran en pequeñas cuencas intramontañosas andinas [106]. La cuenca Cañar–Azuay, la más extensa de este tipo en el país, posee dimensiones aproximadas de 20 km por 100 km. La mayoría de los mantos de carbón aflorantes son lenticulares, presentan inmersión pronunciada y se encuentran truncados por fallas. El potencial es limitado y condicionado debido a los bajos espesores predominantes (0.6 m – 1.1 m) y a la discontinuidad lateral causada por la tectónica, lo que reduce la continuidad de los mantos y la confiabilidad del recurso. Aunque existen espesores locales mayores (hasta 5m), su carácter puntual restringe el potencial a zonas específicas. Con base en la evidencia obtenida durante el mapeo geológico de 1978, se propuso la hipótesis de que las porciones planas y estructuralmente poco perturbadas de la cuenca Cañar–Azuay podrían contener capas de carbón continuas, no afectadas por fallamiento, con extensión lateral significativa [107].

#### 5.7 Pegmatitas

La identificación de granitos fértiles constituye una herramienta clave en la exploración de pegmatitas del tipo NYF (niobio–itrio–flúor) y LCT (litio–cesio–tantalio) asociadas con ETR, ya que su reconocimiento puede reducir significativamente el área de búsqueda [108]. Entre los posibles candidatos a granitoides

fértiles se incluyen los intrusivos del Complejo Metamórfico El Oro, ubicado en el terreno Amotape, al suroeste del Ecuador, en la provincia de El Oro. Este complejo ha sido interpretado como un macizo compuesto, conformado por terrenos yuxtapuestos de afinidad continental y oceánica [109].

La Unidad La Florida, cuya localidad tipo se encuentra en el poblado homónimo, está conformada principalmente por una granodiorita porfídica, de textura masiva a gneísica y grano medio a grueso [110]. Se reconocen dos facies: una normal y otra turmalínica. Los cristales son generalmente gruesos, con megacristales de feldespato de hasta 8 cm y se observan además cristales tabulares grandes de turmalina [111], [81]. El programa de muestreo de sedimentos fluviales realizado en el Complejo Metamórfico El Oro, basado en el análisis de 172 muestras multielementales, permitió identificar la presencia de anomalías geoquímicas en elementos de tierras raras, particularmente La e Y. Estos elementos son reportados dentro del conjunto analítico del estudio y su distribución espacial sugiere un control litológico, posiblemente vinculado a las unidades granitoides del Complejo Moromoro, caracterizadas por su naturaleza evolucionada y afinidad S-type. La ocurrencia de La e Y en sedimentos fluviales refleja la movilización y concentración de elementos incompatibles derivados de fuentes félsicas, lo que es consistente con la presencia de fases accesorias portadoras de REE en los granitoides y migmatitas del complejo. En este contexto, las anomalías de La e Y constituyen un indicador indirecto de enriquecimiento en tierras raras en el área, asociado a procesos de diferenciación magmática y reciclaje cortical documentados en el Complejo Moromoro [112].

Se ha identificado la presencia de cristales de topacio en láminas delgadas de rocas provenientes del Granito de Marcabellí, en la ribera sur del río Puyango, así como, en el Plutón El Prado, en la quebrada Usulaca. Esta mineralogía sugiere la existencia de granitoides ricos en flúor y, por tanto, potencialmente fértiles. Análisis de minerales pesados en sedimentos de los ríos Sangurima y Cuyes también confirmaron la presencia de topacio, apoyando esta interpretación [113]. En el noroeste del Perú, se han identificado intrusiones peralcalinas en los cerros de Amotape, que constituyen la extensión del complejo dentro del terreno Amotape–Tahuín [114], [95]. Además, se ha documentado la presencia de monacita, circón y apatita en los placeres del río Chira, lo que sugiere un contexto geológico análogo y de potencial metalogenético similar. Durante 2024, el Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE) desarrolló un estudio de prospección orientado a identificar ocurrencias de litio (Li) y ETR en la zona de Tahuín, al sur del Ecuador. Se recolectaron 75 muestras de roca correspondientes a

cuerpos intrusivos tipo S y diques pegmatíticos, las cuales fueron analizadas mediante geoquímica multielemental. Los resultados evidencian concentraciones moderadas a bajas de ETR, con un patrón geoquímico fraccionado. Las tierras raras ligeras (ETRL) presentan valores promedio de La = 22.74 ppm, Ce = 40.58 ppm, Pr = 5.95 ppm y Nd = 19.56 ppm, mostrando un ligero enriquecimiento relativo en lantano respecto a los valores promedio de la corteza continental respecto a [91]. En el grupo de tierras raras pesadas (ETRP) se registraron concentraciones de Sm = 3.98 ppm, Eu = 0.84 ppm, Gd = 3.62 ppm, Tb = 0.57 ppm, Dy = 3.62 ppm, Ho = 0.77 ppm, Er = 2.18 ppm, Tm = 0.34 ppm, Yb = 2.19 ppm y Lu = 0.31 ppm, evidenciando un leve enriquecimiento de los elementos más pesados respecto a las líneas de referencia [82], [91].

El patrón geoquímico obtenido refleja un fraccionamiento marcado entre ETRL y ETRP, característico de rocas graníticas evolucionadas

asociadas a procesos de diferenciación magmática avanzada (Figura 17). Este comportamiento sugiere una evolución magmática prolongada, en la cual, la cristalización fraccionada de plagioclasa y biotita, junto con la ausencia de fases retentivas de ETRP (como el granate), habría favorecido el enriquecimiento progresivo de los elementos pesados en el fundido residual [115]. Adicionalmente, se han reportado pegmatitas asociadas a la Unidad Tres Lagunas, un cuerpo intrusivo granítico a granodiorítico de amplia extensión a lo largo de la Cordillera Real [81], [112]. En particular, se destaca la faja de pegmatitas Monte Olivo [96], con una posible extensión de 20 km a 30 km en la provincia de Sucumbíos. Estas pegmatitas y aplitas contienen turmalina, zoisita, rutilo, moscovita de grano grueso, feldespato potásico de hasta 10 cm, y localmente cristales finos de granate, lo que confirma su naturaleza altamente diferenciada y potencialmente fértil para la formación de concentraciones de ETR y elementos críticos.

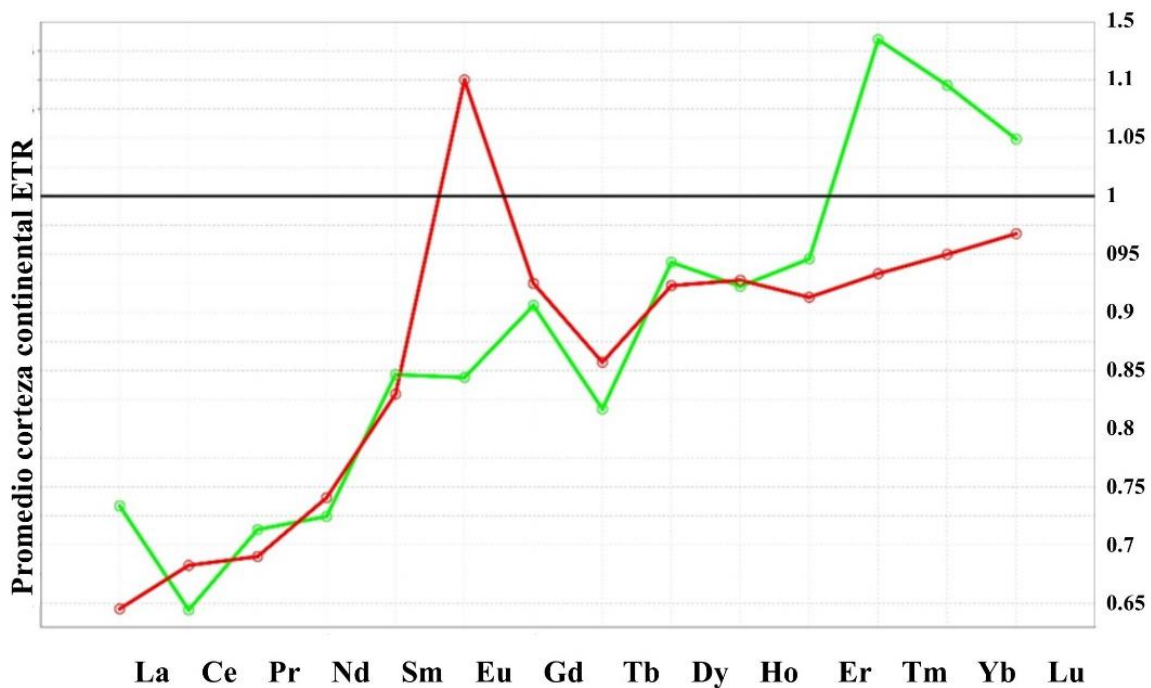


Figura 17. Diagrama de normalización tipo Spider, Promedio de corteza continental ETR [91]; comparación entre: rojo (Promedio de REE en corteza continental reportado en [82]) y verde (Promedio de 75 muestras de roca ETR reportadas en Tahuín).

## 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 6.1 Conclusiones

Los resultados obtenidos indican que Ecuador presenta ambientes geológicos favorables para la exploración de ETR, tanto en depósitos primarios como secundarios. Entre los contextos más prospectivos se incluyen carbonatitas, rocas ígneas alcalinas y pegmatitas (tipos

NYF y LCT), así como, depósitos secundarios como lateritas, arcillas de adsorción iónica (IAD) y placeres. No obstante, la información disponible actualmente no evidencia un potencial significativo, por lo que se requieren estudios adicionales de mayor detalle para evaluar la prospectividad de estos sistemas (Figura 18).

A pesar de que estas asociaciones aún no han sido completamente identificadas o caracterizadas en el país, los datos disponibles permiten reconocer ambientes geológicos favorables en la Cordillera Real y la zona Subandina, regiones donde la limitada accesibilidad y la densa cobertura vegetal han restringido la obtención de información geológica detallada.

La zona Subandina de la cordillera Oriental podría presentar condiciones litológicas y estructurales similares a aquellas en las que se desarrollan complejos alcalinos y carbonatíficos en otras regiones del mundo, como América del Norte, lo que la convierte en un sector prioritario para la búsqueda de estos sistemas. Asimismo, los depósitos lateríticos asociados a bauxitas pueden favorecer la concentración de ETR mediante meteorización profunda en relieves suavemente ondulados; no obstante, este enriquecimiento depende de la presencia previa de rocas primarias con contenidos elevados de estos elementos.

El karst ecuatoriano, desarrollado principalmente en calizas cretácicas del oriente andino (Napo, Pastaza y Morona Santiago), constituye un entorno de interés metalogenético; sin embargo, la posible formación de depósitos tipo karst-bauxita no depende únicamente de la presencia de calizas, sino también, de condiciones geomorfológicas, climáticas e hidrogeológicas favorables que deben ser evaluadas.

Por otro lado, las rocas intrusivas del Complejo Metamórfico El Oro, en el terreno Amotape, reúnen condiciones geológicas favorables para actuar como rocas fuente de ETR y hospedar pegmatitas tipo LCT y NYF, así como, depósitos secundarios tipo IAD. Esta potencialidad se sustenta en la presencia de minerales accesorios como turmalina, granate, zircón, apatita y topacio, junto con anomalías geoquímicas puntuales en escandio, lantano e itrio en drenajes locales. No obstante, los datos disponibles no evidencian un potencial significativo, por lo que se requieren estudios más detallados para confirmar estas asociaciones.

## 6.2 Recomendaciones

Con el fin de ampliar el conocimiento geológico y metalogenético del Ecuador y fortalecer la búsqueda de nuevos recursos estratégicos, se recomienda implementar las siguientes líneas de investigación y exploración:

Se recomienda que la delimitación de áreas prospectivas para ETR en la zona Subandina se realice a partir de un análisis regional que integre el contexto geodinámico, junto con la información geoquímica y geofísica disponible. En este sentido, los datos de teledetección y geofísica pueden utilizarse como apoyo para reconocer patrones estructurales y asociaciones litológicas de interés, priorizando evaluaciones

sistemáticas del potencial mineral y evitando niveles de detalle que corresponden a etapas posteriores de exploración.

Se sugiere orientar la búsqueda de posibles concentraciones lateríticas e IAD a partir de una lectura integral del paisaje, donde la morfología del relieve y su evolución jueguen un papel clave en la identificación de zonas con mayor grado de meteorización. Bajo este enfoque, la información derivada de modelos digitales del terreno puede servir para reconocer áreas con condiciones favorables, particularmente en el antearco costero y el cinturón Subandino, manteniendo el análisis en una escala regional acorde con el alcance del estudio.

Investigar las zonas karstificadas en las formaciones Santiago y Napo, dada su similitud con los entornos geológicos que hospedan bauxitas con enriquecimiento en ETR. Estas áreas podrían representar objetivos estratégicos para estudios de exploración avanzada.

Dar seguimiento a las anomalías geoquímicas de ETR identificadas por el Instituto de Investigación Geológica y Energética (IIGE) en drenajes asociados a los granitoides del plutón Abitagua y en los campos de skarn de la Cordillera Real. Se recomienda, además, revisar muestras históricas de campañas previas almacenadas en las bodegas del IIGE, con el fin de efectuar análisis geoquímicos actualizados.

Ejecutar programas de muestreo de minerales pesados en sedimentos cuaternarios y terrazas aluviales de los ríos Pastaza y Napo, los cuales atraviesan y retrabajan los depósitos del megaabánico Napo–Pastaza (Plio–Pleistoceno). Estas áreas podrían concentrar minerales portadores de ETR, tantalio, niobio y zircón.

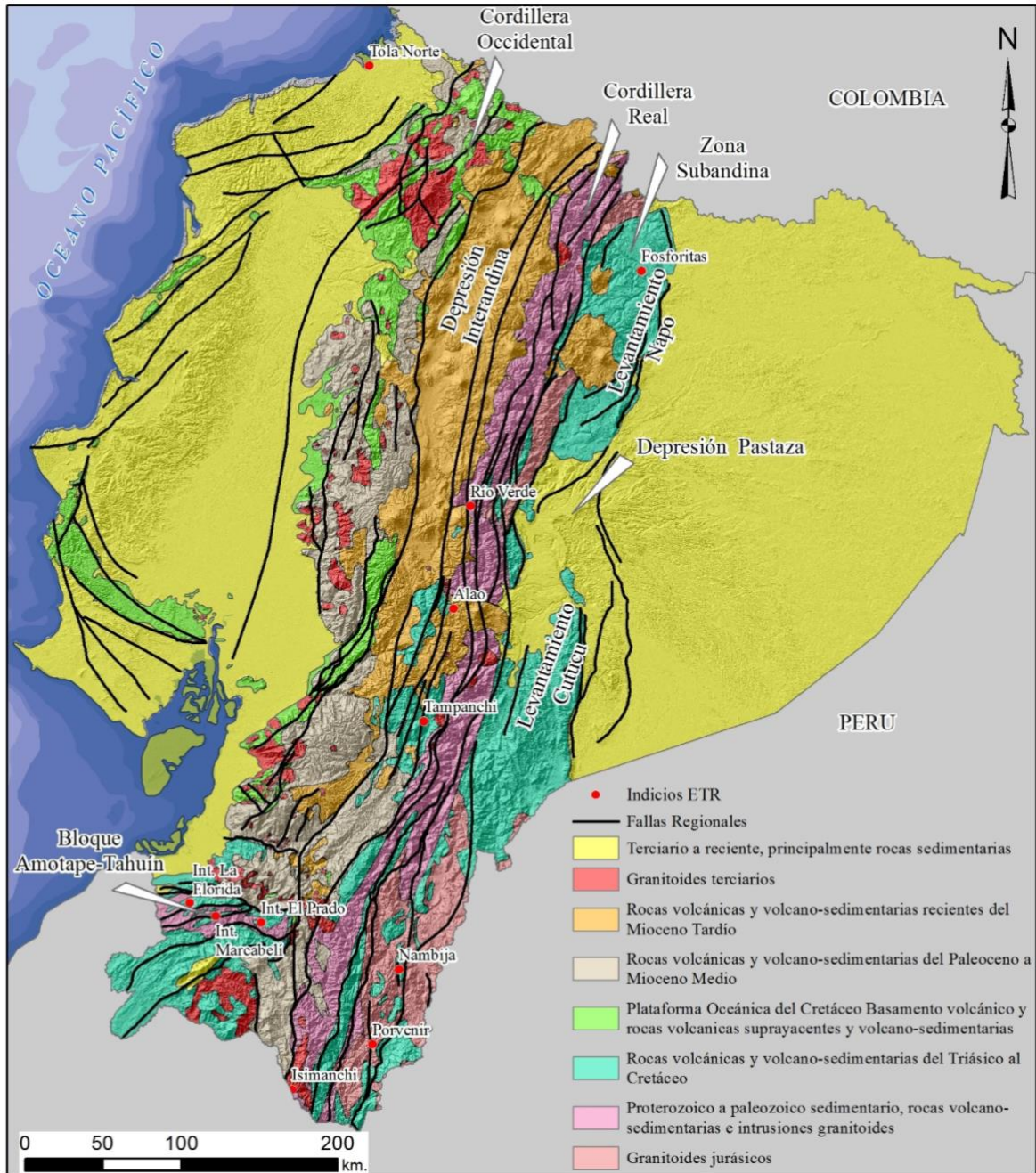
Investigar los placeres marinos de la provincia de Esmeraldas, particularmente en Tola Norte y Mompiche, donde las condiciones sedimentarias son propicias para la acumulación de minerales pesados como zircón, monacita y xenotima, asociados a los actuales proyectos de hierro y titanio.

Revisar y actualizar el inventario de fosforitas del país, mediante muestreos sistemáticos y análisis mineralógicos y geoquímicos, con el objetivo de evaluar su potencial en ETR y uranio, en el contexto de los eventos anóxicos oceánicos del Cretácico Superior. Es necesario profundizar los estudios geológicos del Complejo Metamórfico El Oro, con énfasis en la caracterización petrográfica y geoquímica de sus unidades intrusivas, a fin de evaluar su posible relación con ambientes favorables para la ocurrencia de ETR. Este análisis permitirá determinar si existen condiciones compatibles con el desarrollo de pegmatitas tipo LCT y NYF o depósitos secundarios tipo IAD, considerando que la información disponible

hasta el momento no evidencia un potencial significativo.

La aplicación coordinada de estas metodologías y la integración de datos geológicos, geoquímicos y

geofísicos contribuirán significativamente al reconocimiento del potencial metalogénico del Ecuador, impulsando una nueva fase de exploración de recursos críticos con valor estratégico para la transición energética global.



**Figura 18:** Indicadores de elementos de tierras raras en Ecuador  
Modificado de [81], [116], [117], [118] y [119].

**Agradecimientos**

Nuestro más sincero agradecimiento al Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE) por su invaluable apoyo al proporcionar la información necesaria para llevar a cabo esta publicación. Su

contribución ha sido fundamental para la realización de este trabajo. Asimismo, extendemos nuestra gratitud al Ing. Bernardo Beate, cuya experiencia y conocimientos en la temática de los elementos de tierras raras en el Ecuador han enriquecido significativamente este

estudio. Su orientación y aportes han sido de gran valor en el desarrollo de este trabajo.

## 5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Z. WANG, C. LIU, Z. XU, G. HAN, y J. ZHU, “Advances in research on geochemistry of rare earth elements in rivers”, *Adv. Earth Sci.*, vol. 15, núm. 5, p. 553, 2000.
- [2] J. Araya, F. Donoso, y D. Olavarría, “Situación actual de mercado de tierras raras y su potencial en Chile”, *Com. Chil. Cobre DEPP*, vol. 15, p. 2016, 2016.
- [3] IUPAC, “Periodic Table of Elements”, International Union of Pure and Applied Chemistry. [En línea]. Disponible en: <https://iupac.org/what-we-do/periodic-table-of-elements/>
- [4] A. M. Nikanorov, “Oddo-Harkins evenness rule as an indication of the abundances of chemical elements in the Earth’s hydrosphere and estimations of the nature of cosmic bodies”, *Geochem. Int.*, vol. 54, núm. 5, p. 464, 2016.
- [5] A. R. Chakhmouradian y F. Wall, “Rare earth elements: minerals, mines, magnets (and more)”, *Elements*, vol. 8, núm. 5, pp. 333–340, 2012.
- [6] K. M. Goodenough, F. Wall, y D. Merriman, “The rare earth elements: demand, global resources, and challenges for resourcing future generations”, *Nat. Resour. Res.*, vol. 27, pp. 201–216, 2018.
- [7] S. B. Castor y J. B. Hedrick, “Rare earth elements”, *Ind. Miner. Rocks*, vol. 7, pp. 769–792, 2006.
- [8] K. M. Goodenough *et al.*, “Carbonatites and alkaline igneous rocks in post-collisional settings: storehouses of rare earth elements”, *J. Earth Sci.*, vol. 32, núm. 6, pp. 1332–1358, 2021, doi: <https://doi.org/10.1007/s12583->
- [9] C. Jin, Z. Zhang, y Z. Cheng, “Carbonatites and related mineralization: an overview”, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, vol. 551, núm. 1, pp. SP551-2024–51, 2025, doi: <https://doi.org/10.1144/SP551-2024-51>.
- [10] G. J. Simandl y S. Paradis, “Carbonatites: Related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods”, *Appl. Earth Sci.*, vol. 127, núm. 4, pp. 123–152, 2018, doi: <https://doi.org/10.1080/25726838.2018.15169>.
- [11] M. Aranha, A. Porwal, M. Sundaralingam, I. González-Álvarez, A. Markan, y K. Rao, “Rare earth elements associated with carbonatite–alkaline complexes in western Rajasthan, India: exploration targeting at regional scale”, *Solid Earth*, vol. 13, núm. 3, pp. 497–518, 2022, doi: [10.5194/se-13-497-2022](https://doi.org/10.5194/se-13-497-2022).
- [12] G. J. Simandl, “Carbonatites and related exploration targets”, en *Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings*, 2015, pp. 31–37.
- [13] H. A. L. Elliott *et al.*, “Fenites associated with carbonatite complexes: A review”, *Ore Geol. Rev.*, vol. 93, pp. 38–59, 2018, doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.003>.
- [14] T. C. Birkett y G. J. Simandl, “Carbonatite-associated deposits: magmatic, replacement and residual”, *Sel. Br. Columbia Miner. Depos. Profiles*, vol. 3, pp. 1999–10, 1999.
- [15] Kristopher J. Raffle y Michael Dufresne, “Carbonatites in Western North America - Occurrences and Metallogeny”, Property British Columbia, Canada, 2023. [En línea]. Disponible en: <https://www.sedarplus.ca>
- [16] L. J. Millonig y L. A. Groat, “Carbonatites in Western North America—occurrences and metallogeny”, 2013, doi: <https://doi.org/10.5382/SP.17.07>.
- [17] D. London, “The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites”, *Can. Mineral.*, vol. 30, núm. 3, pp. 499–540, 1992.
- [18] D. London, “Ore-forming processes within granitic pegmatites”, *Ore Geol. Rev.*, vol. 101, pp. 349–383, 2018.
- [19] P. Černý, “Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies?”, *Precambrian Res.*, vol. 51, núm. 1–4, pp. 429–468, 1991.
- [20] P. Černý y T. S. Ercit, “The classification of granitic pegmatites revisited”, *Can. Mineral.*, vol. 43, núm. 6, 2005.
- [21] W. B. Simmons, “A look at pegmatite classifications”, en *Crystallization Processes in Granitic Pegmatites-International Meeting Abstracts-23rd-29th May*, 2005.
- [22] D. C. Bradley, A. D. McCauley, y L. L. Stillings, “Mineral-deposit model for lithium-cesium-tantalum pegmatites”, US Geological Survey, 2017.
- [23] T. S. Ercit, R. L. Linnen, y I. M. Samson, “REE-enriched granitic pegmatites”, *Rare-Elem. Geochem. Miner. Depos. Geol. Assoc. Can. GAC Short Course Notes*, vol. 17, pp. 175–199, 2005.
- [24] W. B. Simmons, M. T. Lee, y R. H. Brewster, “Geochemistry and evolution of the South Platte granite-pegmatite system, Jefferson County, Colorado”, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 51, núm. 3, pp. 455–471, 1987.
- [25] A. O. Kalashnikov, N. G. Konopleva, Y. A. Pakhomovsky, y G. Y. Ivanyuk, “Rare earth deposits of the Murmansk region, Russia—a review”, *Econ. Geol.*, vol. 111, núm. 7, pp. 1529–1559, 2016.
- [26] A. P. Gysi, A. E. Williams-Jones, y P. Collins, “Lithochemical vectors for hydrothermal processes in the Strange Lake peralkaline granitic REE-Zr-Nb deposit”, *Econ. Geol.*, vol. 111, núm. 5, pp. 1241–1276, 2016.

- [27] R. F. Martin y C. De Vito, “The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting”, *Can. Mineral.*, vol. 43, núm. 6, p. 2027, 2005.
- [28] Elwardany R., “Pegmatite”, 2021. [En línea]. Disponible en: [https://www.researchgate.net/publication/350847227\\_pegmatite](https://www.researchgate.net/publication/350847227_pegmatite)
- [29] W. B. S. Simmons y K. L. Webber, “Pegmatite genesis: state of the art”, *Eur. J. Mineral.*, vol. 20, núm. 4, p. 421, 2008.
- [30] A. Müller *et al.*, “GREENPEG – exploration for pegmatite minerals to feed the energy transition: first steps towards the Green Stone Age”, en *The Green Stone Age: Exploration and Exploitation of Minerals for Green Technologies*, M. Smelror, K. Hanghøj, y H. Schiellerup, Eds., Geological Society of London, 2023, p. 0. doi: 10.1144/SP526-2021-189.
- [31] R. A. Ayuso, J. F. Slack, W. C. Day, y A. E. McCafferty, “Geochemistry, Nd-Pb isotopes, and Pb-Pb ages of the Mesoproterozoic Pea Ridge iron oxide-apatite–rare earth element deposit, southeast Missouri”, *Econ. Geol.*, vol. 111, núm. 8, pp. 1935–1962, 2016.
- [32] J. N. Aleinikoff *et al.*, “U-Pb, Re-Os, and Ar/Ar geochronology of rare earth element (REE)-rich breccia pipes and associated host rocks from the Mesoproterozoic Pea Ridge Fe-REE-Au deposit, St. Francois Mountains, Missouri”, *Econ. Geol.*, vol. 111, núm. 8, pp. 1883–1914, 2016.
- [33] K. E. Watts y C. N. Mercer, “Zircon-hosted melt inclusion record of silicic magmatism in the Mesoproterozoic St. Francois Mountains terrane, Missouri: Origin of the Pea Ridge iron oxide-apatite-rare earth element deposit and implications for regional crustal pathways of mineralization”, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 272, pp. 54–77, 2020.
- [34] M. Cuney y K. Kyser, “Thorium deposits”, 2016.
- [35] L. N. Kogarko, N. V. Sorokhtina, N. N. Kononkova, y I. V. Klimovich, “Uranium and thorium in carbonatitic minerals from the Guli massif, Polar Siberia”, *Geochem. Int.*, vol. 51, pp. 767–776, 2013.
- [36] T. A. P. Kwak y P. B. Abeyasinghe, “Rare earth and uranium minerals present as daughter crystals in fluid inclusions, Mary Kathleen U-REE skarn, Queensland, Australia”, *Mineral. Mag.*, vol. 51, núm. 363, pp. 665–670, 1987.
- [37] H. Fortin Medina y B. Alarcon Farias, “Geology of Cerro Carmen prospect; uranium and rare earth element mineralization; Geología del prospecto Cerro Carmen; mineralización de uranio y tierras raras”, *Nucleotecnica*, vol. 27, 2008.
- [38] M. D. Cocker, “Lateritic, supergene rare earth element (REE) deposits”, 2014.
- [39] E. Mouchos, F. Wall, B. Williamson, y B. Palumbo-Roe, “Easily leachable rare earth element phases in the Parnassus-Giona bauxite deposits, Greece”, *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. 50, núm. 4, pp. 1952–1958, 2017.
- [40] C. Villanova-de-Benavent *et al.*, “REE ultra-rich karst bauxite deposits in the Pedernales Peninsula, Dominican Republic: Mineralogy of REE phosphates and carbonates”, *Ore Geol. Rev.*, vol. 157, p. 105422, 2023.
- [41] A. A. Casti, Flo *et al.*, “Preliminary Economic Assessment for Penco Module Project Penco, Biobio Region, Chile.”, Chile, Technical Report NI 43-101, 2021. [En línea]. Disponible en: <https://www.sedarplus.ca/csa-party/records/document.html?id=a228cbe55cf1e1592ee95dbb8e937a712a5e973364afeb854b2d4bd43a2fc26f>
- [42] K. Sanematsu y Y. Kon, “Geochemical characteristics determined by multiple extraction from ion-adsorption type REE ores in Dingnan County of Jiangxi Province, South China”, *Bull Geol Surv Jpn*, vol. 64, pp. 313–330, 2013.
- [43] Y. H. M. Li, W. W. Zhao, y M.-F. Zhou, “Nature of parent rocks, mineralization styles and ore genesis of regolith-hosted REE deposits in South China: An integrated genetic model”, *J. Asian Earth Sci.*, vol. 148, pp. 65–95, 2017.
- [44] G. Estrade, E. Marquis, M. Smith, K. Goodenough, y P. Nason, “REE concentration processes in ion adsorption deposits: Evidence from the Ambohimirahavavy alkaline complex in Madagascar”, *Ore Geol. Rev.*, vol. 112, p. 103027, 2019.
- [45] J. Kynicky, M. P. Smith, y C. Xu, “Diversity of rare earth deposits: the key example of China”, *Elements*, vol. 8, núm. 5, pp. 361–367, 2012.
- [46] Z. Bao y Z. Zhao, “Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China”, *Ore Geol. Rev.*, vol. 33, núm. 3–4, pp. 519–535, 2008.
- [47] G. A. Moldoveanu y V. G. Papangelakis, “An overview of rare-earth recovery by ion-exchange leaching from ion-adsorption clays of various origins”, *Mineral. Mag.*, vol. 80, núm. 1, pp. 63–76, 2016.
- [48] A. M. Borst *et al.*, “Adsorption of rare earth elements in regolith-hosted clay deposits”, *Nat. Commun.*, vol. 11, núm. 1, p. 4386, 2020, doi: 10.1038/s41467-020-17801-5.
- [49] J. L. Anderson, S. R. Taylor, y C. T. Williams, “Heavy mineral placers as sources of rare earth elements: global perspective”, *Ore Geol. Rev.*, vol. 81, pp. 987–1004, 2017.
- [50] L. Chen, X. Song, y Y. Li, “Mineralogical characteristics and beneficiation of monazite-bearing placer deposits”, *Minerals*, vol. 10, núm. 8, p. 714, 2020.
- [51] C. K. Gupta y N. Krishnamurthy, *Extractive Metallurgy of Rare Earths*. Boca Raton: CRC Press, 2005.

- [52] H. G. Dill, F. Melcher, y B. Weber, “Heavy mineral sands and REE placers: mineralogy, origin, and economic significance”, *Ore Geol. Rev.*, vol. 72, pp. 1–32, 2016.
- [53] V. Balaram, “Rare earth elements: A review of applications, occurrence, exploration, analysis, recycling, and environmental impact”, *Geosci. Front.*, vol. 10, núm. 4, pp. 1285–1303, 2019.
- [54] P. O. Ogunleye y M. B. Ibrahim, “Geochemistry and economic potential of monazite-xenotime placers in central Nigeria”, *J. Afr. Earth Sci.*, vol. 141, pp. 34–48, 2018.
- [55] Y. Luo, Q. Zhang, Z. Wu, y J. Chen, “Mineral processing of monazite and xenotime from placer deposits in South China”, *Miner. Eng.*, vol. 178, p. 107437, 2022.
- [56] C. Zhang, S. Yang, y J. Zhang, “Technological processes for rare earth recovery from monazite and xenotime placers”, *Minerals*, vol. 9, núm. 3, p. 173, 2019.
- [57] A. F. Oliveira, M. E. Souza, y V. L. Lima, “Natural radioactivity and REE potential of monazite placers in coastal Brazil”, *Environ. Earth Sci.*, vol. 80, p. 459, 2021.
- [58] B. Ghaleb, A. M. El-Hussainy, y M. A. Rashwan, “Environmental and radiological assessment of monazite-bearing beach sands, Egypt”, *J. Environ. Radioact.*, vol. 262, p. 107094, 2023.
- [59] J. C. Hower, E. J. Granite, D. B. Mayfield, A. S. Lewis, y R. B. Finkelman, “Notes on contributions to the science of rare earth element enrichment in coal and coal combustion byproducts”, *Minerals*, vol. 6, núm. 2, p. 32, 2016.
- [60] D. A. Laudal, S. A. Benson, D. Palo, y R. S. Addleman, “Rare earth elements in North Dakota lignite coal and lignite-related materials”, *J. Energy Resour. Technol.*, vol. 140, núm. 6, p. 062205, 2018.
- [61] J. R. Hein, A. Koschinsky, M. Mikesell, K. Mizell, C. R. Glenn, y R. Wood, “Marine phosphorites as potential resources for heavy rare earth elements and yttrium”, *Minerals*, vol. 6, núm. 3, p. 88, 2016.
- [62] S. A. Dar, V. Balaram, P. Roy, A. R. Mir, M. Javed, y M. S. Teja, “Phosphorite deposits: A promising unconventional resource for rare earth elements (REEs)”, *Geosci. Front.*, p. 102044, 2025.
- [63] G. J. Simandl, “Geology and market-dependent significance of rare earth element resources”, *Miner. Deposita*, vol. 49, núm. 8, pp. 889–904, 2014.
- [64] J. De Decker, J. Rochette, J. De Clercq, J. Florek, y P. Van Der Voort, “Carbamoylmethylphosphine oxide-functionalized MIL-101 (Cr) as highly selective uranium adsorbent”, *Anal. Chem.*, vol. 89, núm. 11, pp. 5678–5682, 2017.
- [65] A. Cáceres-Bottia, L. C. Mantilla-Figueroa, C. A. Ríos-Reyes, y R. Pimiento-Rueda, “General considerations on the genesis of Uranium and Vanadium occurrence in the Cretaceous sedimentary rocks of the Berlin Synclinal, Central Cordillera (Colombian Andes)”, *Bol. Geol.*, vol. 45, núm. 3, pp. 79–93, 2023.
- [66] N. Ohkouchi, J. Kuroda, y A. Taira, “The origin of Cretaceous black shales: a change in the surface ocean ecosystem and its triggers”, *Proc. Jpn. Acad. Ser. B*, vol. 91, núm. 7, pp. 273–291, 2015.
- [67] X. Zhang, “Uncover the black box of black shales”, *Innov. Geosci.*, vol. 1, núm. 1, p. 100005, 2023, doi: DOI:10.59717/j.xinn-geo.2023.100005.
- [68] Z. Jin, X. Wang, H. Wang, Y. Ye, y S. Zhang, “Organic carbon cycling and black shale deposition: an Earth System Science perspective”, *Natl. Sci. Rev.*, vol. 10, núm. 11, p. nwad243, 2023.
- [69] Critical Minerals Americas Inc., “Critical Minerals Americas Inc.”, 2025, [En línea]. Disponible en: <https://criticalmineralsamericas.com/>
- [70] B. Beate, “Plan for the utilization of geothermal resources in Ecuador (Plan para el aprovechamiento de los recursos geotérmicos en el Ecuador)”, *vol*, vol. 1, pp. 1–177, 2010.
- [71] Y. R. Smith, P. Kumar, y J. D. McLennan, “On the extraction of rare earth elements from geothermal brines”, *Resources*, vol. 6, núm. 3, p. 39, 2017, doi: <https://doi.org/10.3390/resources6030039>.
- [72] G. Neupane y D. S. Wendt, “Assessment of mineral resources in geothermal brines in the US”, en *Proceedings of the 42nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA, USA*, 2017, pp. 13–15.
- [73] U. Staff, “Usgs mineral review”, *Miner. Commod. Summ.*, 2024.
- [74] S. E. Kesler, P. W. Gruber, P. A. Medina, G. A. Keoleian, M. P. Everson, y T. J. Wallington, “Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits”, *Ore Geol. Rev.*, vol. 48, pp. 55–69, 2012, doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.05.006>.
- [75] E. Tanaka, K. Mimura, K. Nakamura, J. Ohta, K. Yasukawa, y Y. Kato, “Rare-Earth elements in deep-sea sediments in the South Pacific Gyre: Source materials and resource potentials”, *Geochem. Geophys. Geosystems*, vol. 24, núm. 3, p. e2022GC010681, 2023, doi: <https://doi.org/10.1029/2022GC010681>.
- [76] Rebecca Price, “Ontario Web Raster Services and the Forest Resources Inventory (FRI) leaf-on lidar data; in Recommendations for Exploration 2024–2025”, Canada, Ontario Geological Survey. [En línea]. Disponible en: <http://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://>

- www.geologyontario.mndm.gov.on.ca/mines/ogs/rgp/rec4ex/recommendations\_for\_exploration\_2024\_2025.pdf
- [77] C. M. Amaral, A. P. Lamb, y G. Dumond, “Geophysical characterization of an alkaline-carbonatite complex using gravity and magnetic methods at Magnet Cove, Arkansas, USA”, *Tectonophysics*, vol. 893, p. 230545, 2024, doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2024.230545>.
- [78] Dateline Resources, “Colosseum Rare Earths”. [En línea]. Disponible en: <https://www.datelineresources.com.au/colosseum-rare-earth/>
- [79] USGS, “Airborne Geophysics for Rare Earth Element Deposits (AGREED)”. [En línea]. Disponible en: <https://www.usgs.gov/centers/gggsc/science/airborne-geophysics-rare-earth-element-deposits-agreed>
- [80] P. J. Goossens, “Metallogeny in Ecuadorian andes”, *Econ. Geol.*, vol. 67, núm. 4, pp. 458–468, 1972.
- [81] M. Litherland, “The metamorphic belts of Ecuador”, *Overseas Mem Br Geol Surv*, vol. 11, pp. 1–147, 1994.
- [82] H. R. Rollinson, H. Rollinson, y V. Pease, *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes*. Cambridge University Press, 2021. [En línea]. Disponible en: <https://books.google.es/books?id=JPQgEAAAQBAJ>
- [83] I. M. Samson y M. Chassé, “Scandium”, en *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*, W. M. White, Ed., Cham: Springer International Publishing, 2016, pp. 1–5. doi: 10.1007/978-3-319-39193-9\_281-1.
- [84] C. Romero-Cóndor *et al.*, “Petrografía y geoquímica del intrusivo de Naiza, cordillera Cutucú, Ecuador”, *Bol. Geol.*, vol. 45, núm. 3, pp. 15–36, 2023.
- [85] W. Lindgren, *Mineral deposits*. McGraw-Hill Book Company, Incorporated, 1913.
- [86] M. M. Valencia Muñoz, “Caracterización litogeoquímica de rocas de la Cordillera Oriental del Centro del Perú, su relación con tierras raras y su potencial para generar depósitos minerales”, 2019.
- [87] M. M. Valencia Muñoz y A. Santisteban Angeldonis, “Potencial geológico de elementos de tierras raras (REE) en el centro del Perú”, 2014.
- [88] R. Barragán, P. Baby, y R. Duncan, “Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence”, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 236, núm. 3–4, pp. 670–690, 2005.
- [89] J. M. Garrison *et al.*, “Shallow-level differentiation of phonolitic lavas from Sumaco Volcano, Ecuador”, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 173, pp. 1–19, 2018.
- [90] E. Bourdon, J.-P. Eissen, M.-A. Gutscher, M. Monzier, M. L. Hall, y J. Cotten, “Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America)”, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 205, núm. 3–4, pp. 123–138, 2003.
- [91] R. L. Rudnick, “Earth’s continental crust”, en *Encyclopedia of Geochemistry*, Springer, 2018, pp. 392–418.
- [92] P. Baby, M. Rivadeneira, y R. Barragán, *La cuenca Oriente: geología y petróleo*, vol. 144. Institut français d’études andines, 2004.
- [93] E. Pillajo, *Evaluación del potencial aurífero aluvial en Ecuador*. 2009.
- [94] L. Zamora, *Caracterización geológica-minerográfica de las arenas ferro-titaníferas (feti) y de sus fuentes de aporte en el sector de las peñas hasta playa de molina [Tesis, Universidad de Guayaquil]*. Universidad de Guayaquil. Ecuador. Recuperado de [http://repositorio.ug ...](http://repositorio.ug...), 2018.
- [95] J. Bohorquez, R. Jara, Y. Mamani, L. Guerrero, y A. Villafranca, “Ocurrencias de Tierras Raras en el Perú”, *Bol. Soc. Geológica Perú*, vol. 107, pp. 146–150, 2013.
- [96] J. Aspdén, R. Bermúdez, F. Viteri, y M. Pozo, “La Geología y Potencial Mineral De La Cordillera Real, Ecuador.”, ESPOL. FICT, 1990.
- [97] R. E. Gonzalez Zuñiga y J. M. Carrión Jiménez, “Caracterización geoquímica y mineralógica del granito Tres Lagunas, sector cerro" La Voladora", con fines prospectivos”, 2019.
- [98] S. B. De Berc, J. C. Soula, P. Baby, M. Souris, F. Christophoul, y J. Rosero, “Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition: example of the eastern Ecuadorian Andes”, *Tectonophysics*, vol. 399, núm. 1–4, pp. 351–380, 2005.
- [99] C. Bernal, F. Christophoul, J. Darrozes, J.-C. Soula, P. Baby, y J. Burgos, “Late Glacial and Holocene avulsions of the Rio Pastaza Megafan (Ecuador-Peru): frequency and controlling factors”, *Int. J. Earth Sci.*, vol. 100, pp. 1759–1782, 2011.
- [100] M. E. Brookfield, D. P. Hemmings, y P. Van Straaten, “Paleoenvironments and origin of the sedimentary phosphorites of the Napo Formation (Late Cretaceous, Oriente Basin, Ecuador)”, *J. South Am. Earth Sci.*, vol. 28, núm. 2, pp. 180–192, 2009.
- [101] M. D. Toapanta Cóndor, “Caracterización geológica, geoquímica y estimación de recursos de roca fosfórica del bloque Sinclair en el proyecto minero El Reventador, ubicado en la provincia de Sucumbios”, 2017, [En línea]. Disponible en:

- <http://www.dspace.uce.edu.ec/handle/25000/10577>
- [102] P. Emsbo, P. I. McLaughlin, G. N. Breit, E. A. du Bray, y A. E. Koenig, “Rare earth elements in sedimentary phosphate deposits: solution to the global REE crisis?”, *Gondwana Res.*, vol. 27, núm. 2, pp. 776–785, 2015.
- [103] M. Chiaradia *et al.*, “U–Pb, Re–Os, and 40 Ar/39 Ar geochronology of the Nambija Au-skarn and Panguí porphyry Cu deposits, Ecuador: implications for the Jurassic metallogenic belt of the Northern Andes”, *Miner. Deposita*, vol. 44, pp. 371–387, 2009.
- [104] A. A. Enríquez Almeida y M. de J. Quezada Ochoa, “Huella química de elementos identificadores en los distritos mineros Nambija y Zaruma–Portovelo”, *FIGEMPA Investig. Desarro.*, vol. 11, núm. 1, pp. 12–20, 2021.
- [105] M. Litherland, N. J. Fortey, y B. Beddoe-Stephens, “Newly discovered Jurassic skarnfields in the Ecuadorian Andes”, *J. South Am. Earth Sci.*, vol. 6, núm. 1–2, pp. 67–75, 1992.
- [106] P. C. Hackley y W. E. Brooks, “World Coal Quality Inventory: Bolivia, Ecuador, Paraguay, and Uruguay”, *US Geol. Surv. Open-File Rep.*, vol. 2006, p. 1241, 2006.
- [107] J. E. O’Rourke, “Coal basins of Ecuador”, 1978.
- [108] F. W. Breaks y A. G. Tindle, “Rare-metal exploration potential of the Separation Lake area: an emerging target for Bikita-type mineralization in the Superior Province of Ontario”, 1997.
- [109] N. Riel *et al.*, “Metamorphic and geochronological study of the Triassic El Oro metamorphic complex, Ecuador: Implications for high-temperature metamorphism in a forearc zone”, *Lithos*, vol. 156, pp. 41–68, 2013.
- [110] P. Duque, *Breve léxico estratigráfico del Ecuador*. Sistema de Información Geológica y Minera, 2000.
- [111] INIGEMM, “Mapa geológico Hoja Puyango”, Puyango -Ecuador, 2017.
- [112] J. A. Aspdén, *Geological Map of the El Oro Metamorphic Complex, Ecuador*. British Geological Survey, 1995.
- [113] E. N. del Arco, *Geología del Ecuador*. Escuela Superior Politécnica del Litoral, 2003.
- [114] I. Rodríguez Morante y D. Huanacuni Mamani, “Síntesis geoeconómica de la región Piura”, 2011.
- [115] P. Černý y T. S. Ercit, “THE CLASSIFICATION OF GRANITIC PEGMATITES REVISITED”, *Can. Mineral.*, vol. 43, núm. 6, pp. 2005–2026, 2005, doi: 10.2113/gscanmin.43.6.2005.
- [116] J. Baldock, “National Geological Map of the Republic of Ecuador”, *Minist. Recur. Nat. Energéticos Dir. Gen. Geol. Minas Quito Scale*, vol. 1, núm. 1’000.000, 1982.
- [117] J. A. Aspdén, S. H. Harrison, y C. C. Rundle, “New geochronological control for the tectonomagmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador”, *J. South Am. Earth Sci.*, vol. 6, núm. 1–2, pp. 77–96, 1992.
- [118] P. Schütte, M. Chiaradia, F. Barra, D. Villagómez, y B. Beate, “Metallogenic features of Miocene porphyry Cu and porphyry-related mineral deposits in Ecuador revealed by Re–Os, 40 Ar/39 Ar, and U–Pb geochronology”, *Miner. Deposita*, vol. 47, pp. 383–410, 2012.
- [119] J. Drobe, D. Lindsay, H. Stein, y J. Gabites, “Geology, mineralization, and geochronological constraints of the Mirador Cu–Au porphyry district, southeast Ecuador”, *Econ. Geol.*, vol. 108, núm. 1, pp. 11–35, 2013.