

**PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ**

**FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA**



**Distribución de metales de alta tecnología (In, Ge y Ga) en los Andes Centrales y propuesta  
de estudio en el distrito de Morococha, Perú**

**TRABAJO DE INVESTIGACIÓN PARA LA OBTENCIÓN DEL GRADO DE  
BACHILLER EN CIENCIAS CON MENCIÓN EN INGENIERIA GEOLOGICA**

**AUTOR:**

**PABLO ERNESTO VALVERDE RODRIGUEZ**

**ASESOR:**

**Dr. LISARD TORRÓ I ABAT**

**Lima, octubre del 2019**

## **Resumen**

El desarrollo de la economía global está influenciado en gran medida por el desarrollo tecnológico. Muchas tecnologías digitales y ambientalmente amigables son grandes consumidoras de materias primas convencionales y no convencionales de origen mineral. Por ello resulta de gran importancia el estudio de los llamados metales críticos, que son elementos indispensables para la innovación tecnológica y construcción de una sociedad sostenible a futuro.

En el presente trabajo de investigación se pretende realizar un estudio bibliográfico sobre el todavía escaso conocimiento de mineralogía y distribución de algunos metales tecnológicos (In, Ge y Ga) y proponer una adecuada metodología de trabajo para mineralizaciones particulares presentes en el distrito de Morococha. La elección de Morococha como zona de estudio no es casual, sino que responde a que como distrito aloja una gran variedad de tipologías de yacimientos minerales (pórfido, skarn, vetas polimetálicas y cuerpos de reemplazamiento de carbonatos) interconectados genéticamente que lo convierten en un excelente laboratorio natural. Se concluye que la mejor manera de poder contextualizar los metales críticos en las mineralizaciones presentes en el distrito de Morococha es a través de la construcción de secuencias paragenéticas (microscopio petrográfico y electrónico de barrido) como soporte para análisis de geoquímica mineral (microsonda electrónica) en algunos minerales de mena como la esfalerita, la calcopirita y los cobres grises.

## **INDICE**

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1. El indio (In), germanio (Ge) y galio (Ga): metales estratégicos para la economía tecnológica</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2. Yacimientos de In, Ge y Ga</b> .....	<b>5</b>
<b>1.3. Antecedentes en el conocimiento de In, Ge y Ga en los Andes centrales</b> .....	<b>8</b>
<b>1.4. Problemática</b> .....	<b>13</b>
<b>1.5. Objetivos del trabajo</b> .....	<b>14</b>
<b>1.6. Hipótesis</b> .....	<b>14</b>
<b>1.7. Justificación</b> .....	<b>15</b>
<b>2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA</b> .....	<b>15</b>
<b>2.1. Situación geográfica</b> .....	<b>15</b>
<b>2.2. Situación geológica</b> .....	<b>17</b>
2.2.1. Situación geodinámica .....	17
2.2.2. Geología Regional .....	18
2.2.3. Geología del yacimiento .....	28
<b>3. METODOLOGÍA PROPUESTA: MUESTREO Y TÉCNICAS ANALÍTICAS</b> .	<b>31</b>
<b>3.1. Muestreo</b> .....	<b>31</b>
<b>3.2. Técnicas analíticas</b> .....	<b>31</b>
3.2.1 Microscopio petrográfico .....	31
3.2.2 SEM-EDS .....	36
3.2.3 EMPA .....	38
<b>4 CONCLUSIONES</b> .....	<b>39</b>
<b>5 REFERENCIAS</b> .....	<b>40</b>

## **INDICE DE ILUSTRACIONES**

Figura 1: Principales usos finales del indio (In) en 2010.....	2
Figura 2: Principales usos finales del germanio (Ge) en el 2010 .....	4
Figura 3: Principales usos finales del galio (Ga) en el 2010.....	5
Figura 4: Diagrama Cd (ppm)/Zn (%) - In (ppm)/Zn (%) .....	9
Figura 5: Diagrama Ge (ppm)/Zn (%) - In (ppm) )/Zn (%).....	10
Figura 6: Diagrama Ga (ppm)/Zn (%) - In (ppm)/Zn (%) .....	11
Figura 7: Ubicación del area de estudio.....	16
Figura 8: Mapa de los cinturones metalogenéticos en los Andes Centrales .....	18
Figura 9: Sierra de precisión .....	32
Figura 10: División de muestra a través de bolsas.....	32
Figura 11: Compuestos necesarios para la obtención de una sección pulida: .....	33
Figura 12: Briquetas después del proceso de secado .....	34
Figura 13: Prensa. ....	34
Figura 14: Pulidoras metalográficas “Struers”. ....	35
Figura 15: Microscopio “Zeiss Primotech”. ....	36
Figura 16: Microscopio electrónico de barrido ambiental Quanta 650 FEI (SEM). ....	36
Figura 17: Tarjador de grafito .....	37
Figura 18: Grafitizador “Emitech K950X”.....	37
Figura 19: Zona superior del equipo donde se introducirán las pequeñas barras de grafito.	38
Figura 20: Portamuestra que se introduce al interior del grafitizador “Emitech K950X”....	38
Figura 21: Microsonda electrónica JEOL JXA-8230. ....	39

## **1. Introducción**

### **1.1. El indio (In), germanio (Ge) y galio (Ga): metales estratégicos para la economía tecnológica**

La aceleración en innovación tecnológica y el rápido crecimiento de las economías en países emergentes han dado paso al aumento exponencial de la demanda mundial de los denominados “metales tecnológicos” (Kesler y Simon, 2015; Comisión Europea, 2017). El uso de estos metales tecnológicos se ha incrementado significativamente desde el año 1990, y su disponibilidad futura es crucial para la conformación de una sociedad sostenible (Hagelüken, 2012). La Comisión Europea (2017) enumeró un total de 26 elementos con un alto valor económico y un importante riesgo de suministro, incluyendo el indio (In), germanio (Ge) y galio (Ga; Skirrow et al., 2013; Comisión Europea, 2017), metales que son objeto del presente estudio. El papel esencial del In en las industrias de electrónica de consumo y energías renovables ha fomentado un crecimiento sin precedentes en la demanda que probablemente continuará en este siglo (Werner et al., 2015, 2017). El In se consume principalmente en la producción de óxido de indio-estaño (ITO), que consiste en 90% de óxido de indio y 10% de óxido de estaño (Figura 1; Kesler y Simon, 2015). El ITO es un óxido conductor transparente utilizado en prácticamente todas las pantallas planas y táctiles y que generalmente se deposita como un recubrimiento de película delgada en la superficie de la pantalla, donde transforma los datos eléctricos entrantes en una forma óptica (Shanks et al., 2017; Tolcin, 2017). Más de la mitad de la demanda japonesa y coreana se consume en aplicaciones para ITO, por lo que los precios del In en todo el mundo están estrechamente relacionados a la suerte de estas aplicaciones (Schwarz-Schampera y Herzig, 2002; Werner et al., 2017). El In es también usado en aleaciones y soldaduras debido a la alta ductilidad y

maleabilidad que presenta. Por ejemplo, las aleaciones de In-Ag se utilizan como materiales de interfaz térmica en la electrónica (Tolcin, 2017). Cabe destacar su gran uso en materiales como LED y diodos laser utilizados en la comunicación mediante fibra óptica (Shanks et al., 2017; Tolcin, 2017). Asimismo, resaltar su uso como componente esencial para la fabricación de paneles solares fotovoltaicos, en forma de CIGS (material semiconductor compuesto de cobre, indio, galio y selenio). El CIGS es una alternativa mucho más económica que las celdas de silicio cristalino y proporciona mejores propiedades mecánicas, permitiendo una mayor flexibilidad (Almosni et al., 2018). Finalmente, el In es un sustituto del mercurio en las baterías alcalinas, ya que forma una aleación con el zinc e inhibe la corrosión de éstas, así como la acumulación de gas de hidrogeno (Schwarz-Schampera, 2014; Comisión Europea, 2017).

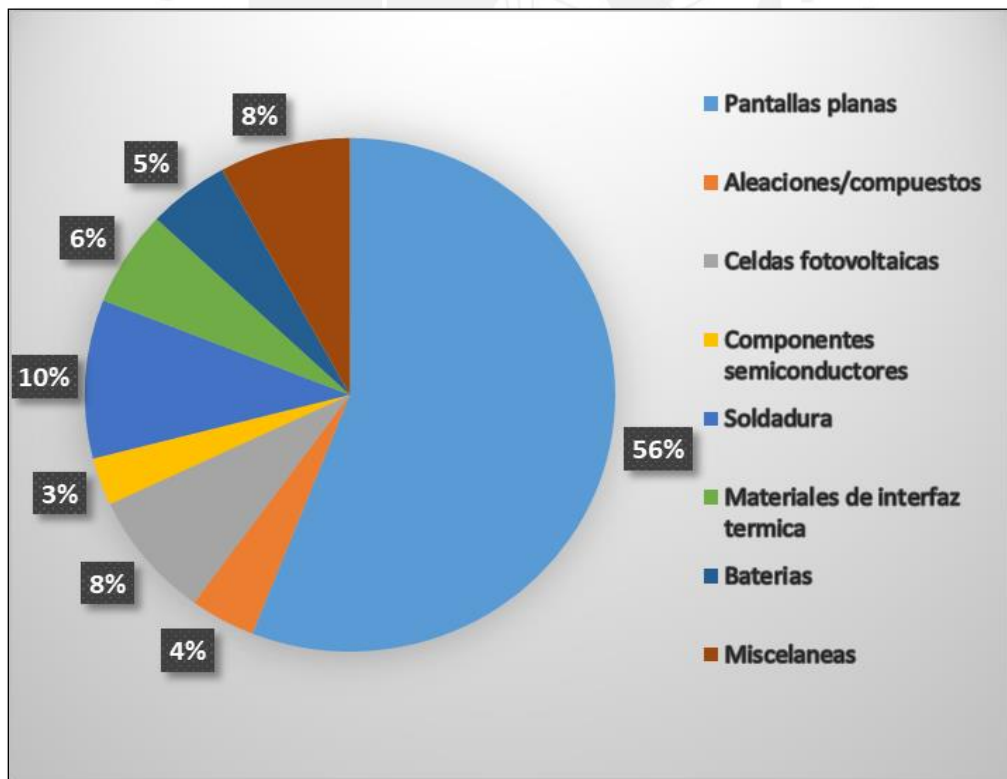


Figura 1: Principales usos finales del indio (In) en 2010 (Modificado de Mikolajczak y Harrower, 2012).

El Ge se utilizó por primera vez en los años 1960's como material semiconductor en unidades de radar y en los primeros transistores (Guberman, 2015). Asimismo, el uso y comercialización de este elemento se presenta en una variedad de formas: germanio cristalino, tetracloruro de germanio, óxidos, barras de cristal y otros (Melcher and Buchholz, 2013; Shanks et al., 2017). El tetracloruro de germanio ( $\text{GeCl}_4$ ) es un líquido incoloro usado principalmente como reactivo en la producción de cable de fibra óptica (Guberman, 2015; Shanks et al., 2017). Este compuesto muestra una demanda global en aumento en los últimos años, ya que los avances tecnológicos han requerido un ancho de banda cada vez mayor para la transmisión de datos. (Shanks et al., 2017). El dióxido de germanio ( $\text{GeO}_2$ ) se obtiene al momento de hidrolizar y secar el  $\text{GeCl}_4$  (Shanks et al., 2017). El  $\text{GeO}_2$  es el producto de Ge más comercializado y es utilizado como catalizador para la producción de poliéster de alta calidad (PET; Melcher and Buchholz, 2013). El Ge también es usado en instalaciones fotovoltaicas terrestres (Bleiwass, 2010) como capas muy finas pulidas (obleas) que permitieron un incremento en la eficiencia en comparación con el silicio cristalino (Almosni et al., 2018). La Figura 2 muestra los principales usos finales del Ge, que incluyen: sistemas de fibra óptica (30%), óptica infrarroja (25%), catalizadores de polimerización (25%), aplicaciones de electrónica y electricidad solar (15%), y otros usos (ej. quimioterapia, metalurgia y fósforos, 5%; Shanks et al., 2017).

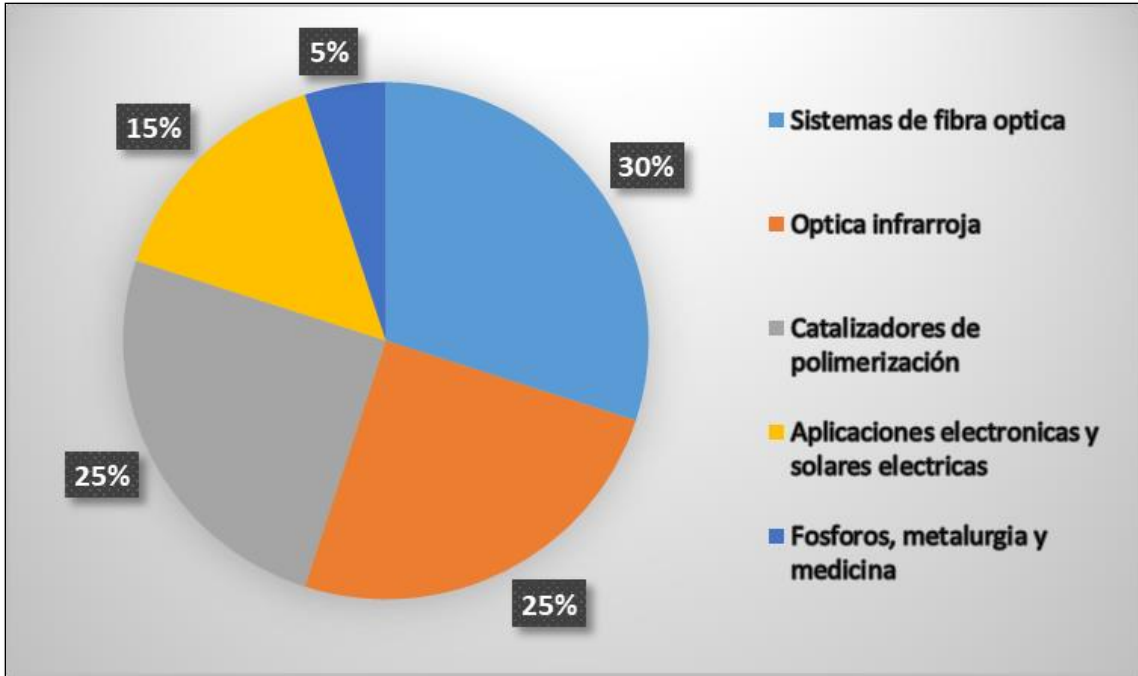


Figura 2: Principales usos finales del germanio (Ge) en el 2010 (datos de Guberman, 2011).

El Ga es un elemento blando, magnético y excelente conductor de electricidad y calor, con un bajo punto de fusión (30°C; Comisión Europea, 2017). El galio se utiliza en una amplia variedad de productos que tienen componentes microelectrónicos en forma de arseniuro de galio (GaAs) o nitruro de galio (GaN; Foley et al., 2017). En la actualidad, el mayor consumo de Ga es en semiconductores compuestos de GaAs (Butcher y Brown, 2013). El GaAs convierte la electricidad directamente en luz láser, lo que permite la construcción de dispositivos optoelectrónicos (diodos laser, LED) y la producción de circuitos integrados usados para aplicaciones de defensa y computadoras de alto rendimiento (Figura 3). Los teléfonos inteligentes utilizan semiconductores ricos en GaAs (Comisión Europea, 2017; Foley et al., 2017). El nitruro de galio (GaN) se emplea, desde fines del siglo pasado, principalmente en dispositivos optoelectrónicos, ya que los transistores con contenido de GaN operan a mayor voltaje que el GaAs; por esa razón se espera que las aplicaciones de productos avanzados basados en GaN aumenten en el futuro (Foley et al., 2017). Algunos



de los avances más interesantes en uso han sido los siguientes: radares militares, aplicaciones aeroespaciales y aplicaciones inalámbricas (Butcher y Brown, 2013).

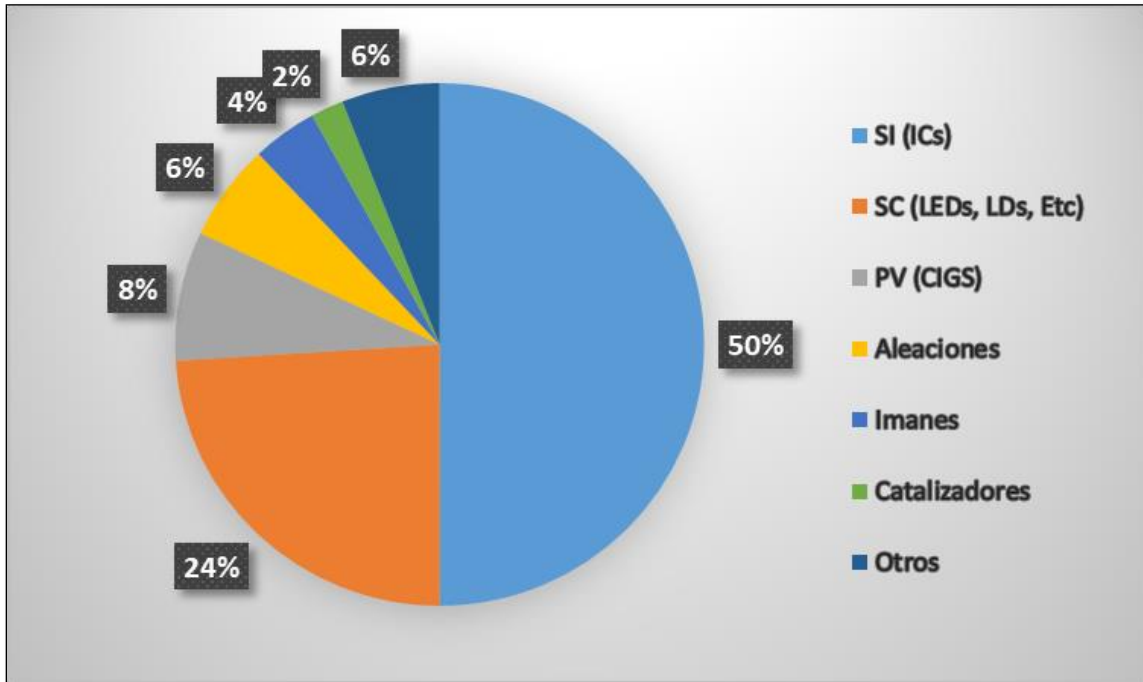


Figura 3: Principales usos finales del galio (Ga) en el 2010. Notas: SI, semi-aislante; SC, semiconductor; PV, fotovoltaico (datos de Butcher and Brown, 2013).

## 1.2. Yacimientos de In, Ge y Ga

El In, Ge y Ga no forman yacimientos propios, es decir, no constituyen el producto principal en los depósitos minerales de los cuales son extraídos (Comisión Europea, 2017). Estos elementos se obtienen principalmente como subproducto durante el procesamiento de otros metales tales como Al, Ag, Cu, Pb y Zn (Shanks et al., 2017). Los tres elementos se encuentran en una gran variedad de depósitos minerales incluyendo:

- Depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS; Shanks et al., 2012). Estos depósitos contienen cantidades significativas y recuperables de elementos como Ag, Sn, Bi, Co e In y mayormente están contenidas en la esfalerita (Schwarz-Schampera y

Herzig, 2002). Los depósitos de VMS del cinturón de piedra verde de Murchison en la provincia de Limpopo, Sudáfrica, proporcionan excelentes ejemplos de depósitos VMS enriquecidos en In con valores que oscilan entre 24 y 641 ppm (Shanks et al., 2017). El depósito VMS de Neves Corvo, Portugal, contiene altas concentraciones de In, mayormente incorporado en esfalerita (1400 ppm en promedio), calcopirita (660 ppm en promedio) y estannita (1,3% en peso – en adelante wt.%- en promedio), y también como roquesita ( $\text{CuInS}_2$ ; Carvalho et al., 2018).

- Los depósitos tipo sedimentario-exhalativos (SEDEX) pueden presentar contenidos destacados de In, Ge y Ga (Emsbo et al., 2016). El depósito de Bainiuchang (China) contiene esfalerita con valores de In de hasta 262 ppm (Ye et al., 2011; Shanks et al., 2017). La esfalerita del depósito de clase mundial Red Dog presenta en promedio alrededor de 100 ppm de Ge y 26 ppm de Ga (Kelley et al., 2004).
- Los depósitos Mississippi Valley Type (MVT) pueden contener concentraciones económicas de Ge y Ga (Leach et al., 2010; Shanks et al., 2017). Por ejemplo, depósitos en el distrito de Tri-State (Tennessee, Missouri, Arkansas) presentan valores de Ge que oscilan entre 60 a 400 ppm en esfalerita (Melcher y Buchholz, 2013). Asimismo, el contenido promedio de Ga en los depósitos de Tri-State en Estados Unidos, Pine Point en Canada, Polaris y Nanisivik en Alaska es de cerca de 58 ppm (Foley et al., 2017).
- Los yacimientos epitermales de alta sulfuración pueden contener concentraciones importantes de In, Ge y Ga. El depósito Mt Carlton ubicado al NE de Australia, investigado por Sahlström et al. (2017) presenta relativas altas concentraciones de In, Ge y Ga en diferentes minerales cristalizados a lo largo de la secuencia paragenética, que ha sido dividida en tres etapas. Estos autores describen concentraciones de Ga en la alunita

de la etapa 1 de hasta 339 ppm, y en dickita de la etapa 3 de hasta 150 ppm. Minerales en la etapa 2A muestran enriquecimiento en Ge, principalmente en argidorita (6,95 wt.%) y enargita (de hasta 2189 ppm). La esfalerita de la etapa 2B presenta contenidos de Ge de hasta 611 ppm, de Ga de hasta 2829 ppm y de In de hasta 2169 ppm.

- El In puede estar enriquecido en depósitos polimetálicos vetiformes xenotermiales (Schwarz-Schampera y Herzig, 2002). Por ejemplo, el depósito polimetálico de Cu, Zn, Ag de Fukoku (Japón) presenta esfalerita con concentraciones de In de 0,2-0,8 wt. % y estanoïdita con concentraciones de In de 0,09-0,30 wt. % (Shimizu y Kato, 1991).
- El Ge se encuentra enriquecido de manera particular en los depósitos tipo Kipushi (ver Magnée y Francois, 1988; Heijlen et al., 2008). Los depósitos en la República Democrática del Congo y los depósitos de Kabwe en Zambia presentan una concentración promedio de Ge de 68 ppm (Kampunzu et al., 2009; Shanks et al., 2017).
- Altos contenidos de Ge también han sido descritos muy recientemente en zonas de enriquecimiento supergénico desarrollados sobre yacimientos MVT. Mondillo et al. (2018) estudiaron el prospecto de Zn de “no-sulfuros” de Cristal (Bongará, norte de Perú) formados a partir de la meteorización de una esfalerita precursora rica en Ge (142 ppm en promedio). En la mineralización supergénica, los contenidos de Ge en goethita oscilaban entre 100 y 229 ppm, y en hemimorfita, entre 39 y 137 ppm.
- El 80 por ciento del Ga refinado en todo el mundo es extraído de depósitos de bauxita (Freyssinet et al., 2005; Foley et al., 2017). En estos yacimientos, el Ga se encuentra en boehmita, diáspora y gibbsita en sustitución del Al en su estructura (Foley et al., 2017). Debido a sus propiedades geoquímicas similares entre el Al y el Ga, los procesos de bauxitización producen un enriquecimiento de ambos elementos (Butcher y Brown,

2013). Por ejemplo, las bauxitas de Arkansas presentan concentraciones de Ga de 50 a 100 ppm, y las bauxitas de la India, de 5 a 122 ppm (Foley et al., 2017).

### **1.3. Antecedentes en el conocimiento de In, Ge y Ga en los Andes centrales**

Schwarz-Schampera y Herzig (2002) enumeran diferentes yacimientos en los Andes centrales de Perú, Bolivia y el norte de Argentina con concentraciones elevadas de In. Entre los yacimientos minerales ubicados en los Andes de Bolivia, estos autores incluyen Bolívar, Colquiri, Colquechaca, Pulacayo, San Luis y San Vicente. La mayoría de estos yacimientos son de tipo vetiforme polimetálico (tipo boliviano; cf. Heuschmidt et al., 2002). Asimismo, casiteritas pegmatítico-neumatolíticas de los depósitos mesozoicos en el norte de Bolivia (Sorata, Chucura, Taquesi, Quimsa Cruz) presentan valores de In de hasta 48 ppm (Fesser, 1968). Los autores reportan cristales de casiterita del depósito de Zn-Ag-Sn-Cu-Bi-W de Chorolque con concentraciones de In de hasta 27 ppm. Por otro lado, yacimientos en los Andes centrales de Perú destacados por Schwarz-Schampera y Herzig (2002) incluyen Cerro de Pasco y Morococha. En el norte de Argentina, los autores destacan Pirquitas, con concentraciones de In identificadas en esfalerita, petrukita (con un promedio de 1,6 wt.% de In) y sakuraiita (con un promedio de 23,2 wt.% en In).

Soler (1987) analizó 1500 muestras de concentrados minerales y compositos de menas de Pb y Zn de 89 depósitos ubicados en los Andes centrales en Perú. Los elementos químicos que se concentran preferentemente en concentrados y minerales de Zn incluyen Cd, In, Ge y Ga. En términos de Cd e In, Soler (1987) distinguió dos grandes grupos de depósitos: un primer grupo con contenidos promedio de Cd bajos y contenidos altos de In con una relación In / Cd superior a 0,10 y un segundo grupo de depósitos con contenidos de Cd medios a altos

y promedios bajos de In con una relación In / Cd de menos de 0,05 (Figura 4). Yacimientos con In / Cd > 0,10 incluyen Morococha, Colquijirca y Cerro de Pasco.

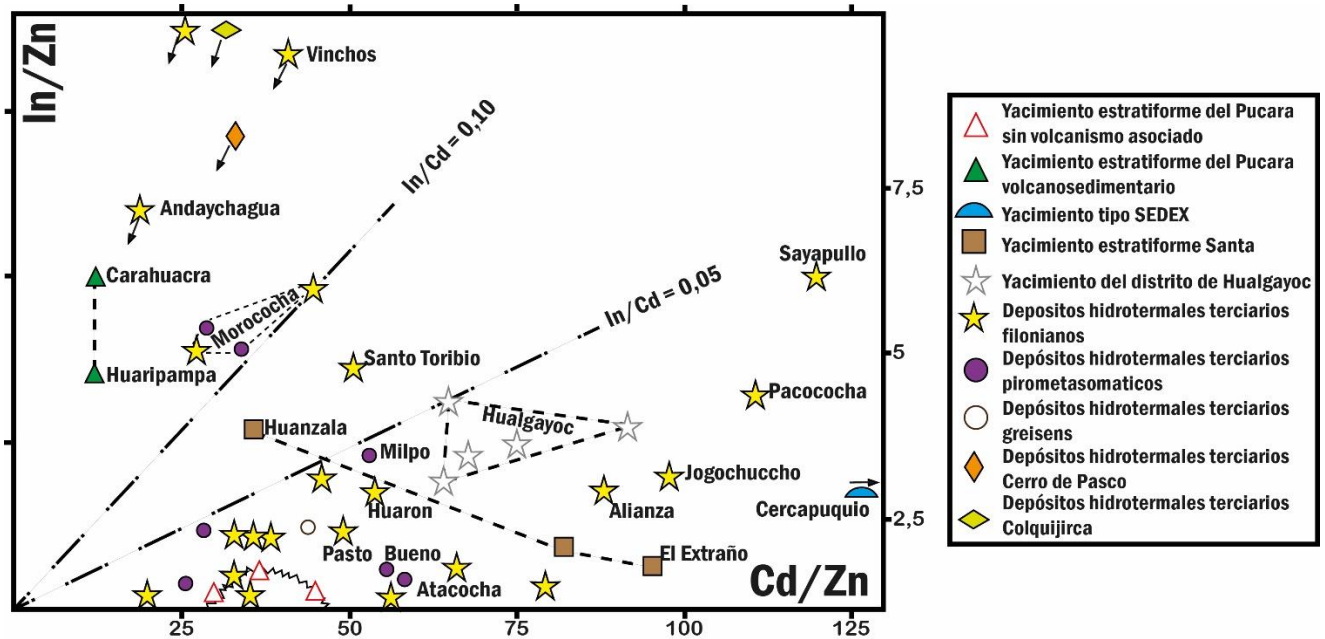


Figura 4: Diagrama Cd (ppm)/Zn (%) - In (ppm)/Zn (%) (Modificado de Soler, 1987). Valores obtenidos a partir de concentrados de Zn (excepto para algunos yacimientos, indicados con flechas, en que el análisis corresponde a un promedio de mena todo-en-uno).

En los depósitos estratiformes del grupo Pucará, sin volcanismo asociado (San Vicente, Shalipaico y Gran Bretaña, de tipo MVT), Soler (1987) identifica concentraciones elevadas de Ge (130 g/t en el concentrado de Zn de Gran Bretaña). En cambio, en los depósitos encajados en series volcanosedimentarias identifica concentraciones bajas de Ge (por debajo de 10 g/t) y niveles altos de In (Figura 5; Carahuacra, yacimiento vetiforme y de reemplazamiento de calizas, Colquijirca y Morococha, ambos yacimientos de tipo “Cordillerano”).

Soler (1987) observa que el Ge se concentra principalmente en niveles altos en depósitos de baja temperatura (depósitos estratiformes del grupo Pucará sin volcanismo asociado). Sin embargo, esta regla no es absoluta debido a que algunos depósitos mesotermiales a

epitermales presentan contenidos importantes de Ge. Por ejemplo, el depósito de Sayapullo (depósito epitermal hospedado en rocas sedimentarias, en la zona de Hualgayoc) presenta las concentraciones más altas de Cd (5840 ppm), In (240 ppm), Ge (310 ppm) y Ga (855 ppm).

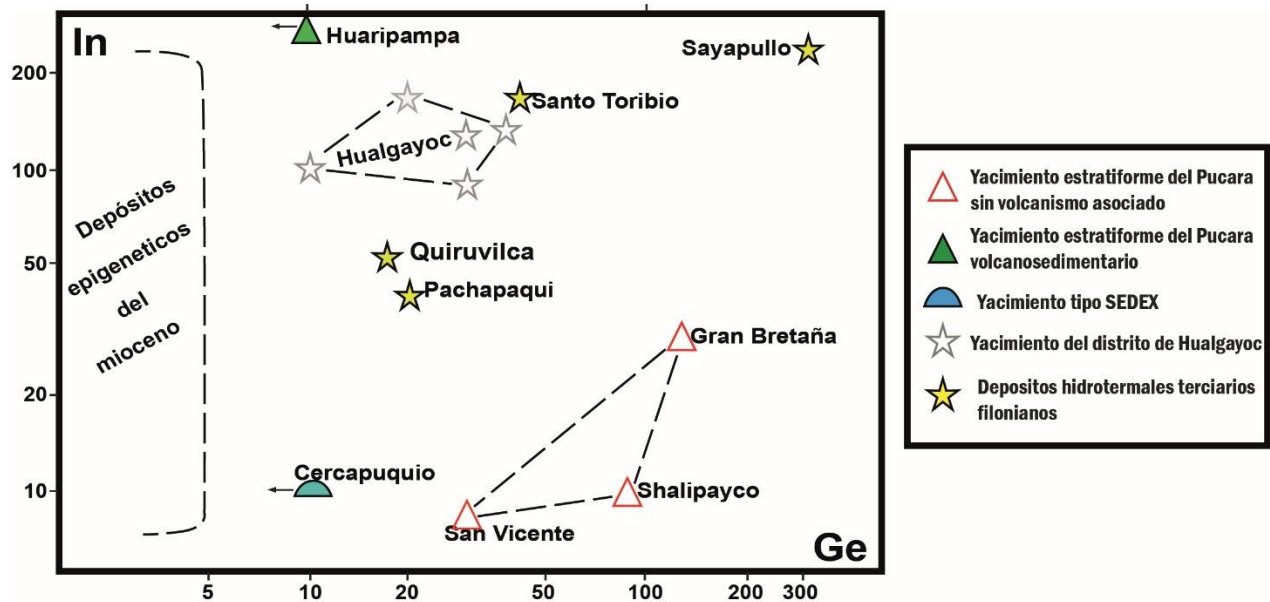


Figura 5: Diagrama Ge (ppm)/Zn (%) - In (ppm) /Zn (%) (Modificado de Soler, 1987). Valores obtenidos a partir de concentrados de Zn (excepto para algunos yacimientos, indicados con flechas, en que el análisis corresponde a un promedio de mena todo-en-uno).

En el estudio de Soler (1987), el elemento que presenta mayores variaciones en su concentración es el Ga (Figura 6). Los depósitos caracterizados por altos niveles de In y una alta relación In / Cd también presentan niveles altos en Ga. Como resultado, Soler (1987) concluye que la abundancia de Cd, In, Ge y Ga no está controlada únicamente por la temperatura de formación de los depósitos ya que existen diferencias geoquímicas en depósitos alojados en diferentes edades. Por ejemplo, los depósitos alojados en parte en series del Paleozoico (Colquijirca y Morocochoa, ambos de tipo Cordillerano) presentaban un enriquecimiento muy marcado en In y cierto enriquecimiento en Ga, a diferencia de los



depósitos alojados en series del Mesozoico y Cenozoico que tienden a no presentar concentraciones destacadas de estos elementos.

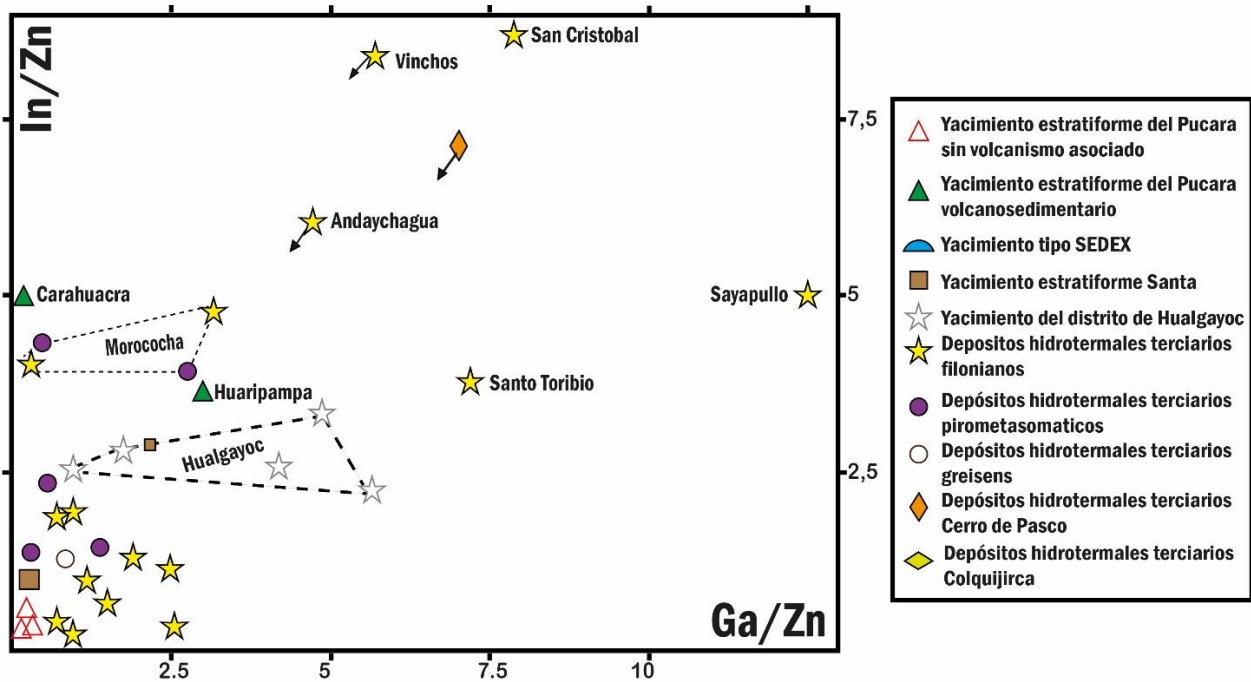


Figura 6: Diagrama Ga (ppm)/Zn (%) - In (ppm)/Zn (%) (Modificado de Soler, 1987). Valores obtenidos a partir de concentrados de Zn (excepto para algunos yacimientos, indicados con flechas, en que el análisis corresponde a un promedio de mena todo-en-uno).

Ishihara et al. (2011) analizaron las concentraciones de In en yacimientos estanníferos-polimetálicos de los Andes Centrales de Bolivia a partir de muestras de mena, composites de mineralización y concentrados mineralúrgicos. El depósito de Cerro Rico de Potosí es sobresaliente en cuanto a su contenido de In, con valores entre 34 y 5740 ppm y una relación de 1000 In/Zn que oscila entre 0,16 y 22,2. El depósito de Huari Huari reportó valores de hasta 3080 ppm con una relación de 1000 In/Zn de 11,28. En la mina Porco, los concentrados de zinc contienen 499 ppm de In y su relación de 1000 In / Zn es 1,23. Las muestras de composites de Oploca y sus venas ramificadas de la mina Siete Suyos tienen concentraciones de In de entre 2,240 y 2,510 ppm con relaciones 1000 In / Zn de 17,5 y 8,2, respectivamente. Por otro lado, los autores realizaron análisis mediante microsonda electrónica (EPMA) de

minerales de mena provenientes de los depósitos de Cerro Rico de Potosí (1 muestra) y Huari Huari (1 muestra). En la muestra del depósito Potosí, la esfalerita contiene bandas ricas en In con valores que oscilan entre 0,24 y 1,27 wt.%. Asimismo, se encuentran zonas con petrukita con hasta 4,86 wt.% en In. En la muestra de Huari Huari, la esfalerita también está zonada composicionalmente en términos de concentración de Zn, Fe, In y Sn. Ishihara et al. (2011) concluyen que el In está contenido principalmente en esfalerita y sugirieron que la cantidad total de indio en el cinturón estannífero boliviano parece ser mayor que la de los depósitos polimetálicos de estaño en el sur de China y las islas japonesas.

Murakami e Ishihara (2013) estudiaron la distribución de In en minerales de mena de los yacimientos bolivianos de Cerro Rico de Potosí (tres muestras), Huari Huari (una muestra), Bolívar (una muestra) y Porco (una muestra) mediante ablación láser femto-segundo conectada a espectroscopia de masas acoplada inductivamente a una fuente de plasma (fsLA-ICPMS) y EPMA. El enriquecimiento de In en la esfalerita es más elevado en los depósitos Huari Huari, Potosí y Bolívar. En cristales de esfalerita negra (var. marmatita) de Cerro Rico de Potosí, la concentración de indio tiene un valor promedio de 430 ppm y un máximo de 5290 ppm. Estos autores determinaron que el enriquecimiento en In, Cu, Sn y Ag está relacionado con un empobrecimiento en Zn y apuntaron a los siguientes mecanismos de sustitución catiónica:  $(\text{Zn}^{2+}) \leftrightarrow (\text{Fe}^{2+})$ ,  $2(\text{Zn}^{2+}) \leftrightarrow (\text{Fe}^{2+}, \text{Cd}^{2+})$  y  $2(\text{Zn}^{2+}) \leftrightarrow (\text{Cu}^+, \text{In}^{3+})$ .

Jiménez-Franco et al. (2018) investigaron la composición mineral y geoquímica de menas del distrito minero Santa Fe en Bolivia, con especial interés en la distribución del In en las minas de Japo, Santa Fe y Morococala. El estudio tuvo como base 169 muestras de roca: 108 de núcleos de perforación, 38 en mina y 23 en afloramientos. El stock de San Pablo que está compuesto de rocas intrusivas porfíricas con contenidos de In y Sn de hasta 2,5 ppm y 404



ppm, respectivamente. Asimismo, en concentrados mineralúrgicos, las concentraciones de In alcanzan los 200 ppm, con una relación 1000 In/Zn de hasta 4000. En este distrito, los autores describen casiterita con concentraciones de In entre 0,09 y 0,25 wt.%. Las concentraciones de In más elevadas fueron determinadas en cristales de sakuraiita de Morococala, con valores de hasta 2,03 wt.%. De ese modo, Jiménez-Franco et al. (2018) nos indicarían que el In no solo está presente en la esfalerita, sino también está muy relacionado con los minerales de Sn.

Torró et al. (2019) realizaron un estudio de la mineralogía y geoquímica del depósito de Huari Huari en Bolivia con el objetivo de brindar una mejor comprensión sobre los parámetros que controlan la concentración de In en la mineralización. Este estudio se basó en 78 muestras de galería y superficie. Las mayores concentraciones de In se determinaron en una generación particular de esfalerita (hasta 3,49 wt.% In), así como en estannita (hasta 2,64 wt.%) cristalizadas en una asociación mineral que reflejaría un estado de sulfuración intermedia de los fluidos mineralizantes en el sistema. Estos dos minerales forman solución sólida incompleta con la roquesita dentro del sistema pseudoternario  $(Zn, Fe)S - Cu_2FeSnS_4 - CuInS_2$ , que explicaría las correlaciones entre las proporciones catiónicas en estas fases en Huari Huari. Sugieren que el Cu habría sido un factor clave para la incorporación del In en la estructura de la esfalerita, por lo que sólo se darían concentraciones elevadas de In en aquellas zonas y períodos de formación de la mineralización metálica en que la disponibilidad de Cu fue relativamente elevada.

#### **1.4. Problemática**

La concentración y distribución de metales críticos (incluyendo In, Ge y Ga) en los Andes centrales han sido pobremente estudiadas, a pesar de los diferentes indicios que señalarían que los yacimientos ubicados en este metalotecto pueden contener concentraciones

económicas de estos elementos. En los Andes en Perú, el conocimiento de In, Ge y Ga es incipiente, debido a que existe un único estudio (Soler, 1987). Este autor realizó un estudio geoquímico basado en roca total (concentrados minerales o compositos de mena), estudio que brindó un contexto general de la zona, pero que no nos permite comprender como se distribuye el In, Ge y Ga en yacimientos zonados, así como en qué momento se introducen estos elementos críticos en el sistema mineralizante. En cambio, existen varios estudios sobre la concentración de estos elementos en los Andes en Bolivia que comprenden estudios de geoquímica mineral en los yacimientos de la faja estannífera andina (Ishihara et al., 2011; Murakami e Ishihara, 2013; Torró et al., 2019). Estos autores demuestran que los metales críticos presentan un control temporal y zonal. Finalmente, cabe señalar que no se ha estudiado nunca la distribución de In, Ge y Ga de manera particular en yacimientos tipo Cordillerano, y como consecuencia, no existen guías de exploración para elementos tan importantes en el campo de la innovación tecnológica.

### **1.5. Objetivos del trabajo**

Objetivo general:

- Realizar un estudio bibliográfico sobre la mineralogía y distribución de algunos metales tecnológicos (In, Ge y Ga) en los Andes Centrales y proponer una adecuada metodología de trabajo para su estudio en mineralizaciones presentes en el distrito de Morococha.

### **1.6. Hipótesis**

A partir de los estudios realizados sobre metales críticos (In, Ge y Ga) en los Andes Centrales en Perú (Soler, 1987) y Bolivia (Ishihara et al., 2011; Murakami e Ishihara, 2013; Jiménez-Franco et al., 2018; Torró et al., 2019) se puede señalar que el In, Ge y Ga se encuentran principalmente en una esfalerita cristalizada en un momento particular de la secuencia

paragenética. Además, concentraciones elevadas de In también pueden encontrarse en minerales de Sn, principalmente en estannita. Hipotetizamos que la distribución del In en el distrito de Morococha estará muy ligada a la disponibilidad de Cu en el sistema en el momento de la mineralización.

### **1.7. Justificación**

Los elementos In, Ge y Ga son metales críticos para la economía global por ser indispensables para la innovación tecnológica y desarrollo de un futuro sostenible. De igual modo, cabe resaltar el aporte científico de esta investigación, ya que sería el primer estudio que describiría los patrones de distribución de In, Ge y Ga en yacimientos tipo Cordillerano. Estos patrones de distribución podrían ser usados como guías de exploración. La determinación de las fases minerales portadoras de In, Ge y Ga (es decir, de la expresión mineralógica de estos metales) puede beneficiar en el proceso mineralúrgico y metalúrgico. Finalmente, hay que destacar que la elección de Morococha no es casual, sino que responde a que como distrito aloja toda una variedad de tipologías de yacimientos minerales (pórfido, skarn, vetas polimetálicas y cuerpos de reemplazamiento de carbonatos) interconectados genéticamente que lo convierten en un excelente laboratorio natural.

## **2. Situación geográfica y geológica**

### **2.1. Situación geográfica**

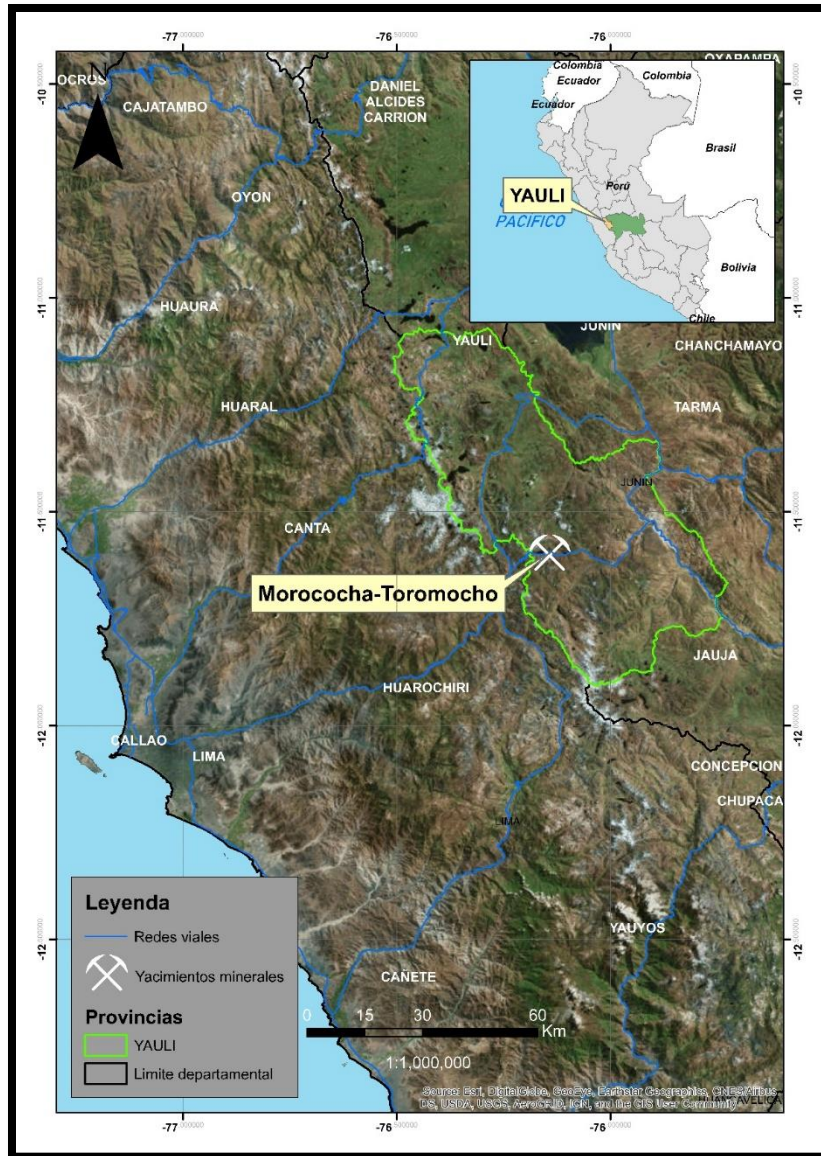


Figura 7: Ubicación del area de estudio (Modificado de Google Earth, 2019).

El distrito minero de Morococha se ubica a una latitud de  $11^{\circ}36' S$  y una longitud de  $76^{\circ}10' W$  en la provincia de Yauli, departamento de Junín, localizada a 150 km al este de Lima y a 38 km al este de la Oroya, ciudad capital de la provincia de Yauli. El distrito se ubica entre los 4375 y 5290 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.) al este de la divisoria continental formada por las montañas de los andes (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Nagell, 1960; Bendezu, 2007; Wafforn et al., 2014).

La mina Morococha es accesible a través de la carretera central del Perú, viajando 137 km al este de la ciudad de Lima y luego 2,9 km al norte a través de una vía pública. También es accesible a través de la línea de ferrocarril nacional que se desplaza adyacente a las operaciones (Wafforn et al., 2014).

## **2.2. Situación geológica**

### **2.2.1. Situación geodinámica**

El territorio peruano se encuentra dividido en trece dominios geotectónicos entre los que se incluye la Cordillera Occidental a lo largo de la cual se extiende el cinturón metalogénico del Mioceno, que incluye al distrito minero de Morococha (Figura 8; Petersen, 1965; Carlotto et al., 2009; Fontboté, 2018). El proceso implicado en la evolución de la Cordillera Occidental del Perú es el ciclo geodinámico andino, controlado por la subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo del margen occidental del continente sudamericano (Benavides, 1999). La Cordillera Occidental ha sufrido múltiples episodios de deformación compresiva desde al menos el Paleozoico hasta el Neógeno.

El cinturón metalogénico del Mioceno se extiende por lo menos 900 km a lo largo de la Cordillera Occidental (Noble y McKee, 1999). En éste, la mineralización está asociada a magmatismo calco-alcalino entre el Oligoceno tardío y el Mioceno (6-20Ma; Noble y McKee, 1999; Bissig et al., 2008; Catchpole et al., 2015a, 2016).



Paredes, 1972; Eyzaguirre et. al. 1975; Megard, 1979; Loughman y Hallam, 1982; Ingemmet, 1983; Rivera y Kobe, 1983; Beuchat, 2003; Rosas et al., 2007; Spikings et al., 2016).

## **Estratigrafía**

### **Grupo Excelsior**

Es la formación más antigua que se conoce en Morococha y forma el núcleo del domo de Yauli (McLaughlin, 1924; Terrones, 1949; Guizado y Landa (1965; Ingemmet, 1983). En un inicio, McLaughlin (1924) les atribuyó el nombre de serie Excelsior que posteriormente sería elevada a grupo Excelsior por los investigadores Guizado y Landa (1965). El Grupo Excelsior solamente está presente en la Cordillera Oriental y se compone principalmente de lutitas pizarrosas y filitas negruzcas (McLaughlin, 1924; Megard, 1968). En ciertas zonas dichos sedimentos pasan progresivamente a esquistos cloríticos y sericíticos, con colores que varían entre el negro y el verde olivo (Terrones, 1949; Megard, 1968) y fueron referidos por Megard (1968) como de tipo “flysch”. El grosor de la secuencia es hasta el día de hoy desconocida.

Las rocas pertenecientes al Grupo Excelsior presentan plegamiento y fracturamiento, debido a la orogénesis Hercínica (Ingemmet, 1983). Harrison (1943) atribuyó una edad Devónica al grupo Excelsior debido al descubrimiento de fósiles (braquiópodos) en las ciudades de Tarma y Concepción. Esta edad fue confirmada posteriormente por Paredes (1972) tras el descubrimiento de varios yacimientos fosilíferos en la región de Jauja y Concepción.

## Grupo Mitú

Inicialmente fue denominada Formación Mitú por McLaughlin (1924) y posteriormente elevada a grupo mediante el trabajo de Newell et al. (1953). Aflora principalmente en la Cordillera Oriental de los Andes y llega aproximadamente hasta la frontera boliviana (McLaughlin, 1924; Newell et al., 1953; Megard, 1979). En el área de estudio, está presente en los alrededores de Morococha y domo de Yauli (Ingemmet, 1983). Las primeras capas descansan sobre los bordes levantados y erosionados del Grupo Excelsior. McLaughlin (1924) precisó que el espesor del Grupo Mitú es de 760 m. Se divide principalmente en dos fases bien marcadas (McLaughlin, 1924; Terrones, 1949): lutitas rojas de Potosí y Volcánicos Catalina. Las lutitas rojas de Potosí están constituidas por brechas calcáreas, calizas y conglomerados cuyo espesor se ha estimado aproximadamente en 200 m. El color dominante entre todas estas capas varía entre el rojo ladrillo y violeta (Terrones, 1949; Megard, 1968; Ingemmet, 1983). Los Volcánicos Catalina afloran en los alrededores del domo de Yauli y localmente reposan sobre las filitas del grupo Excelsior (Ingemmet, 1983). El carácter original que compone a las rocas de los Volcánicos Catalina está enmascarado en el resultado de una acción hidrotermal, ya que son producto de derrames lávicos con composiciones andesíticas y localmente dacíticas, con texturas porfiríticas (Terrones, 1949; Ingemmet, 1983). El grosor del Grupo Mitú es un tema de discusión debido a la distribución irregular que presenta esta serie clástica-volcánica (Ingemmet, 1983). McLaughlin (1924) precisó que el espesor del Grupo Mitú es de 760 m.

La deposición del Grupo Mitú se contextualiza en una cuenta intramontañosa que se originó cuando la fase tardihercínica levantó las series subyacentes, permitiendo su erosión (Rivera y Kobe, 1983; Ingemmet, 1983). Finalmente, con respecto a la edad, McLaughlin (1924)



ubica al Grupo Mitú en el Carbonífero Superior, pero unos años después por razones de superposición, Newell et al. (1953) la consideraron parte del Pérmico Superior. Sin embargo, estudios posteriores (Rosas et al., 2007) atribuyen al Grupo Mitú una edad Triásica, como confirmó Spikings et al. (2016) mediante edades U-Pb en zircones.

## **Grupo Pucará**

McLaughlin (1924) inicialmente denominaría a este grupo como calizas Pucará, debido a la presencia de las rocas en los alrededores del túnel Pucará, en la región de Cerro de Pasco. Posteriormente, Terrones (1949) la denominaría Formación Potosí. Sin embargo, Jenks (1951) sería el autor que propondría el nombre de Grupo Pucará. Se presenta en dos facies principalmente: una Occidental ubicada en las altas mesetas y otra Oriental que se desarrolla en la Cordillera Oriental (facie clásica del Pucará; Megard, 1968). Según Terrones (1949), la potencia promedio que presenta el Grupo Pucará es de 431 m. Terrones (1949) presenta al Grupo Pucará como una gran cantidad de subdivisiones, debido a que los paleorelieves sobre los cuales se depositaron los sedimentos de Pucará originaron una diversidad de estructuras y composición (Rivera y Kobe, 1983). Megard (1968) propone su división en tres unidades litoestratigráficas: Formación Chambará, Formación Aramachay y Formación Condorsinga. Esta unidad estratigráfica registra un periodo largo de sedimentación, seguido de un periodo marcado por varias fases tectónicas compresivas (Megard, 1979).

La Formación Chambará presenta un espesor y litología que varía notablemente de un lugar a otro. Está compuesto por calizas con abundante chert que se intercalan con capas de areniscas, conglomerados y lutitas con coloraciones grisáceas verduzcas (Megard, 1968). La formación equivale a la serie calcárea inferior que menciona Harrison (1943) así como las calizas Uliachin en Cerro de Pasco (McLaughlin, 1924). Los sedimentos presentes en la

Formación Chambará corresponden al relleno de zonas con depresiones topográficas, producto de la excavación de las rocas del Grupo Mitú (Megard, 1968). Se le atribuye una edad Noriana en base a su contenido fosilífero, que incluye braquiópodos, bivalvos y gasterópodos (Megard, 1968; Loughman y Hallam, 1982).

La Formación Aramachay inicialmente fue denominada Formación Sincos por la Cerro de Pasco Corporation (1965). Posteriormente, se prefirió denominarla Aramachay ya que derivaba del pueblo del mismo nombre ubicado en el cuadrángulo de Jauja (Megard, 1968). Está compuesta de lutitas, calizas y areniscas con un alto contenido de materia orgánica a bituminosa (Megard, 1968; Megard, 1979). El espesor varía considerablemente en diferentes zonas; en la zona de estudio se observa un espesor de 47 m (Megard, 1968). Según el informe presentado por la Cerro de Pasco Corporation (1965) el grosor de la formación Aramachay es de 400 a 500 m.

La edad asignada a la formación Aramachay es la del Hetangiano y Sinemuriano, con una gran presencia de ammonites (Megard, 1968; Megard, 1979).

La Formación Condorsinga fue denominada de distintos modos a lo largo del tiempo, en un inicio sería descritas como calizas Condorsinga que hace referencia a las calizas liásicas que soportan a las areniscas con presencia de carbón en el área de Jatunhuasi (McLaughlin, 1924). Posteriormente sería denominada Formación Jauja (Weaver, 1942) y Formación Llaquaripampa (Cerro de Pasco Corporation, 1965). Sin embargo, al ser el nombre Condorsinga el más antiguo, Megard (1968) lo adopta para denominarla Formación Condorsinga.

La formación es casi exclusivamente carbonatada con potencias a menudo mayores a 1000 m. Las calizas se presentan como bancos regulares de 0.2 a 1 m en intercalaciones con cineritas y margas (Megard, 1968; Megard, 1979). Se diferencia de la Formación Chambará por su menor contenido de chert (Megard, 1968). Se le atribuye una edad entre el Sinemuriano Superior y Toarciano Superior (Megard, 1968). Los fósiles más frecuentes son terebrátulas, rhinconelas y spiriferinas (Megard, 1979).

### **Grupo Goyllarisquizga**

Inicialmente estudiada por McLaughlin (1924) como areniscas Jatunhuasi-Goyllarisquizga. Posteriormente denominada por Terrones (1949) como la Formación Santo Toribio-Buenaventura debido a que se encuentra expuesta en esas localidades. Sin embargo, Wilson (1963) mediante algunos estudios la asciende a grupo.

El Grupo Goyllarisquizga está expuesto al norte, noreste y sureste de Morococha. Se depositaron mayormente de manera concordante o ligeramente discordante sobre el Grupo Pucará (Ingemmet, 1983; Rivera y Kobe, 1983). Está compuesto de areniscas blancas (a veces arcillosa) con intercalaciones de areniscas grises más resistentes que conforme se va ascendiendo en la secuencia van tomando mayor importancia (Megard, 1968). Las capas superiores están compuestas de margas grises, alternadas de partes carbonosas y capas delgadas de caliza, seguidas de una capa de cuarcita de entre 6 a 15 m de espesor. Por encima de esta capa de cuarcita se observan capas de basalto e intrusiones de diabasa (Terrones, 1949). Otras zonas donde se da la aparición del grupo Goyllarisquizga es en los flancos de los pliegues del anticlinal de Chumpe, consistiendo en una litología totalmente diferente como es areniscas cuarcíticas intercaladas con lutitas y limolitas rojas en la base (Ingemmet, 1983).

Este grupo no presenta restos fósiles, pero al infrayacer a sedimentos del Albiense, fue considerada como parte del intervalo Neocomiano-Aptiano (Ingemmet, 1983).

### **Formaciones Chúlec, Pariatambo y Jumasha**

Unidades descritas inicialmente por McLaughlin (1924) como calizas Machay (Formaciones Chúlec y Pariatambo) y calizas Jumasha (Formación Jumasha). Posteriormente, serían estudiadas por Terrones (1949) de manera conjunta y las denominaría Formación Machay. Sin embargo, Ingemmet (1983) reconocería tres subdivisiones cretácicas: Formación Chúlec, Formación Pariatambo y Formación Jumasha. Su afloramiento está restringido a las regiones de Buenaventura, Galera y Ticlio y forman parte de las estructuras al suroeste del anticlinal de Morococha (Terrones, 1949; Ingemmet, 1983). Se les asigna una edad entre el Albiense Medio y Cenomaniano (Ingemmet, 1983).

La Formación Chúlec se encuentra discordante al Grupo Goyllarisquizga y subyace al primer estrato de calizas negras de la Formación Pariatambo (Megard, 1968). Presenta en la base unos 200 m de caliza gris a marrón que va intercalándose con caliza margosa y lutitas gris parda que termina en el tope de la última intercalación con areniscas (Megard, 1968; Ingemmet, 1983). La Formación Chúlec registra una gran invasión marina que ocurrió a inicios del Albiense Medio (Megard, 1968).

La Formación Pariatambo suprayace concordantemente a la Formación Chúlec (Megard, 1968). La litología está compuesta por estratos de caliza y margas negras bituminosas, fosforíticas bien laminadas de 47 a 50 m de espesor con presencia de ammonites (oxitropidoceras) y pelecípodos (Terrones, 1949; Ingemmet, 1983). Su presencia permite diferenciar a las calizas de Chúlec de las calizas de Jumasha (Ingemmet, 1983). Los cambios

de facies del Pariatambo muestran un evento de regresión que ocurrió durante la fase terminal del Albiense Medio (Megard, 1968).

La formación Jumasha sobreyace concordantemente a las calizas de la Formación Pariatambo (Megard, 1968). Se trata de una serie potente de calizas grises de unos 330 m de espesor (Terrones, 1949). La litología está compuesta de capas medianas a gruesas (5 a 15 m) de calizas margosas, lutitas y calizas dolomíticas que se intercalan entre sí (Terrones, 1949; Ingemmet, 1983). En esta formación no se observa presencia de fósiles (Ingemmet, 1983).

### **Formación Casapalca**

McLaughlin (1924) asignó el nombre de Formación Casapalca a la secuencia de capas rojas que descansan en discordancia erosiva sobre las calizas del Cretácico Superior (Formación Jumasha). Aflora en las porciones más occidentales del distrito, específicamente en las regiones de Galera y Ticlio (Terrones, 1949). La formación se encuentra incompleta en el sinclinal de Ñuñungayoc y en gran parte cubierta en el sinclinorio de Colca (Megard, 1968).

La Formación Casapalca, depositada en ambiente continental, está dividida en 2 miembros: Casapalca (miembro inferior) y El Carmen (miembro superior; Ingemmet, 1983):

El Miembro Casapalca está compuesto de intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas rojas que en algunos casos se alternan con areniscas calcáreas y areniscas guijarrosas (Ingemmet, 1983). Estos sedimentos provienen en su gran mayoría de formaciones inferiores (Megard, 1968). Esta secuencia está presente en la sección al suroeste de Pomacocha de manera plegada y fallada (Ingemmet, 1983).

El Miembro “El Carmen”, a diferencia del miembro inferior, consiste en bancos entre 2 a 5 m de conglomerado cuarcítico, con cierto contenido calcáreo de matriz rosácea (Ingemmet, 1983). Las intercalaciones conglomeráticas presentan espesores de hasta 30 m y su proporción disminuye conforme se asciende en la secuencia (Megard, 1968). Aparece en los núcleos de las sinclinales y anticlinales entre el área de Casapalca-Buculic-Cotay (Ingemmet, 1983).

La edad que se estima para la Formación Casapalca es Cretácica Superior en la zona de Cerro de Pasco (Jenks, 1951), si bien ésta es poco robusta debido a la ínfima cantidad de fósiles. Sin embargo, Ingemmet (1983) a través de las relaciones estratigráficas y tectónicas, estima su edad entre el Cretácico Superior y el Eoceno Medio.

### **Rocas Intrusivas**

En el distrito minero de Morococha se reconocen principalmente dos edades de actividad ígnea representadas por 1) la microdiorita Codiciada y diorita Anticona, más antiguas, y 2) la serie Morococha, con intrusivos más jóvenes (Petersen, 1965). Estos eventos intrusivos iniciaron a partir del Terciario, exactamente entre el Mioceno Medio y Tardío (Mc Laughling et al. 1933; Petersen 1965; Eyzaguirre et al. 1975) con el emplazamiento de la microdiorita Codiciada a  $14,31 \pm 0,04$  Ma y la diorita Anticona a  $14,07 \pm 0,04$  Ma. Estos dos intrusivos carecen de mineralización asociada (Bendezu et al., 2012; Kouzmanov et al., 2008, Catchpole et al., 2016). El intrusivo Anticona ocupa la porción occidental del distrito minero (Petersen, 1965; Beuchat, 2003). Presenta una composición cuarzdiorítica con una textura porfirítica (Beuchat, 2003). Su contacto oriental generalmente se inclina hacia la zona oeste, dando como resultado, zonas intrusivas superponiéndose en los sedimentos del Pucará

alterados (Petersen, 1965). Tiende a presentar coloración gris verdosa oscilando a marrón grisáceo en fractura fresca (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965).

Posteriormente se emplazaron tres centros magmático-hidrotermales: Codiciada, Ticlio y Toromocho, estos sí asociados a mineralización metálica (Catchpole et al., 2016). De los tres, el centro magmático-hidrotermal Codiciada es el más antiguo, con una edad U-Pb en titanita de  $9,3 \pm 0,2$  Ma y comprende un pórfido asociado a un skarn anhidro y vetas de cuarzo-molibdenita (Bendezú et al., 2012; Catchpole et al., 2015a; Catchpole et al., 2016). El centro magmático-hidrotermal de Ticlio, ubicado aproximadamente a 5 km al oeste de Toromocho, se emplazó hace 8,3 Ma (Catchpole et al., 2015a). Está compuesto de un stock de pórfido con venas de cuarzo-magnetita  $\pm$  feldespato potásico y un patrón de alteración fílica que está datada en  $8,04 \pm 0,14$  Ma (Catchpole et al., 2015a). Finalmente, Toromocho, que es el centro magmático-hidrotermal más joven (Catchpole et al., 2016), registra al menos dos pulsos hidrotermales y una serie de eventos intrusivos de pórfidos que abarcan aproximadamente 1,3 Ma, desde el emplazamiento del pórfido de granodiorita (8,45 Ma) hasta la intrusión de un dique de pórfido dacítico (7,26 Ma; Kouzmanov et al., 2008; Catchpole et al., 2015a, Catchpole et al., 2016). Esta serie de eventos intrusivos se denomina Serie Morococha y presenta una composición cuarzo-monzonita que a través de las numerosas relaciones transversales demuestran que son posteriores al intrusivo Anticoná (Petersen, 1965). Los stocks más importantes son Potosí, San Francisco, Gertrudis y Yantac (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Petersen, 1965).

El intrusivo de Potosí es el único stock que se encuentra ubicado en el flanco oriental del anticlinal principal (Petersen, 1965). Tiene una composición cuarzomonzonítica y presenta una textura porfirítica (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Petersen, 1965; Bendezu,

2007). El intrusivo de San Francisco presenta una composición cuarzomonzonítica con algunas fases granodioríticas (Mc Laughling et. al. 1933; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Petersen, 1965). Álvarez (1999) determinó que este intrusivo cuenta con un 23% de cuarzo, 52% de plagioclasa, 10% de biotita y 15% de feldespatos potásicos. En contacto con las calizas del Pucará produce una alteración muy intensa (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Petersen, 1965; Bendezu, 2007). El stock Gertrudis debido a la similitud en cuanto a composición y textura fue considerada como una réplica de menor tamaño del intrusivo de San Francisco (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Bendezu, 2007). Finalmente, Yantac es la intrusión ubicada en la zona sur más alejada del distrito (Álvarez, 1999). Eyzaguirre et al. (1975), a través de un análisis K-Ar, estimaron una edad de  $8,3 \pm 0,3$  Ma para el Intrusivo Yantac. Sin embargo, Beuchat (2003) a través de un análisis U-Pb, indica como edad de cristalización  $8,81 \pm 0,06$  Ma.

### **2.2.3. Geología del yacimiento**

El distrito minero Morococha contiene mineralizaciones que pueden clasificarse en una amplia variedad de tipologías interconectadas genéticamente entre ellas y asociadas a las últimas etapas de la actividad magmática del Mioceno (Beuchat, 2003; Wafforn et al., 2014). Los depósitos se pueden clasificar en cuatro tipos:

- **Mineralización tipo pórfido:** las venas tipo pórfido y mineralización diseminada se producen en el stock de Toromocho (Cu-Mo), stock de Codiciada (Cu-Mo), el área de Sulfurosa al sureste de Toromocho y la intrusión del pórfido de Ticlio (Cu-Au) ubicada en el extremo oeste del distrito (Catchpole et al., 2015a). No obstante, el único depósito de tipo pórfido económico es Toromocho (Cu-Mo) ubicado en la parte central de Morococha, en la intrusión de San Francisco (Beuchat, 2003; Catchpole et al., 2015a). Se



ha determinado que el depósito Toromocho contiene una reserva de 1,474 Gt con leyes de 0,471% de Cu, 0,019% de Mo y 6,89 g/t de Ag (Chinalco Mining Corporation International, 2015) y es explotado por la Minera Chinalco Perú S.A. Las rocas circundantes a este pórfido presentan un gran halo de alteración potásica y sericitica que albergan una mineralización de cuarzo-calcopirita  $\pm$  calcosina (enriquecimiento supergénico) y en menor proporción venas de cuarzo-pirita-molibdenita (Beuchat, 2003; Catchpole et al., 2015a, b). Dataciones Re-Os en molibdenita en vetillas del pórfido cuprífero de Toromocho indican una edad de la mineralización de  $7,9 \pm 0,1$  Ma (Beuchat, 2003).

- **Mineralización tipo skarn:** está asociada espacialmente a la gran mayoría de intrusiones que se emplazan en los tres centros magmáticos-hidrotermales (Petersen 1965; Catchpole et al., 2015a; Catchpole et al., 2016). Se reconocen endoskarns de grosularia  $\pm$  diópsido que reemplazan intrusivos de Codiciada, Ticlio y Toromocho (cerca de las formaciones Chambará y Jumasha) con escasa presencia de sulfuros (pirita, esfalerita y galena; Catchpole et al., 2016). Dataciones Re-Os en molibdenita en el área de Codiciada dieron una edad de  $9,26 \pm 0,03$  Ma, similar a la obtenida para los intrusivos porfiriticos de la zona ( $9,5-9,3$  Ma, U-Pb en circón; Bendezu et al., 2012). Asimismo, en los Volcánicos Catalina en una posición adyacente al endoskarn Codiciada, se desarrolló otro endoskarn de diópsido, que fue datado mediante U-Pb en titanita en  $9,3 \pm 0,2$  Ma (Catchpole et al., 2015a). Exoskarns magnésicos de serpentina, magnetita, flogopita, tremolita, talco y clorita en el distrito de Morococha se desarrollan principalmente en alternancias de dolomías y calizas de la Formación Chambará. A través de dataciones  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  en flogopita se pueden diferenciar dos episodios sucesivos de formación de skarn en un periodo de 1,9 Ma.

El más antiguo, relacionado con el skarn Codiciada, se formó a partir del intrusivo que lleva el mismo nombre a  $8,81 \pm 0,18$  Ma (Kouzmanov et al., 2008; Catchpole et al., 2015a).

El más reciente, relacionado con el skarn Porvenir, fue originado por la intrusión de Yantac ( $7,2 \pm 0,2$  Ma; Beuchat 2003; Catchpole et al., 2015a). El skarn de Gertrudis se produjo a partir del ingreso del intrusivo que lleva el mismo nombre ( $6,9 \pm 0,3$  Ma; Catchpole 2011).

- **Vetas polimetálicas cordilleranas:** las fallas transversales (fallas de ENE a NNE) que cortan el Domo de Yauli se encuentran comúnmente mineralizadas y alojan importantes vetas como Andaychagua, Manuelita-Sulfurosa, San Antonio y San Cristóbal (Beuchat 2003; Catchpole et al., 2015a). Estos sistemas de fallas cortan cuerpos intrusivos, rocas sedimentarias circundantes (Grupo Mitu), cuerpos de pirita y hasta skarns a escala distrital (Catchpole et al., 2011; Catchpole et al., 2015a). Las vetas polimetálicas muestran zonación y se pueden subdividir en tres diferentes etapas: una primera etapa caracterizada por pirita y cuarzo estéril con halo de alteración sericitica, una segunda etapa rica en sulfuros de Zn-Pb-Ag-Cu (esfalerita, galena, cobres grises, calcopirita, enargita) y una etapa final marcada por abundante cuarzo y rodocrosita (Catchpole et al., 2011; Catchpole et al., 2015a).
- **Mineralización asociada a cuerpos de reemplazamiento:** los cuerpos de reemplazamiento de carbonatos generalmente son denominados mantos y se alojan en las calizas del grupo Pucará cerca de su contacto con el grupo Mitu (Beuchat, 2003). Estos cuerpos de sulfuros masivos se forman en las zonas donde las venas polimetálicas cordilleranas cortan fallas o contactos litológicos (Catchpole et al., 2015a). Presentan una composición mineralógica con mayor contenido de hematites y barita (Beuchat, 2003). Catchpole et al. (2015a) dataron adularia del Manto Italia en  $6,0 \pm 0,2$  y  $6,23 \pm 0,12$  Ma, similar a las edades obtenidas

mediante la datación de adularia de la veta polimetálica de Codiciada ( $5,78 \pm 0,10$  Ma,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Catchpole et al., 2015a).

### **3. Metodología propuesta: muestreo y técnicas analíticas**

#### **3.1. Muestreo**

Se realizará una salida de campo al distrito minero Morococha en colaboración con la compañía minera Argentum S.A (Panamerican Silver). El estudio se basará principalmente en muestrear tipologías de mineralización como son: vetas polimetálicas y cuerpos de reemplazamiento. En particular, la investigación se centrará en los siguientes cuerpos: Veta Morro Solar, Manto Ivvet, Cuerpo Rosita/Veta Rubí y Ramal Alianza.

#### **3.2. Técnicas analíticas**

##### **3.2.1 Microscopio petrográfico**

A partir de las muestras recolectadas en campo, se fabricarán secciones pulidas en las instalaciones del laboratorio QEMSCAN en la Sección de Ingeniería de Minas de la PUCP. Estas secciones serán estudiadas mediante un microscopio de marca “Zeiss Primotech” de polarización de luz transmitida y reflejada equipada con una cámara digital.

El proceso de preparación para la obtención de secciones pulidas, se dará de la siguiente manera:

1. Las zonas que serán seleccionadas en las muestras serán cortadas con una sierra de precisión” (Figura 9).



Figura 9: Sierra de precisión (Pontificia Universidad Católica del Perú).

2. Éstas serán subdividas en bolsas con sus respectivos códigos para evitar la pérdida y confusión de muestras (Figura 10), ya que son la base fundamental de la investigación.

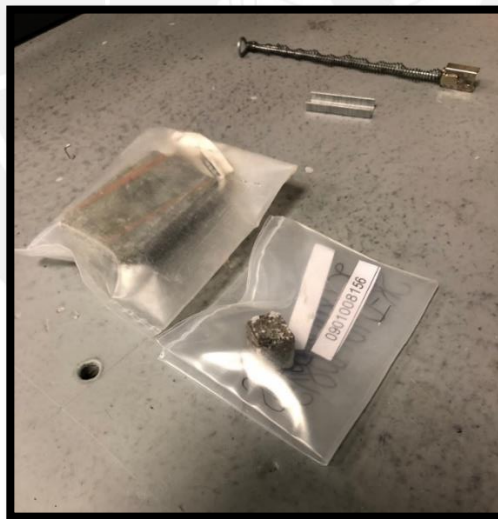


Figura 10: Muestra dividida en bolsas, una para sección pulida y otra para la réplica.

3. La porción de muestra que se usará para la fabricación de la sección pulida será mezclada con resina y endurecedor (Figura 11), para de este modo poder conformar la briqueta.



Figura 11: Compuestos necesarios para la obtención de una buena sección pulida: resina EpoFix (derecha) y endurecedor (izquierda).

4. La proporción entre la resina y el endurecedor será de 7 a 1, además indicar que al momento en que los dos líquidos son combinados, se deberá realizar un movimiento sumamente lento para no generar burbujas.
5. El secado de las briquetas dura aproximadamente un día (Figura 12). Una vez secas, son retiradas de los pequeños moldes a través de la prensa (“cups”; Figura 13) y estarían listas para iniciar el proceso de pulido.



Figura 12: Briquetas después del proceso de secado en los moldes plásticos.



Figura 13: Prensa.

6. El proceso de pulido se realiza mediante el uso de 4 pulidoras (Figura 14), que permitirán la reducción/eliminación del excedente de resina, eliminación de rayas y la obtención de un brillo adecuado para sección pulida.

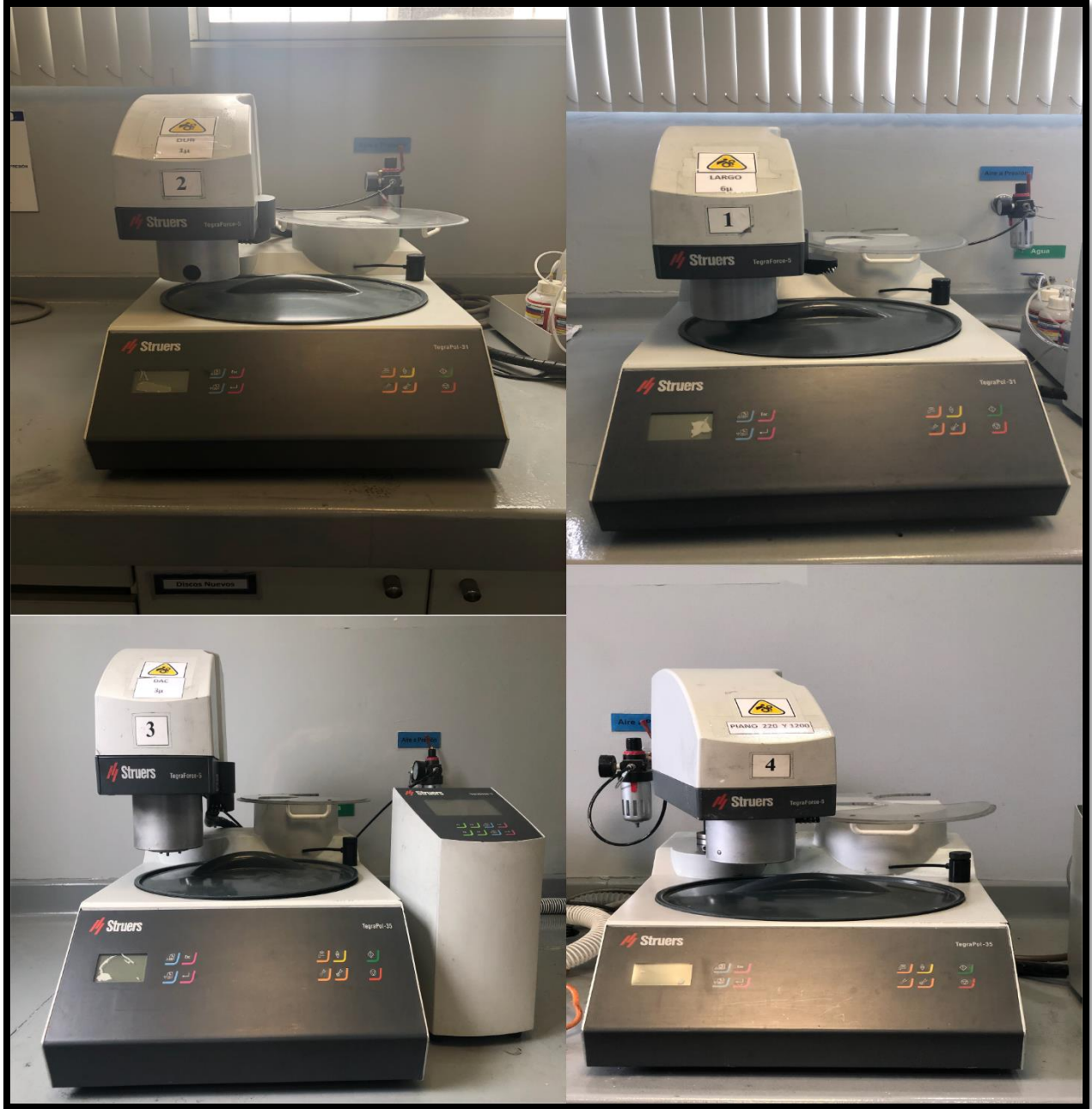


Figura 14: Pulidoras metalográficas “Struers”.

7. Finalmente, se deberá realizar el control de calidad para verificar si es que no existen rayas ni algún otro problema adicional en las secciones a través de microscopio petrográfico (Figura 15).





Figura 15: Microscopio “Zeiss Primotech”.

### 3.2.2 SEM-EDS

Una proporción de muestras serán estudiadas a través de un microscopio electrónico de barrido ambiental (SEM) Quanta 650 FEI (Figura 16), equipo que se encuentra equipado con un sistema de microanálisis EDAX-Octane Pro EDS en el Centro de Caracterización de Materiales de la Pontificia Universidad Católica del Perú (CAM-PUCP). Las condiciones de operación para el análisis requerido serán 20 keV de voltaje de aceleración y 5 nA en modo de electrón retrodispersado (BSE).



Figura 16: Microscopio electrónico de barrido ambiental Quanta 650 FEI (SEM).



Para poder realizar el estudio a través del SEM, las secciones pulidas deben ser recubiertas con una capa muy fina de grafito para mejorar la conductividad de las muestras al momento de realizar los análisis. El proceso de recubrimiento se realizará de la siguiente manera:

1. Las barras de grafito deben presentar una extensión de 3 a 4 mm aproximadamente para poder ser colocadas al interior del grafitizador. Por esa razón se hará uso del tarjador de grafito (Figura 17) que nos permitirá la reducción de su tamaño.

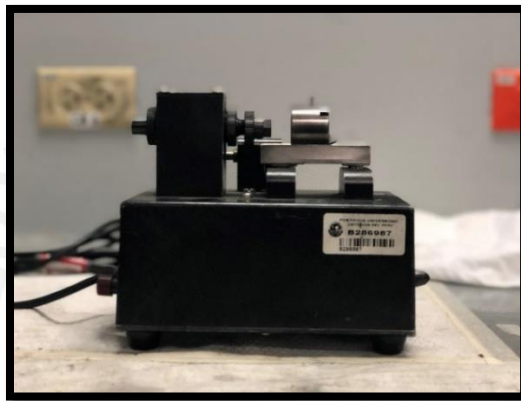


Figura 17: Tarjador de grafito que permite el acortamiento de las barras de grafito.

2. Posteriormente, las barras que cuenten con el tamaño ideal son introducidas en la zona superior del equipo (Figura 18; Figura 19) donde mediante descargas eléctricas serán pulverizadas y permitirán el recubrimiento de las secciones pulidas (Figura 20).

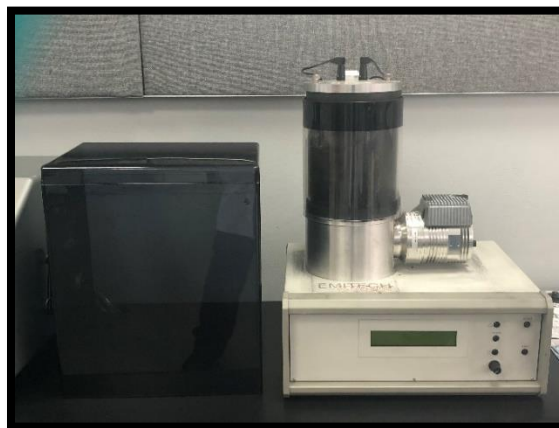


Figura 18: Grafitizador “Emitech K950X”.



Figura 19: Zona superior del equipo donde se introducirán las pequeñas barras de grafito.



Figura 20: Portamuestra que se introduce al interior del grafitizador "Emitech K950X".

### 3.2.3 EMPA

Los análisis químicos puntuales de los minerales de las muestras seleccionadas se realizarán a través de una microsonda electrónica JEOL JXA-8230 de cinco canales (Figura 21) en los Centros Científicos y Tecnológicos de la Universidad de Barcelona (CCiT-UB). El equipo será operado a un voltaje de aceleración de 20 kV, haz de corriente de 20 nA y diámetro de 5  $\mu\text{m}$ .



Figura 21: Microsonda electrónica JEOL JXA-8230.

El proceso de selección de muestras se realizará a través del microscopio petrográfico, se buscará principalmente analizar los minerales que presenten una gran correlación con el contenido de metales tecnológicos (In, Ge y Ga). De ese modo, a través de toda la información presentada en el siguiente trabajo, zonas con abundante contenido de esfalerita y calcopirita vendrían a ser las áreas marcadas y posteriormente examinadas.

#### **4 CONCLUSIONES**

1. Según la investigación realizada sobre el distrito de Morococha, se infiere que los metales estratégicos (In, Ge y Ga) estarán presentes en una esfalerita rica en contenido de hierro y fuertemente asociada con minerales de Cu como calcopirita u otros.
2. Asimismo, se concluye que es necesario realizar un estudio petrográfico de la mineralización presente en Morococha, para de ese modo poder generar secuencias paragenéticas que nos indiquen el orden de cristalización de los minerales.

3. Además, para poder contextualizar de manera precisa en qué mineral estarán presentes los metales tecnológicos, es necesario realizar análisis de geoquímica mineral mediante microsonda electrónica (EPMA).
4. La presente investigación servirá como base para posteriores estudios de metales estratégicos (In, Ge y Ga) en yacimientos similares al analizado en el distrito minero de Morococha.

## 5 REFERENCIAS

- Almosni, S., Delamarre, A., Jehl, Z., Suchet, D., Cojocar, L., Giteau, M., Behaghel, B., Julian, A., Ibrahim, C., Taty, L., Wang, H., Kubo, T., Uchida, S., Segawa, H., Miyashita, N., Tamaki, R., Shoji, Y., Yoshida, K., Ahsan, N., Watanabe, K., Inoue, T., Sugiyama, M., Nakano, Y., Hamamura, T., Toupan, T., Olivier, C., Chambon, S., Vignau, L., Geffroy, C., Cloutet, E., Hadziioannou, G., Cavassilas, N., Rale, P., Cattoni, A., Collin, S., Gibelli, F., Paire, M., Lombez, L., Aureau, D., Bouttemy, M., Etcheberry, A., Okada, Y., Guillemoles, J., 2018, Material challenges for solar cells in the twenty-first century: directions in emerging technologies, *Science and Technology of Advanced Materials*, v. 19 (1), pp. 336-369. doi: 10.1080/14686996.2018.1433439
- Álvarez, A., 1999, Yacimiento Toromocho, Primer Volumen de Monografías de Yacimientos Minerales Peruanos : ProEXPLO'99, Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, pp. 205-225.
- Benavides, V., 1999, Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the Andean cycle, In: Skinner, B.J. (Ed.), *Geology and ore deposits of the central Andes*, Society of Economic Geologists, Special Publication 7, Littleton, Colorado, pp. 61-107.
- Bendezu, A., 2007, Mineralización tipo pórfido de Cu-Mo asociadas a venas cordilleranas de metales base: Toromocho-Morococha, distrito de Morococha, Perú, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, pp. 2-132.
- Bendezú, A., Kouzmanov, K., Ovtcharova, M., Spikings, R., Fontboté, L., 2012, Timing of porphyry emplacement in the Miocene Morococha district, central Perú: U-Pb and Ar-Ar geochronological record, 34th International Geological Congress, Brisbane, Australia, pp. 1-6.
- Beuchat, S., 2003, Geochronological, structural, isotopes and fluid inclusion constraints of the polymetallic Domo de Yauli District, Peru, *Terre Environment*, v. 41, pp. 1-130.
- Bissig, T., Ullrich, T., Tosdal, R., Friedman, R., Ebert, S., 2008, The time-space distribution of Eocene to Miocene magmatism in the central Peruvian polymetallic province and its metallogenic implications, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 26(1), pp. 16-35.
- Bleiwas, D., 2010, Byproduct Mineral Commodities Used for the Production of Photovoltaic Cells, U.S. Geological Survey Circular 1365, Reston, Virginia, pp. 1-10. <http://pubs.usgs.gov/circ/1365/>.
- Butcher, T. y Brown, T., 2013, Gallium, In *Critical Metals Handbook*, G. Gunn (Ed.), pp. 150-176. doi:10.1002/9781118755341.ch7.
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Mamani, M., Díaz, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S., Cueva, E., 2009, Dominios geotectónicos y Metalogénesis del Perú, *Sociedad Geológica del Perú*, v. 103, pp. 1-90.

- Catchpole, H., Bendezú, A., Vallance, J., Kouzmanov, K., Astorga, C., Fontboté, L., 2016, Relaciones espacio-temporales entre pórfidos, skarns estériles y mineralización polimetálica en skarn, cuerpos de reemplazamiento en rocas carbonatadas y vetas en el Distrito de Morococha, Perú, XVIII Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú, pp. 1-5.
- Catchpole, H., Kouzmanov, K., Bendezú, A., Ovtcharova, M., Spikings, R., Stein, H., Fontboté, L., 2015a, Timing of porphyry (Cu-Mo) and base metal mineralisation (Zn-Pb-Ag-Cu) in a magmatic-hydrothermal system - Morococha district, Peru, *Mineralium Deposita*, v. 50, pp. 895-922.
- Catchpole, H., Kouzmanov, K., Putlitz, B., Seo, J., Fontboté, L., 2015b, Zoned base metal mineralization in a porphyry system: Origin and evolution of mineralizing fluids in the Morococha District, Peru, *Economic Geology*, v. 110, pp. 39-71.
- Cerro de Pasco Copper Corporation., 1965, Morococha Ore Inventory, Geological Office, v. 1, pp. 1-505.
- Chinalco Mining Corporation International., 2015, Annual Report, Lima, pp. 12-35. [https://www.miningdataonline.com/reports/annual/ChinalcoMiningCorporationInternational\\_2015\\_AnnualReport.pdf](https://www.miningdataonline.com/reports/annual/ChinalcoMiningCorporationInternational_2015_AnnualReport.pdf)
- Cook, N., Ciobanu, C. y Williams, T., 2011a, The mineralogy and mineral chemistry of indium in sulphide deposits and implications for mineral processing, *Hydrometallurgy*, v. 108 (3-4), pp. 226-228.
- Cook, N.J.; Sundblad, K.; Valkama, M.; Nygård, R.; Ciobanu, C.L.; Danyushevsky, L., 2011b, Indium mineralisation in A-type granites in southeastern Finland: Insights into mineralogy and partitioning between coexisting minerals, *Chemical Geology*, v. 284 (1-2), pp. 62-73.
- Emsbo, P., Seal, R., Breit, G., Diehl, S., Shah, A., 2016, Sedimentary Exhalative (Sedex) Zinc-Lead-Silver Deposit Model: *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–N*, pp. 1-57. <https://doi.org/10.3133/sir20105070N>.
- European Commission., 2017, *Critical Raw Materials*, Luxembourg, pp. 1-504. doi:10.2873/398823
- Eyzaguirre, V., Montoya, D., Silberman, M., Noble, D., 1975, Age of igneous activity and mineralization, Morococha district, central Peru, *Economic Geology*, v. 70 (6), pp. 1123–1125. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.6.1123>
- Fesser, H., 1968, Spurenelemente in bolivianischen Zinnsteinen, *Geologisches Jahrbuch*, v. 85, pp. 605-610.
- Freyssinet, P., Butt, C., Morris, R., Piantone, P., 2005, Ore-forming processes related to lateritic weathering, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds, *Economic Geology, One hundredth anniversary volume (1905–2005)*, Littleton, Colorado, *Society of Economic Geologists*, pp. 681–722.
- Foley, N., Jaskula, B., Kimball, B., Schulte, F., 2017, Gallium, Chapter H of Critical Mineral Resources of the United States, *Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply*, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, pp. 1-26.
- Fontboté, L., 2018, Ore deposits of the Central Andes, *Elements*, v. 14, pp. 257-261.
- Graedel, T., Gunn, G. y Tercero, L., 2013, Metal resources, use and Criticality, *In Critical Metals Handbook*, G. Gunn (Ed.), pp. 1-19. doi:10.1002/9781118755341.ch1
- Guberman, D., 2011, Germanium, United States Geological Survey, *Minerals Yearbook*, pp. 1-8. <https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/germanium/myb1-2011-germa.pdf>
- Guberman, D., 2015, Germanium: U.S. Geological Survey Mineral Commodity Summaries 2015, pp. 64–65. <https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/mcs/2015/mcs2015.pdf>

- Guizado, J. y Landa, C., 1965, Geología del Cuadrángulo de Pampas. Comisión de la Carta Geológica Nacional, v. 12, pp. 1-77.
- Hagelüken, C., 2012, Secondary Raw Material Sources for Precious and Special Metals, In: Sinding-Larsen R., Wellmer FW. (eds), *Non-Renewable Resource Issues*, International Year of Planet Earth, Springer, Dordrecht, pp. 195-212.
- Harrison, J., 1943, Geología de los Andes Centrales en parte del departamento de Junín, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 16, pp. 1-97.
- Heijlen, W., Banks, D., Muchez, P., Stensgard, B., Yardley, B., 2008, The Nature of Mineralizing Fluids of the Kipushi Zn-Cu Deposit, Katanga, Democratic Republic of Congo: Quantitative Fluid Inclusion Analysis using Laser Ablation ICP-MS and Bulk Crush-Leach Methods, *Economic Geology*, v. 103, pp. 1459-1482.
- Heuschmidt, B., Bellot, J., Miranda, V., Claire, M., 2002, Las Áreas Prospectivas de Bolivia para yacimientos metalíferos: Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería, v. 30, pp. 1-171.
- INGEMMET., 1983, Geología de los Cuadrángulos de Matucana y Huarochirí, H. Salazar. Boletín. 36 Serie A, pp. 1-68.
- Ishihara, S., Murakami, H. y Marquez, M., 2011, Inferred indium resources of the Bolivian tin-polymetallic deposits, *Resource Geology*, v. 61, pp. 174-191.
- Jenks, W., 1951, Triassic to Tertiary Stratigraphy near Cerro de Pasco, Perú, *Geological Society of America Bulletin*, v. 62, pp. 203-219.
- Jiménez-Franco, A., Alfonso, P., Canet, C., Trujillo, J., 2018, Mineral chemistry of In-bearing minerals in the Santa Fe mining district, Bolivia, *Andean Geology*, v. 45, pp. 410-432.
- Kelley, K., Leach, D., Johnson, C., Clark, J., Fayek, M., Slack, J., Anderson, V., Ayuso, R., Ridley, W., 2004, Textural, compositional, and sulfur isotope variations of sulfide minerals in the Red Dog Zn-Pb-Ag deposits, Brooks Range, Alaska: implications for ore formation, *Economic Geology*, v. 99, pp. 1509–1532.
- Kesler, S. y Simon, A., 2015, Mineral resources, economics and the environment, 2<sup>nd</sup> ed. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom, pp. 234–235.
- Kouzmanov, K., Ovtcharova, M., Von, A., Guillong, M., Spikings, R., Schaltegger, U., Fontboté, L., Rivera, L., 2008, U-Pb and 40Ar/39Ar age constraints for the timing of magmatism and mineralization in the giant Toromocho porphyry Cu-Mo deposit, Central Peru, In: XIII Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, Perú, pp. 1-6.
- Loughman, D. y Hallam, A., 1982, A facies analysis of the Pucará Group (Norian to Toarcian carbonates, organic-rich shale and phosphate) of central and northern Peru, *Sedimentary Geology*, Elsevier, v. 32, pp. 161–194.
- Magnéé, I. y Francois, A., 1988, The Origin of the Kipushi (Cu, Zn, Pb) Deposit in Direct Relation with a Proterozoic Salt Diapir, Copperbelt of Central Africa, Shaba, Republic of Zaire, In: Friedrich G.H., Herzig P.M. (eds) *Base Metal Sulfide Deposits in Sedimentary and Volcanic Environments*, *Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, v. 5, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 74-93.
- McLaughlin, D., 1924, The Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera, departments of Junin and Lima, *GSA Bulletin*, v. 35 (3), pp. 591-632.
- McLaughling, D., Graton, L. and others, 1933, Copper in the Cerro de Pasco and Morococha district, Department of Junin, Perú, pp. 513-544.

- Megard, F., 1968, Geología del cuadrángulo de Huancayo, Servicio de Geología y Minería, Boletín No. 18, pp. 1-105.
- Megard, F., 1979, Estudio geológico de los Andes del Perú Central, Boletín No. 8, Serie D, Estudios especiales INGEMMET, pp. 1-221.
- Melcher, F. y Buchholz, P., 2013, Germanium, In *Critical Metals Handbook*, G. Gunn (Ed.), pp. 177-203. doi:10.1002/9781118755341.ch8
- Mondillo, N., Arfê, G., Herrington, R., Boni, M., Wilkinson, C., Mormone, A., 2018, Germanium enrichment in supergene settings: evidence from the Cristal nonsulfide Zn prospect, Bongará district, northern Peru, *Mineralium Deposita*, v. 53 (2), pp. 155–169. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0781-1>
- Moskalyk, R., 2003, Gallium: The backbone of the electronics industry, *Minerals Engineering*, v. 16 (10), pp. 921–929. <http://dx.doi.org/10.1016/j.mineng.2003.08.003>
- Murakami, H. y Ishihara, S., 2013, Trace elements of indium-bearing sphalerite from tin-polymetallic deposits in Bolivia, China and Japan: a femto-second LA-ICPMS study, *Ore Geology Reviews*, v. 53, pp. 223-243.
- Nagell, R., 1960, Ore Controls in the Morococha District, Peru, *Economic Geology*, v. 55, pp. 962-984.
- Newell, N., Chronic, J. y Roberts, T., 1953, Upper Paleozoic of Peru, The Geological Society of America, v. 58, pp. 1-315.
- Noble, D. y McKee, E., 1999, The Miocene metallogenic belt of central and northern Peru, In: Skinner, B.J. (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes: Society of Economic Geologists Special Publication No. 7*, Littleton, Colorado, pp. 155–193.
- Paredes, J., 1972, Etude géologique de la feuille de Jauja au 1:100,000 (Andes du Pérou Central), Tesis 3° cycle, University of Science and Technology of Languedoc, Montpellier 1 mapa h-t, pp. 1-79.
- Petersen, U., 1965, Regional geology and major ore deposits of Central Perú, *Economic Geology*, v. 60, pp. 407-476.
- Rivera, N. y Kobe, H., 1983, Evolución Geológica del Domo de Yauli, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú No. 72, pp. 177-195.
- Rosas, S., Fontboté, L. y Tankard, A., 2007, Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 24, pp. 1 – 24.
- Sahlström, F., Arribas, A., Dirks, P., Corral, I., Chang, Z., 2017, Mineralogical Distribution of Germanium, Gallium and Indium at the Mt Carlton High-Sulfidation Epithermal Deposit, NE Australia, and Comparison with Similar Deposits Worldwide, *Minerals*, v. 7 (11), pp. 1-213. <https://doi.org/10.3390/min7110213>
- Schwarz-Schampera, U., 2014, Indium, In *Critical Metals Handbook*, G. Gunn (Ed.), pp. 204-229. doi:10.1002/9781118755341.ch9
- Schwarz-Schampera, U. y Herzig, P., 2002, Indium: Geology, Mineralogy, and Economics, Springer, pp. 1-216.
- Shanks, W., Kimball, B., Tolcin, A., Guberman, D., 2017, Germanium and Indium. chap. I of Schulz, K. J.; DeYoung, J. H., Jr.; Seal, R. R., II; Bradley, D. C., eds., *Critical mineral resources of the United States – Economic and environmental geology and prospects for future supply*: U.S. Geological Survey Professional Paper 1802, pp. 1–26. <http://dx.doi.org/10.3133/pp1802I>

- Skirrow, R., Huston, D., Mernagh, T., Thorne, J., Dulfer, H., Senior, A., 2013, Critical commodities for a high-tech world: Australia's potential to supply global demand, *Geoscience*, Australia, Canberra, pp. 1-27.
- Soler, P., 1987, Variations des teneurs en éléments mineurs (Cd, In, Ge, Ga, Ag, Bi, Se, Hg, Sn) des minerais de Pb-Zn de la province polymetallique des Andes du Pérou Central, *Mineralium Deposita*, v. 22, pp. 135-143.
- Spikings, R., Reitsma, M., Boekhout, F., Miskovic, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Schaltegger, U., 2016, Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea, *Gondwana Research*, v. 35, pp. 124-143.
- Terrones, A., 1949, La estratigrafía del distrito minero de Morococha, *Sociedad Geologica del Perú*, v. 2 (8), pp. 1-15.
- Tolcin, A., 2017, 2015 Mineral Yearbook – Indium [Advance Release], *U.S. Geological Survey Circular*, Reston, Virginia, pp. 1-2.
- Torró, L., Melgarejo, J., Gemmrich, L., Mollinedo, D., Cazorla, M., Martínez, Á., Pujol-Solà, N., Farré-de-Pablo, J., Camprubí, A., Artiaga, D., Torres, B., Alfonso, P., Arce, O., 2019, Spatial and Temporal Controls on the Distribution of Indium in Xenothermal Vein-Deposits: The Huari Huari District, Potosí, Bolivia, *Minerals*, v. 9 (5), pp. 1-35.
- Wafforn, M., Steinmann, M., Delgado, A., 2014, Technical Report for the Morococha Property, Yauli, Peru, *Pan American Silver Corp*, pp. 6-66.
- Weaver, C., 1942, A General Summary of the Mesozoic of South America and Central America, *Proc. 8th. American Science Congress*, v. 4, pp. 149-193.
- Werner, T., Mudd, G., Jowitt, S., 2015, Indium: key issues in assessing mineral resources and long-term supply from recycling, *Applied Earth Science*, (Trans. Inst.Min. Metall. B) v. 124, pp. 213–226.