



## Evolución magmática-hidrotermal del sistema pórfido-skarn Paraíso y su relación con la mineralización de Cu-Mo, Batolito de Andahuaylas-Yauri, Apurímac, Perú

Juan Carlos Cuéllar Quispe

Compañía Minera Ares, Calle la Colonia 180, Santiago de Surco, Lima, Perú ([juan.cuellar@hocplc.com](mailto:juan.cuellar@hocplc.com))

### ABSTRACT

The Paraíso porphyry-skarn system is located in southern Peru (Apurímac department, Abancay province, Curahuasi district), 10 km west of the Cotabambas Cu-Au porphyry and 40 km north of the Las Bambas deposit. It is hosted by the Andahuaylas-Yauri Batholith, which elsewhere also hosts Middle Eocene to Early Oligocene porphyry and skarn deposits (~42–30 Ma).

The sedimentary rocks in the area belong to a succession that includes siliciclastic deposits (Yura Group) and limestones (Ferrobamba Formation). The local structural system is dominated by two intersecting fault systems, the NW-trending Paraíso system and the NNE-trending Anubia fault system.

This study reports mineralogical, petrographic, and geochemical characteristics of several intrusive pulses, to which a series of veins is related. Using paragenetic logging, 15 vein types (type 1 through type 15) were identified on the basis of their mineralogical assemblages. These types were in turn grouped into three main stages: pre-mineralization, main mineralization, and post-mineralization.

The precursor plutons consist of the Quartz-Diorite, which does not display veins and appears to have acted as host rock, and the younger Tonalite, which shows quartz veins with halos of K-feldspar.

The parental pluton is the Tonalite Porphyry, which presents all vein types and is apparently the intrusion

that generated the K-feldspar veins (types 1 to 7). It intruded the limestone succession and generated a skarn assemblage which, following subsequent cooling, developed a typical retrograde assemblage (ep-chl-mag-py-ccp; veins of types 9 to 12). This Tonalite Porphyry yielded a zircon U-Pb age of  $34.23 \pm 0.20$  Ma and is cut by a mineralized magmatic-hydrothermal breccia.

The Dacite Porphyry 1, which crystallized at  $33.68 \pm 0.21$  Ma, cuts this breccia and is cut by quartz veins with chalcopyrite sutures (type 13): these veins could represent the distal expression of a mineralized porphyry stock that has not been identified yet, representing a blind exploration target.

The younger Dacite Porphyry 2 shows qtz-cal-sph veins (type 15, i.e. the latest type). The last magmatic event is represented by dacitic dikes, one of which crystallized at  $33.71 \pm 0.36$  Ma.

The 3 zircon U-Pb ages reported here show that the intrusions related to mineralization crystallized over a very short time span ( $0.55 \pm 0.41$  Myr) between at most ~34.5 and ~33.3 Ma, i.e. exactly around the Eocene-Oligocene boundary (~33.9 Ma). Geochemical indicators such as REE and the Sm/Yb ratio indicate that some of the related magmas interacted with a coeval lower crust dominated by amphibole, suggesting that the crust may have been 40–45 km-thick at that time.

### RESUMEN

El sistema pórfido-skarn Paraíso está ubicado en el sur del Perú, departamento de Apurímac, provincia de Abancay, distrito de Curahuasi; a 10 km al oeste del pórfido de Cu-Au de Cotabambas, y 40 km al norte del proyecto Las Bambas, es decir dentro del Batolito Andahuaylas-Yauri, que hospeda yacimientos de tipo pórfido y skarn de edad Eoceno medio a Oligoceno

temprano (~42–30 Ma).

Las rocas sedimentarias aflorantes pertenecen a la sucesión silicoclástica del Grupo Yura y a las calizas de la Formación Ferrobamba. Estructuralmente, el área está controlada por la intersección del sistema de fallas Paraíso, de orientación NO-SE, y del sistema de fallas Anubia, de orientación NNE-SSO.

El presente estudio presenta las características mineralógicas, petrográficas y geoquímicas de los diferentes intrusivos reconocidos, y sus relaciones con los 15 tipos de venillas identificados en base al logeo paragenético y sus ensamblajes mineralógicos. Estos tipos de venillas se agrupan en tres eventos: pre-mineralización, mineralización principal, y post-mineralización.

Los plutones precursores consisten de una cuarzo-diorita y una tonalita. La Cuarzo-diorita no generó venillas, comportándose como roca hospedante, mientras que la Tonalita sólo presenta venillas de cuarzo con halos de feldespatos potásicos.

El plutón parental es la Tonalita pórfirítica, que presenta todos los tipos de venillas reconocidos, siendo aparentemente el generador de las venillas de tipo 1 a 7. Su emplazamiento en calizas generó un ensamble típico de skarn, el cual, a raíz del posterior enfriamiento del sistema, desarrolló un típico ensamble retrógrado: epi-CLOs-mt-py-cpy; venillas de tipo 9 a 12). Esta Tonalita pórfirítica datada en  $34.23 \pm 0.20$  Ma (U-Pb, zircón) es cortada por una brecha magmática-hidrotermal mineralizada.

El Pórfido dacítico 1, datado en  $33.68 \pm 0.21$  Ma, corta esta Brecha y es cortado por venillas de cuarzo con sutura de calcopirita (tipo 13), que serían la expresión distal de un stock porfirítico mineralizado que a la fecha no ha sido identificado, representando un blanco ciego de exploración.

El Pórfido dacítico 2 (stock porfirítico tardimineral) hospeda venillas de cz-cac-esf (tipo 15, el más tardío). El último evento magmático está representado por diques dacíticos, uno de los cuales cristalizó en  $33.71 \pm 0.36$  Ma.

Las 3 edades obtenidas por U-Pb en zircón demuestran que las intrusiones relacionadas a la mineralización cristalizaron durante un intervalo muy corto ( $0.55 \pm 0.41$  Myr), entre  $\sim 34.5$  and  $\sim 33.3$  Ma como máximo, es decir exactamente alrededor del límite Eoceno-Oligoceno ( $\sim 33.9$  Ma). Indicadores geoquímicos como REE y la relación Sm/Yb indican que por lo menos algunos de los magmas involucrados interactuaron con una corteza inferior que estaba dominada por anfíbol, sugiriendo que el espesor cortical pudo haber sido 40-45 km en esa época.

**Palabras claves:** pórfido, skarn, Eoceno, Oligoceno, batolito, Andahuaylas-Yauri, venillas, tierras raras, plutón precursor, plutón parental, stock porfirítico temprano, stock porfirítico tardimineral, stock porfirítico post-mineral.

## 1. Introducción

El sistema pórfido-skarn Paraíso está localizado en el sur del Perú, departamento de Apurímac, provincia de Abancay, distrito de Curahuasi, en el Batolito de Andahuaylas-Yauri. Es parte de los sistemas skarn-pórfido de cobre de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior de esta región, los cuales incluyen a Las Bambas, Constancia, Tintaya, Los Chancas, Cotabambas, Haqira, entre otros.

El sistema pórfido-skarn Paraíso es un blanco de exploración del Proyecto Alpacocha, que fue estudiado por geólogos de Minera del Suroeste en el año 2000. En el año 2008 pasó a formar parte de Minera Ares cuando esta última compró Minera del Suroeste. Entre los años 2011 y 2012, Minera Ares perforó el target Paraíso. En el año 2014, Minera Ares firma una opción de compra del Proyecto Alpacocha a favor de Minera Antares Perú S.A.C subsidiaria de First Quantum Minerals Ltd (Cuéllar, 2014).

El presente estudio se centra en relacionar las características mineralógicas, petrográficas y geoquímicas de los diferentes intrusivos con las diferentes venillas reconocidas. Los objetivos del presente estudio son: (1) determinar la evolución magmática-hidrotermal del sistema pórfido-skarn Paraíso; y (2) definir cuáles son los intrusivos y stocks del sistema porfirítico y su relación con los diferentes eventos de venillas.

## 2. Geología regional, contexto tectónico y metalogénia

### 2.1. Geología regional

El target Paraíso se ubica en el Batolito de Andahuaylas-Yauri, 10 km al oeste del pórfido de Cu-Au "Cotabambas" y 40 km al norte del Proyecto skarn-pórfido de Cu "Las Bambas" (Fig. 1); este batolito fue conocido hasta finales de la década del 1980 por albergar depósitos tipo skarn de magnetita-calcopirita asociados a intrusivos estériles (e.g., Einaudi et al., 1981; Noble et al., 1984). Sin embargo, recientemente se ha convertido en una importante provincia de pórfido de Cu (Perelló, 2003).

El batolito se ha emplazado en el borde norte de la antigua cuenca occidental mesozoica sur-peruana, al límite con el alto estructural Cusco-Puno, en una zona de falla que corresponde al sistema Cusco-Lagunillas-Mañazo y su prolongación denominada Abancay-Andahuaylas-Totos. Este sistema controló la sedimentación mesozoica, separando el alto estructural de la cuenca y actuando como fallas normales. Sin embargo, durante el Eoceno inferior este sistema tuvo un movimiento de rumbo dextral, creando la cuenca Kayra, y en el Eoceno superior-Oligoceno inferior se comportó como inverso, desarrollando la cuenca sinorogénica Soncco, además de controlar el emplazamiento del batolito (Carlotto, 1998) (Fig. 2).

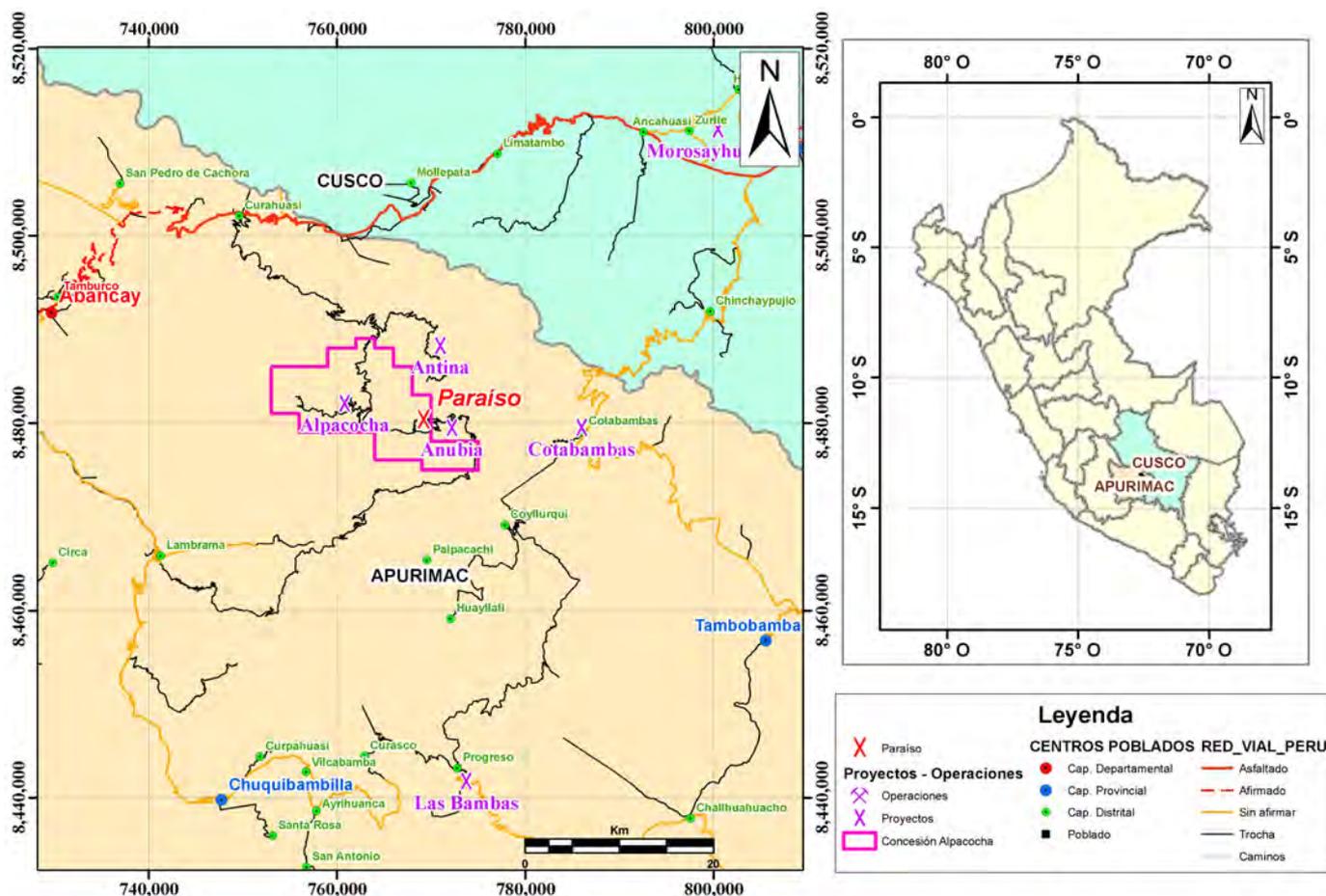


Figura 1. Ubicación del proyecto Alpacocho-Target Paraiso, con la ubicación de las principales ciudades y proyectos mineros vecinos.

## 2.2. Estratigrafía sedimentaria regional

La secuencia sedimentaria aflorante se inicia con el grupo Mitu (Pérmico medio y superior), seguido por las formaciones Chocolate y Socosani (Jurásico inferior), Puente y Cachíos (Jurásico medio), Labra (Jurásico superior), Gramadal (Jurásico terminal), Soraya o Hualhuani (Cretácico inferior), Mara o Murco (Cretácico medio), Ferrobamba (Cretácico medio a superior), San Jerónimo y volcánicos Anta (Eoceno medio-Oligoceno temprano), Punacancha y Paruro (Eoceno medio, Oligoceno temprano), finalizando con el Grupo Tacaza (Oligoceno) (Cano, 2012).

## 2.3. Batolito de Andahuaylas-Yauri

El Batolito Andahuaylas-Yauri se emplazó en el borde noreste de la Cordillera Occidental, y está compuesto por varias intrusiones que afloran de manera discontinua entre la localidad de Andahuaylas al noroeste y Yauri al sureste, en una extensión de 300 km x 130 km, con un ancho que varía de 25 km a la altura de Tintaya a 130 km entre Chalhuanca y Abancay. La edad del batolito está delimitada por relaciones estratigráficas de corte y por información geocronológica. Las rocas del batolito intruyen rocas del Mesozoico y del Cenozoico temprano así como a la Formación Anta, por lo que la edad del batolito fluctúa entre Eoceno medio y Oligoceno temprano

(Perelló et al., 2003).

En términos generales, el batolito está aparentemente conformado por dos pulsos de intrusión, el primero de composición predominantemente máfica, y el segundo predominantemente de composición intermedia:

### 2.3.1. Intrusiones de composición máfica

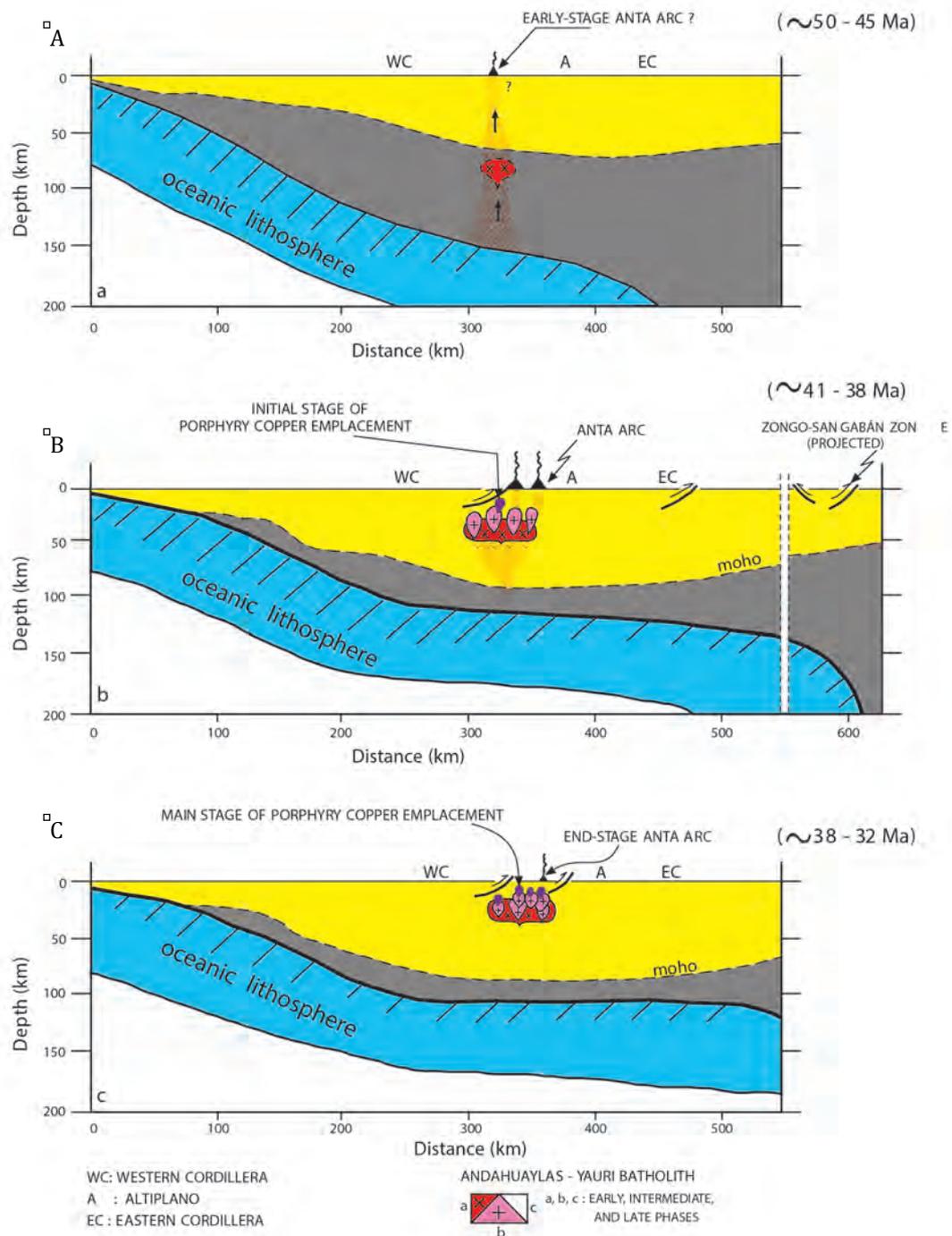
Están caracterizadas por rocas máficas como gabro, gabro olivínico, gabrodiorita y diorita. Estas rocas están expuestas a lo largo del borde norte del batolito entre Curahuasi y Limatambo (Ligarda et al., 1993). La edad del emplazamiento de este pulso fluctúa entre ~48 y ~43 Ma (Perelló et al., 2003).

### 2.3.2. Intrusiones de composición intermedia

Éstas conforman las rocas más abundantes en el batolito. Son de color gris claro, con un tamaño de grano medio a grueso, una textura equigranular a débilmente porfírica, y presentan anfíbol > biotita como ferromagnesiano preponderante. Su composición varía entre granodiorita y cuarzo-monzodiorita. Cuando entra en contacto con las calizas de la Formación Ferrobamba generalmente forma skarn de granate. La edad del emplazamiento de este pulso fluctúa entre ~40 y ~32 Ma (Perelló et al., 2003).

Los stocks mineralizados están relacionados a los intrusivos intermedios y tienen una composición granodiorítica a dacítica.





**Figura 3.** Sección esquemática en la cual se interpreta la formación de los Andes Centrales a la altura del Batolito Andahuaylas-Yauri entre el Eoceno y el Oligoceno temprano. (A) Arco magmático Anta, Eoceno medio, ~50-45 Ma. (B) Emplazamiento de las intrusiones tempranas del batolito y deformación sincrónica de la corteza superior (orogenia incaica, ~41-38 Ma). (C) Etapa principal de formación de depósitos de pórfido de Cu (~38-32 Ma). Tomado de Perelló et al. (2003).

## 2.5. Metalogenia

Un modelo metalogénico regional fue propuesto por Perelló et al. (2003), quienes sugirieron que los magmas calco-alcalinos del Batolito de Andahuaylas-Yauri y la subsecuente mineralización de tipo pórfido fueron generados durante un evento de subducción horizontal, lo que originó un acortamiento cortical, tectónica compresiva y un levantamiento sincrónico, en relación con el evento tectónico Inca del Eoceno medio.

El acortamiento de la parte superior de la corteza habría impedido un rápido ascenso del magma, favoreciendo el almacenamiento de fluidos en grandes cámaras magmáticas, lo que, a una adecuada profundidad de la corteza más superior, permitió el emplazamiento a gran escala de pórfidos de Cu en regímenes compresivos (Fig. 3). Otro aspecto que resalta en esta región, es que está localizada en plena deflexión de Abancay, donde la dirección de las estructuras andinas NO-SE cambia a E-O.

Esta franja tiene características geológicas fuertemente similares con la franja de pórfidos de Cu del Eoceno superior-Oligoceno inferior del Norte de Chile, donde se ubican los megayacimientos de Chuquicamata y La Escondida. En efecto, en esa región se pone también en evidencia una cercana relación entre la formación de los

pórfidos de Cu y la compresión andina que supuestamente se inició hace ~43 Ma generando el acortamiento cortical y la exhumación sincrónica de la cordillera de Domeyko (Maksaev & Zentilli, 1999), todo ello relacionado a un proceso de subducción horizontal (Carlotto, 2009).

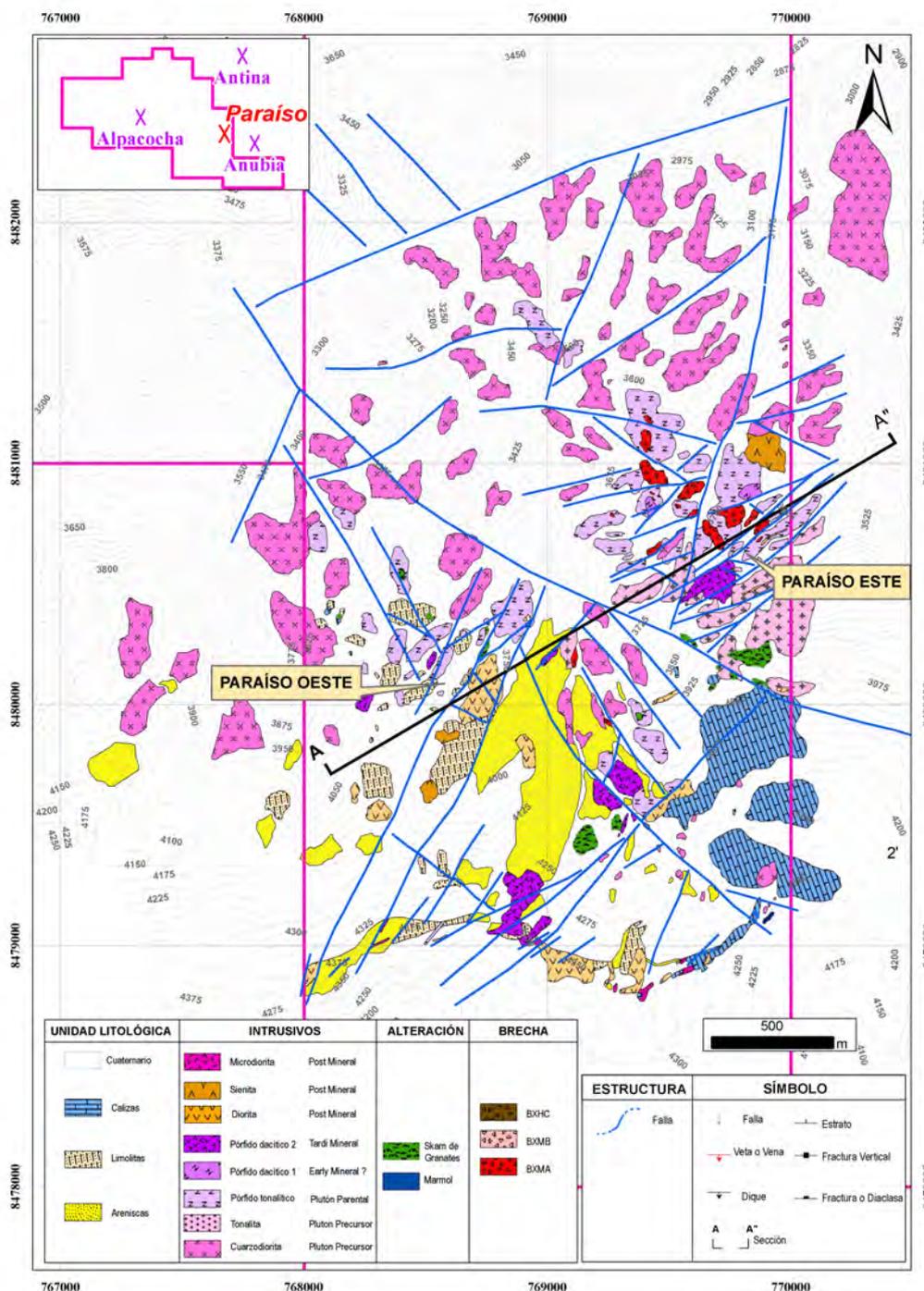


Figura 4. Mapa geológico local ilustrando las diferentes litologías del target Paraíso.

### 3. Geología local

El sistema pórfido-skarn Paraíso se encuentra hospedado en un intrusivo de composición cuarzo-diorítico, perteneciente al Batolito Andahuaylas-Yauri, que intruye rocas sedimentarias del Mesozoico, conformadas por el Grupo Yura (formaciones Gramadal y Hualhuani) y las formaciones Mara y Ferrobamba.

#### 3.1. Estratigrafía local

Los paquetes sedimentarios se presentan en posición normal, observándose en los niveles silicoclásticos sedimentación granodecreciente. La estratificación general es N320-340° / 20-35° (Fig. 3).

3.1.1. Formaciones Puente, Cachíos, Labra

Esta sucesión sedimentaria se caracteriza por la presencia de niveles silicoclásticos en la base, constituidos por intercalaciones de lutita gris oscura

finamente laminada, limolita parda naranja, arenisca fina gris verdosa con grano decreciente, en bancos de 5 a 40 cm; también se hallan capas delgadas de lutita negra.

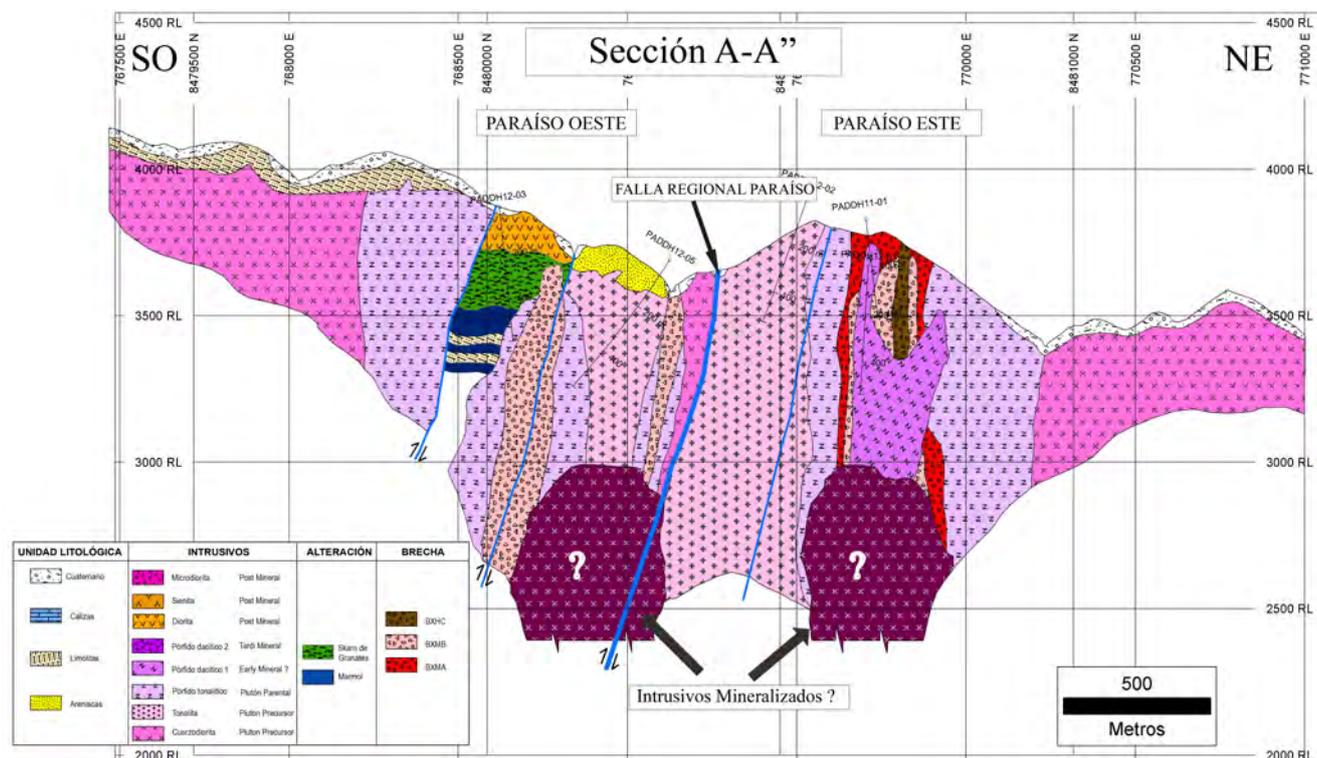


Figura 5. Sección geológica A-A", mirando al NO. Los sedimentos (limolitas, areniscas, calizas) se presentan como techos colgados. Los targets Paraíso Este y Oeste son dos sistemas porfíricos independientes separados por la falla regional Paraíso.

3.1.2. Formación Gramadal

Esta formación sobreyace al conjunto anterior y se caracteriza por intercalaciones de niveles calcáreos marmolizados en bancos de 0.5 a 1.5 m, calizas micríticas de color gris oscuro intercaladas con areniscas cuarzosas de grano fino en niveles de 0.4 a 0.6 m, y areniscas limosas de grano fino.

3.1.3. Formación Hualhuani

Esta unidad es también conocida localmente como Formación Soraya. Se presenta como bancos gruesos y masivos de arenisca cuarzosa de grano medio y color blanquecino, en bancos de 0.5 a 0.8 m. Es basculada por presencia de intrusivos y fallamiento (Fig. 6).

3.1.4. Formación Mara

Esta unidad está conformada por limolitas de color lila a rojizo, finamente laminadas e intensamente piritizadas (2-5%), en paquetes delgados de 5 a 20 cm. Se comporta como nivel incompetente que posiblemente facilitó el deslizamiento de la Formación Ferrobamba (Fig. 6).

3.1.5. Formación Ferrobamba

Esta unidad consiste de calizas micríticas de color gris oscuro, bioclásticas, masivas, en bancos de 0.5 a 0.7 m, intercaladas con paquetes de calizas de color pardo rojizo. Se presenta como mega-bloques deslizados a manera de slumps (Fig. 6).

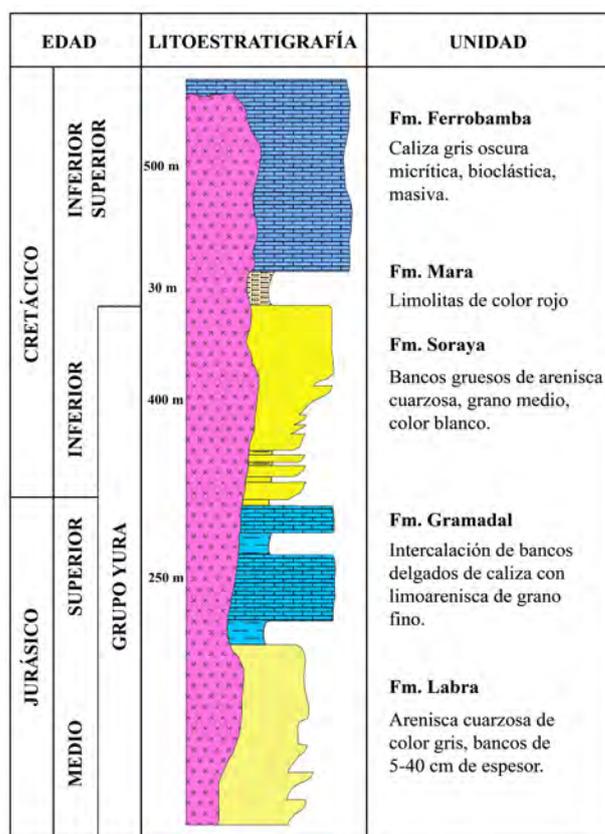


Figura 6. Columna estratigráfica, ilustrando la sucesión silicoclástica del Grupo Yura y la Formación Ferrobamba.

### 3.2. Geología estructural

El sistema pórfido-skarn Paraíso está controlado por la intersección de dos sistemas estructurales: la falla regional Paraíso (NO-SE) y el sistema paralelo a la falla Anubia (NNE-SSO). Tanto el target Paraíso como el proyecto Anubia (Minera del Norte) están controlados por el cruce de estos dos sistemas de fallas. Lo mismo podemos afirmar del proyecto Antina (Minera del Norte) que se ubica en la proyección de la Falla Anubia (Fig. 7).

La falla regional Paraíso presenta un ligero buzamiento al SO, comportándose como falla inversa, siendo el bloque sur el levantado.

### 3.3. Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas que se han logrado identificar en el proyecto Paraíso forman parte del Batolito Andahuaylas-Yauri, que presenta 2 etapas intrusivas. La primera etapa fue de composición máfica, manifestándose como fragmentos de diorita dentro de una brecha magmática-hidrotermal, o como bloques remanentes controlados por fallas. La segunda etapa, más félsica, se presenta como una serie de plutones y stocks porfiríticos que evolucionaron en textura desde equigranular a porfirítica con matriz microcristalina, y en grado de diferenciación desde una composición cuarzodiorítica hasta granodiorítica-dacítica.

Varios intrusivos (Tonalita, Pórfido tonalítico, Pórfido dacítico 1) se han emplazado en la intersección de la falla Paraíso (NO-SE) con el sistema de fallas Anubia (NNE-SSO) y presentan una orientación preponderante N120-150 (paralelo a la falla regional Paraíso). Los intrusivos más tardíos (Pórfido dacítico 2 y diorita porfirítica) se han emplazado siguiendo una orientación 020°-045° (Fig. 3; Tabla 2) (Cuéllar, 2014).

#### 3.3.1. Gabro-diorita

Esta unidad se presenta como fragmentos dentro de una brecha magmática-hidrotermal y como bloques remanentes controlados por fallas dentro de una tonalita (determinada por sondajes). Se interpreta como perteneciente al primer pulso, máfico, del Batolito Andahuaylas-Yauri.

Se manifiesta como una roca fanerítica de grano medio, mesócrata que tiene entre 35-40 % de minerales máficos. Su textura es holocristalina, equigranular hipidiomórfica. Sus componentes son plagioclasa y hornblenda. Presenta alteración potásica muy débil, representada por biotita hidrotermal reemplazando algunas hornblendas.

La clasificación modal de muestras de esta unidad permite denominarlas como dioritas variando hasta gabros (Fig. 8 A y B).

#### 3.3.2. Plutón precursor: Cuarzo-diorita

Esta unidad también se denominó granodiorita (Santos et al., 2013). Es la roca hospedante distrital perteneciente al segundo pulso, de composición intermedia, del Batolito de Andahuaylas-Yauri.

Se presenta como roca fanerítica de grano medio, leucocrata, que tiene entre 10-15 % de minerales máficos. Su textura es holocristalina, inequigranular

hipidiomórfica. Sus componentes son plagioclasa, cuarzo, ortosa, hornblenda y biotita (la hornblenda es más abundante que la biotita), y los minerales accesorios son apatita, esfena y zircón. Presenta alteración potásica muy débil representada por biotita hidrotermal reemplazando algunas hornblendas.

La clasificación modal de muestras pertenecientes a esta unidad permite denominarlas como cuarzo-diorita a cuarzo-monzodiorita (Fig. 8 C y D).

#### 3.3.3. Plutón precursor: Tonalita

Se presenta como un stock de 700 x 700 m, extendiéndose hacia el proyecto Anubia, emplazado en la intersección de las estructuras NO-SE y NE-SO. No presenta relación de corte con la Cuarzo-diorita (QZDRT) pero se infiere que es posterior, esto último porque presenta una incipiente a moderada alteración potásica (venillas de cuarzo con halo de feldespato potásico).

Se manifiesta como roca fanerítica de grano medio, leucocrata, teniendo entre 15-20 % de minerales máficos. Su textura es holocristalina, inequigranular hipidiomórfica; en algunas ocasiones se le observa con textura porfirítica incipiente, con 5 % de matriz. Sus componentes son plagioclasa, ortosa, cuarzo, hornblenda y biotita (la hornblenda es más abundante que la biotita), y los minerales accesorios son esfena, apatita y zircón. Presenta alteración potásica incipiente a moderada, a manera de venillas de feldespato potásico y biotita hidrotermal reemplazando algunas hornblendas.

La clasificación modal de muestras de esta unidad permite denominarla como tonalita; en algunos casos grada a cuarzo-monzodiorita, pudiendo ser dos pulsos intrusivos diferentes pero no se ha observado relación de corte entre ambas facies (Fig. 8 E y F).

#### 3.3.4. Plutón Parental: Pórfido tonalítico

Aflora como stock de 1500 x 700 m con una orientación NO-SE, paralela al sistema de falla regional Paraíso (NO-SE), y se presenta cortando a la Cuarzo-diorita (CZDRT) y Tonalita (TNL). Su datación por el método U-Pb en zircón indica que cristalizó en  $34.23 \pm 0.20$  Ma (Tabla 1).

Se observa como una roca fanerítica de grano medio, leucocrata, que tiene entre 10-15 % de minerales máficos. Su textura es holocristalina, porfídica, con una matriz granular gruesa. Sus componentes de fenocristales son plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda (la biotita siendo levemente más abundante que la hornblenda), y los minerales accesorios son esfena, apatita, y zircón. El porcentaje de fenocristales es 80-85 %. La matriz de la roca está conformada por plagioclasa y cuarzo en un rango de 15-20 %. Presenta una alteración potásica moderada, representada por venillas y parches de feldespato potásico, y por biotita hidrotermal reemplazando algunas hornblendas.

Esta roca hospeda una brecha magmática-hidrotermal que también se emplazó paralela al sistema estructural NO-SE. La clasificación modal de muestras de este pulso permite denominarlas como tonalita, y por su textura se puede describir esta unidad como un pórfido tonalítico (Fig. 8 G y A).

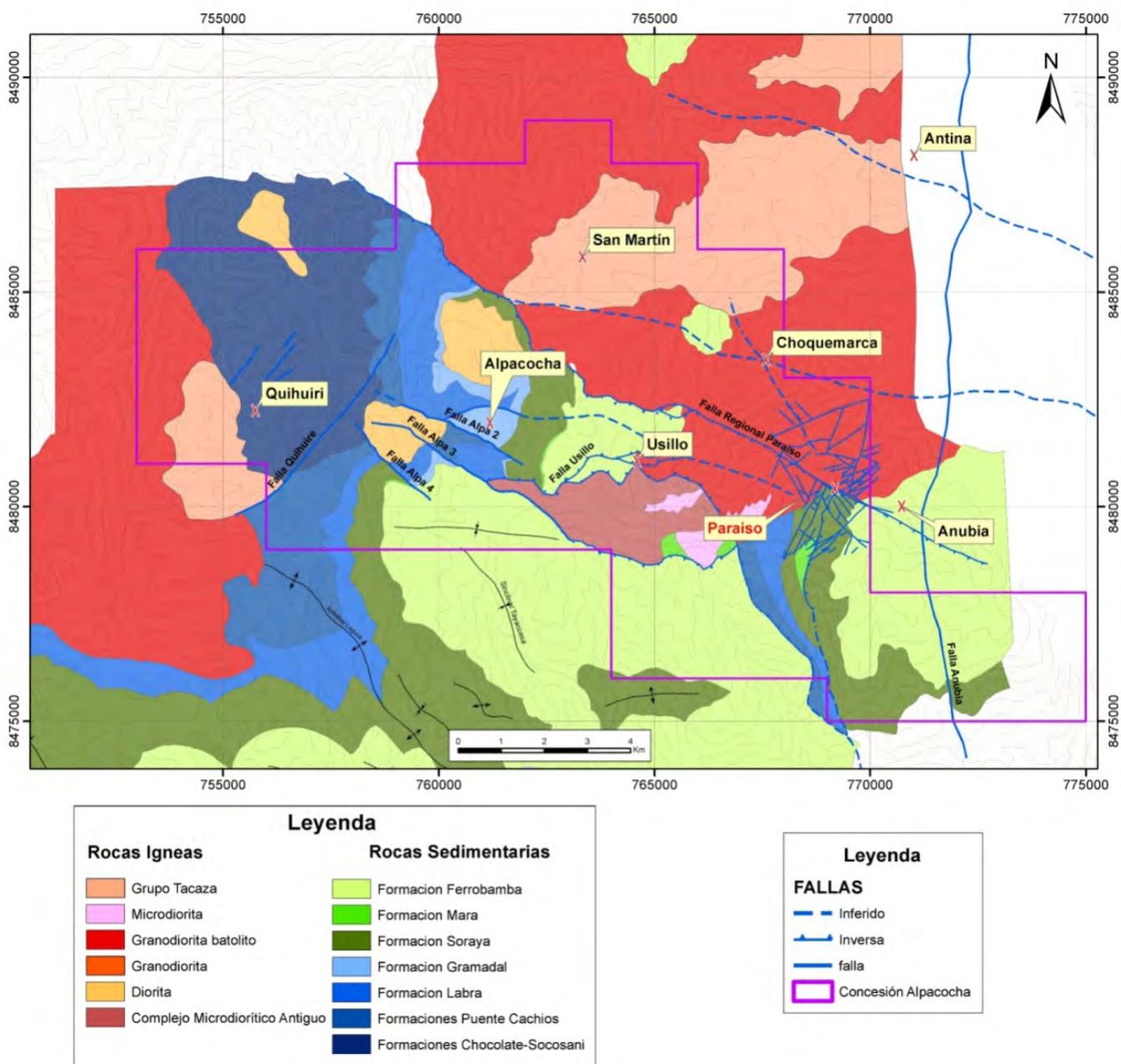


Figura 7. Geología estructural del Proyecto Alpacocha, ilustrando los diferentes targets y la relación espacial con los proyectos Anubia y Antina de Minera del Norte.

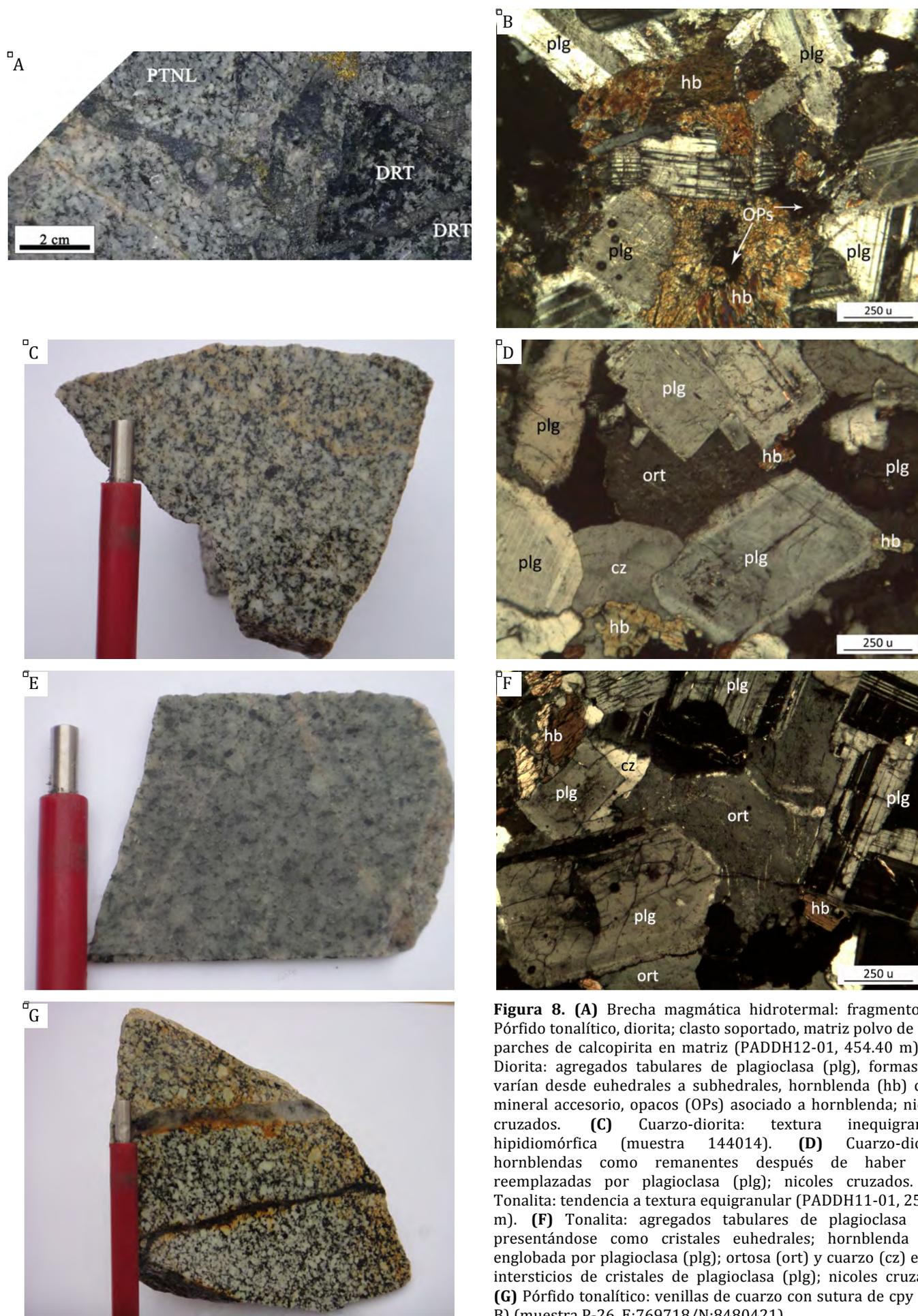
Sondaje	Prof(m)	Edad	Error	Método	Mineral	Observación
PADDH12-01	110.1	34.23	0.20	U/Pb	zircon	Pórfido tonalítico
PADDH12-01	117	33.68	0.21	U/Pb	zircon	Pórfido dacítico 1
PADDH12-05	554.5	33.75	0.36	U/Pb	zircon	Dique dacítico

Tabla 1. Edades de los intrusivos del sistema pórfido-skarn Paraiso.

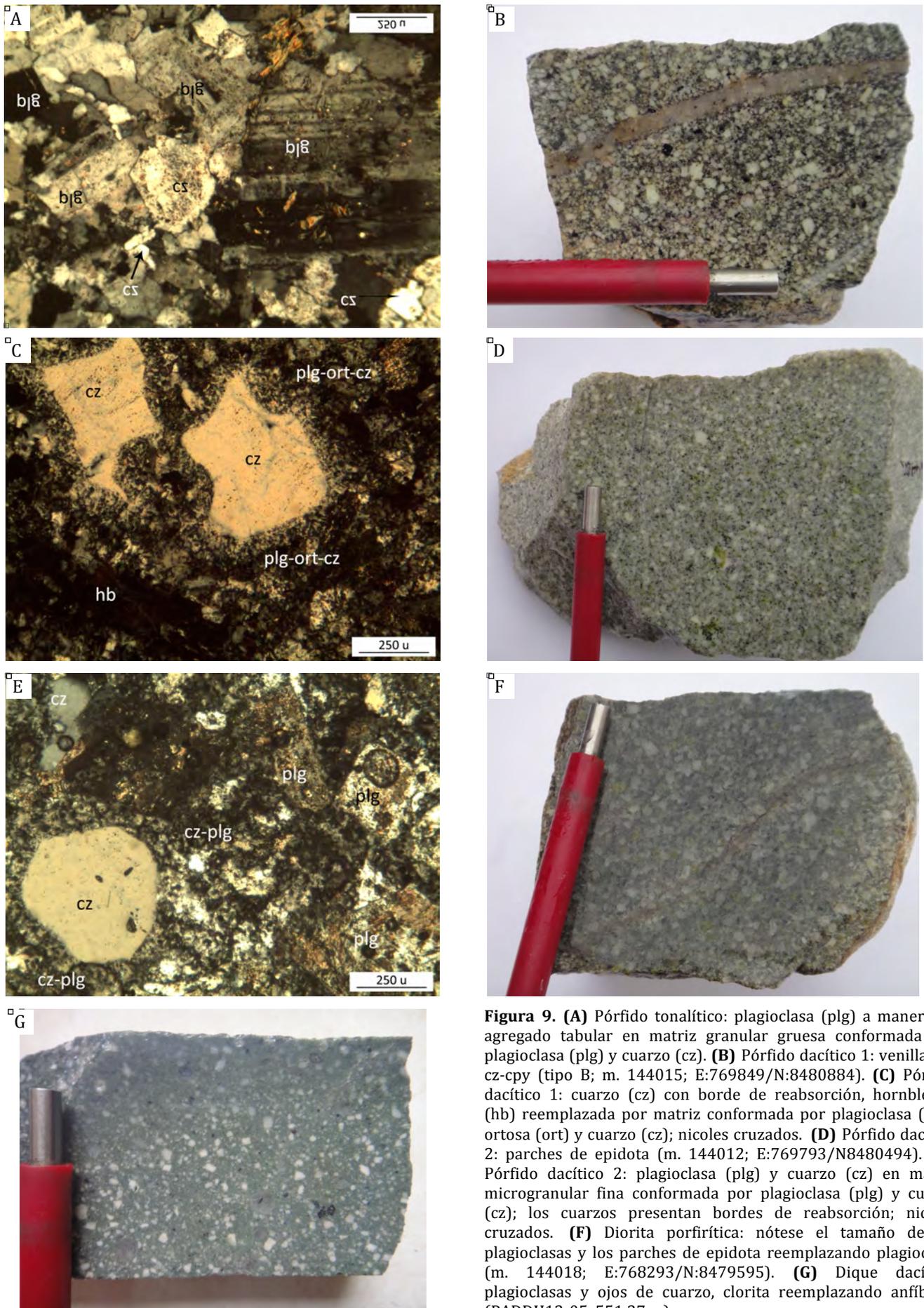
**Características Mineralógicas de los diferentes pulsos intrusivos - Paraíso**  
 % En volumen y rango de tamaños (mm) de fenocristales

	Feldespato K	Plagioclasa	Cuarzo	Hornblenda	Biotita	Volumen de Fenos	Matriz volumen % y tamaño de grano
<b>DRT</b>	-	60-65% 2 - 2.5 mm	-	25-30% 2 - 3 mm	-	100%	-
<b>QZDRT</b>	5-15% 1 - 2 mm	63-65% 2 - 3 mm	7-15% 1 - 2 mm	7-10% 2 - 3 mm	3-5% 1 - 3 mm	100%	-
<b>TNL</b>	5-15% 1 mm	60-70% 2 - 3 mm	10-15% 1 - 2 mm	6-12% 2 - 3mm	1-3% 1 - 3mm	100%	-
<b>PTNL</b>	-	60-70% 2 - 3 mm	10-15% 1 mm	5% 1-2 mm	5-9% 1 mm	80-85%	15-20% 0.30-0.35 mm
<b>PDAC1</b>	8% 1-2 mm	50-62% 1 - 3 mm	15% 1 mm	2-5% 2 mm	5-6% 1 mm	75-85%	15-25% 0.07-0.10 mm
<b>PDAC2</b>	10% 1-2 mm	50-55% 1 - 3 mm	15% 1 mm	0-3% 1 mm	0-5% 1-2 mm	65-70%	30-35% 0.10-0.16 mm
<b>DRTP</b>	-	60-80% 2 - 6 mm	0-10% 2 mm	5-15% 2-6 mm	0-3% 1-2 mm	75-90%	10-25% 0.01-0.02 mm
<b>DAC</b>	-	35-40% 1 - 3 mm	15% 1-3 mm	3-5% 1 mm	-	50-60%	40-50% 0.01-0.02 mm

**Tabla 2.** Características mineralógicas de los diferentes pulsos intrusivos.



**Figura 8.** (A) Brecha magmática hidrotermal: fragmentos de Pórfido tonalítico, diorita; clasto soportado, matriz polvo de roca; parches de calcopirita en matriz (PADDH12-01, 454.40 m). (B) Diorita: agregados tabulares de plagioclasa (plg), formas que varían desde euhedrales a subhedrales, hornblenda (hb) como mineral accesorio, opacos (OPs) asociado a hornblenda; nicoles cruzados. (C) Cuarzo-diorita: textura inequigranular hipidiomórfica (muestra 144014). (D) Cuarzo-diorita: hornblendas como remanentes después de haber sido reemplazadas por plagioclasa (plg); nicoles cruzados. (E) Tonalita: tendencia a textura equigranular (PADDH11-01, 253.18 m). (F) Tonalita: agregados tabulares de plagioclasa (plg) presentándose como cristales euhedrales; hornblenda (hb) englobada por plagioclasa (plg); ortosa (ort) y cuarzo (cz) en los intersticios de cristales de plagioclasa (plg); nicoles cruzados. (G) Pórfido tonalítico: venillas de cuarzo con sutura de cpy (tipo B) (muestra P-26, E:769718/N:8480421).



**Figura 9.** (A) Pórfido tonalítico: plagioclasa (plg) a manera de agregado tabular en matriz granular gruesa conformada por plagioclasa (plg) y cuarzo (cz). (B) Pórfido dacítico 1: venillas de cz-cpy (tipo B; m. 144015; E:769849/N:8480884). (C) Pórfido dacítico 1: cuarzo (cz) con borde de reabsorción, hornblenda (hb) reemplazada por matriz conformada por plagioclasa (plg), ortosa (ort) y cuarzo (cz); nicoles cruzados. (D) Pórfido dacítico 2: parches de epidota (m. 144012; E:769793/N8480494). (E) Pórfido dacítico 2: plagioclasa (plg) y cuarzo (cz) en matriz microgranular fina conformada por plagioclasa (plg) y cuarzo (cz); los cuarzoes presentan bordes de reabsorción; nicoles cruzados. (F) Diorita porfirítica: nótese el tamaño de las plagioclasas y los parches de epidota reemplazando plagioclasa (m. 144018; E:768293/N:8479595). (G) Dique dacítico: plagioclasas y ojos de cuarzo, clorita reemplazando anfíboles (PADDH12-05, 551.37 m).

### 3.3.5. Stock porfirítico temprano: Pórfido dacítico 1

Se presenta muy relacionado espacialmente al Pórfido tonalítico (PTNL), al cual corta presentando borde de enfriamiento, que fue observado en superficie y sondaje (PADDH12-01). Su datación por el método U-Pb en zircón indica que cristalizó en  $33.68 \pm 0.21$  Ma (Tabla 1). Este pulso se ha emplazado posteriormente a la Brecha magmática-hidrotermal, y sólo  $0.55 \pm 0.41$  Myr después de la cristalización del Pórfido tonalítico.

Este Pórfido dacítico 1 se manifiesta como roca leucocrata, que tiene entre 5 a 10 % de minerales máficos. Su textura es holocristalina porfirítica de matriz granular fina. Sus fenocristales componentes son plagioclasa, cuarzo, ortosa, biotita y hornblenda (la biotita siendo levemente más abundante que la hornblenda). Los fenocristales de cuarzo presentan bordes de reabsorción y una cierta tendencia a engolfamiento. La apatita es el mineral accesorio. El porcentaje de fenocristales es 75-80 %. La matriz de la roca está conformada por plagioclasa, cuarzo y ortosa. Presenta alteración potásica en grado moderado, representada por venillas de feldespato potásico (adularia), con sobreimposición de alteración fílica incipiente (venillas de cuarzo con halo de sericita).

La clasificación modal de las muestras de este pulso permite denominarlas como dacita; por su textura podemos describir esta unidad como pórfido dacítico (Fig. 9 B y C).

### 3.3.6. Stock porfirítico tardío: Pórfido dacítico 2

Se presenta como un stock de orientación N040-045, con ~150-200 m de espesor. Se lo ha observado cortando a la Tonalita con borde de enfriamiento. Pese a que no se ha reconocido cortando al Pórfido dacítico 1 (PDAC1), se infiere que es posterior debido a sus relaciones de corte de venillas.

Se manifiesta como roca leucócrata, que tiene entre 3 a 5 % de minerales máficos. Su textura es holocristalina porfídica de matriz granular fina. Sus componentes de fenocristales son plagioclasa, cuarzo y ortosa; algunos fenocristales de cuarzo están corroídos y reabsorbidos con gran intensidad por la matriz. Los minerales accesorios presenta hornblenda y en raras ocasiones biotita pudiendo llegar este último hasta 5%, la roca que presentan biotita puede pertenecer a otro pulso intrusivo. El porcentaje de fenocristales es 65-70%, la matriz está conformada por: plagioclasa, cuarzo y ortosa; como minerales accesorios se tiene esfena, apatito y zircón. Presenta alteración propilítica en grado moderado representado por el reemplazamiento de plagioclasa por epidota y alteración de máficos a cloritas.

La clasificación modal de las muestra de este pulso permite denominarla dacita y por su textura podemos denominarlo pórfido dacítico (Fig. 9 D y E).

### 3.3.7. Intrusivo post mineralización: Diorita porfirítica

Se presenta a manera de diques con una orientación 020-040 y 50-200 m de espesor, se le ha observado cortando al Pórfido tonalítico (PTNL), y presenta borde de enfriamiento.

Se manifiesta como una roca leucocrata, que tiene entre 10-15% de minerales máficos, su textura es holocristalina porfirítica en matriz microcristalina, como fenocristales se

manifiestan plagioclasa y hornblendas de 2 – 6 mm de longitud y en muy raras ocasiones cuarzo. Como minerales accesorios se tiene apatito y zircón, el porcentaje de fenocristales es de 75-90 %, la matriz está conformada por microcristales de plagioclasa; presenta alteración propilítica en grado moderado representado por el reemplazamiento de plagioclasa y hornblenda por epidota, cloritas como producto de la alteración de los anfíboles y posiblemente de biotitas, calcita se encuentra asociada a la clorita.

La clasificación modal de este pulso permite denominarla diorítica porfirítica (Fig. 9 F).

### 3.3.8. Subvolcánico post-mineralización: Diques dacíticos

Se presentan a manera de diques de 4-5 m de espesor, que cortan al Pórfido tonalítico (PTNL) y presentan bordes de enfriamiento. Uno de ellos ha sido datado por el método U-Pb en zircón (proporcionando la edad de su cristalización) en  $33.71 \pm 0.36$  Ma (Tabla 1). Esta edad es prácticamente idéntica a la del Pórfido dacítico 1, implicando un tiempo no mayor a  $0.25 \pm 0.25$  Myr entre los dos eventos intrusivos, lo que a su vez implica que ambos pórfidos dacíticos 1 y 2 se emplazaron en forma prácticamente simultánea.

Estos diques manifiestan como rocas leucócratas, que tienen entre 3 y 5 % de minerales máficos. Su textura es holocristalina porfirítica de matriz microcristalina, cuyos componentes de fenocristales son plagioclasa y cuarzo, y hornblenda como mineral accesorio. El porcentaje de fenocristales es 50-60 %; la matriz está conformada por plagioclasa y cuarzo. Hay cloritización en grado débil, representada por el reemplazamiento de anfíboles por clorita.

La clasificación modal permite determinar una composición dacítica para este pulso (Fig. 9 G).

## 3.4. Dataciones isotópicas

Tres muestras seleccionadas fueron datadas por el método U-Pb sobre zircón en la Academia Búlgara de Ciencias. Los resultados obtenidos (Tabla 1) confirman las relaciones observadas en el campo. El stock porfirítico relacionado con la mineralización de Cu (Pórfido dacítico 1) es coetáneo de los intrusivos productivos en otros yacimientos de pórfido-skarn de la región. Las implicancias de estos resultados se comentan en varias secciones de este artículo.

## 4. Litogeoquímica

En base a la cartografía, registro de sondajes y estudios de secciones delgadas se determinaron 8 tipos de rocas ígneas, las cuales se diferencian por su mineralogía, composición química y patrón textural. Se obtuvieron 22 muestras de roca para análisis de elementos mayores y trazas, distribuidas en 6 tipos de rocas. Para este estudio geoquímico no se consideró muestras de la diorita porfirítica ni del dique dacítico porque, según las relaciones de corte, son los pulsos más tardíos y no están relacionados a la mineralización (Tabla ).

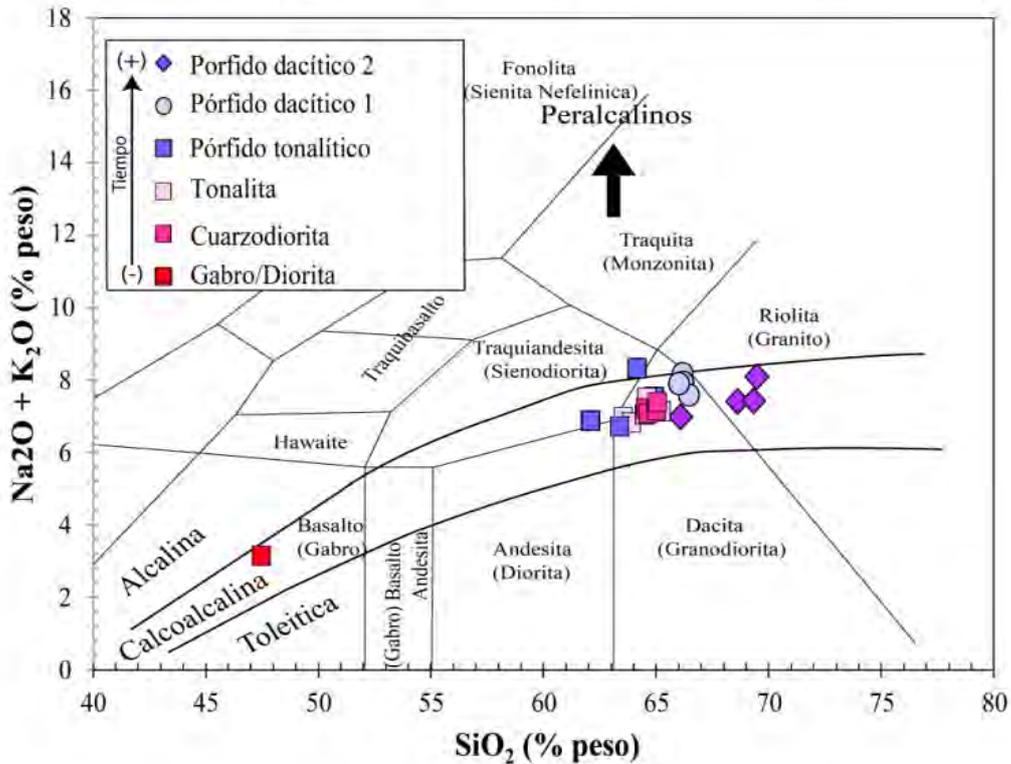
Tabla 3. Geoquímica de roca total de los diferentes pulsos intrusivos del sistema Pórfido-Skarn Paraíso.

Muestra	Gabro					Cuarzodiorita					Tonalita					Pórfido tonalítico
	144033	144011	144013	144014	144020	144010	144027	144028	144029	144035	144021					
Este	769,687	769,437	769,047	769,537	768,625	769,703	769,693	769,048	769,018	769,882	768,822					
Norte	8,479,989	8,480,479	8,481,388	8,481,396	8,480,371	8,480,283	8,479,994	8,480,193	8,480,190	8,480,400	8,480,369					
Cota	3,480	3,775	3,563	3,535	3,756	3,923	3,521	3,509	3,468	3,573	3,714					
Al2O3_%	12.55	17.2	17.45	16.95	17.05	16.85	16.7	16.95	16.5	17.1	17.5					
BaO_%	0.04	0.12	0.11	0.1	0.1	0.09	0.09	0.09	0.14	0.09	0.09					
CaO_%	10.1	4.24	3.78	4.07	3.96	4.63	4.47	4.93	3.32	4.18	4.81					
Cr2O3_%	0.1	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01					
Fe2O3_%	10.87	4.81	4.83	4.71	4.35	5.07	4.82	5.02	5.24	4.42	5.18					
K2O_%	2.21	2.51	2.52	2.71	2.74	2.68	2.86	2.59	2.84	2.42	2.11					
MgO_%	13.55	1.3	1.27	1.3	1.3	1.71	1.56	1.48	1.68	1.18	1.52					
MnO_%	0.21	0.05	0.05	0.06	0.05	0.09	0.08	0.07	0.02	0.04	0.08					
Na2O_%	0.87	4.7	4.51	4.42	4.58	4.1	4.13	4.3	4.24	5	4.56					
P2O5_%	0.12	0.18	0.21	0.21	0.2	0.18	0.17	0.18	0.17	0.2	0.17					
SiO2_%	46.5	64.6	64.3	64.9	64.7	63.5	64.1	62.9	64.8	64	63.1					
SrO_%	0.06	0.1	0.1	0.09	0.09	0.08	0.13	0.09	0.09	0.09	0.09					
TiO2_%	0.97	0.51	0.53	0.5	0.49	0.55	0.5	0.54	0.52	0.52	0.51					
LOI_%	2.8	0.27	0.85	0.31	0.63	0.45	0.47	0.75	1.06	1.24	0.47					
Total_%	101.25	100.65	100.55	100.4	100.3	100.1	100.4	99.99	100.85	100.55	100.3					
Cu_ppm	48	87	24	174	9	380	126	114	414	55	136					
Ni_ppm	259	5	3	2	2	3	1	1	2	3	1					
Cr_ppm	740	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20					
V_ppm	294	96	85	85	72	106	91	103	100	90	92					
Co_ppm	40	8	7	9	5	10	11	9	10	7	8					
Ba_ppm	335	1205	1075	938	937	877	922	889	1350	906	806					
Ce_ppm	12.4	37	42.2	41.9	38.9	36.3	38	36.8	35	38	32.4					
Cs_ppm	9.92	4.29	2.38	3.76	2.37	0.91	4.11	3.8	15.85	3.18	1.92					
Dy_ppm	2.34	2.28	2.7	2.46	2.61	2.84	2.59	2.75	2.37	2.41	2.3					
Er_ppm	1.34	1.37	1.62	1.47	1.52	1.64	1.72	1.51	1.33	1.18	1.41					
Eu_ppm	0.73	0.96	1.08	1.08	1.07	1.03	0.93	0.91	0.87	0.96	1					
Ga_ppm	14.5	20.4	20.9	20.9	21.6	19.7	19.2	19.9	20.7	21.4	21.1					
Gd_ppm	2.28	2.83	3.38	3.22	3.28	3.24	3.12	3.15	2.74	3.19	2.97					
Hf_ppm	1.3	3.3	3.8	4.3	4.5	3.9	4.2	3.9	3.4	3.9	3.4					
Ho_ppm	0.41	0.47	0.5	0.48	0.48	0.55	0.49	0.51	0.45	0.41	0.44					
La_ppm	6.6	20.8	23.9	23.4	20.9	20.4	20.7	20.5	19.7	19.9	19.3					
Lu_ppm	0.18	0.22	0.22	0.24	0.25	0.27	0.25	0.25	0.2	0.2	0.18					
Nb_ppm	5	6.6	8.2	8.1	8	6.9	7.2	7.2	6.9	7.5	6.6					
Nd_ppm	7.3	18.4	21.1	19.8	17.7	17.8	16.7	17.4	16.5	18.3	17.2					
Pr_ppm	1.71	4.41	5.3	5	4.66	4.47	4.39	4.33	4.12	4.68	4.26					
Rb_ppm	107.5	85.6	63.6	79.4	75.4	75.5	98.8	92.2	154	84.1	55					
Sm_ppm	2.19	3.52	4.4	4.06	3.56	3.9	3.52	3.6	3.06	3.71	3.45					
Sn_ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1					
Sr_ppm	399	827	794	742	788	643	1080	762	699	782	772					
Ta_ppm	0.3	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5					
Tb_ppm	0.36	0.43	0.53	0.49	0.48	0.53	0.49	0.49	0.45	0.48	0.41					
Th_ppm	0.89	5.93	6.5	8.08	6.26	8	7.35	8.61	7.01	5.68	4.18					
Tm_ppm	0.18	0.21	0.24	0.23	0.21	0.25	0.22	0.25	0.19	0.2	0.19					
U_ppm	0.23	2.28	1.79	2.27	2.04	2.67	2.77	2.99	2.77	2.06	1.48					
W_ppm	2	4	1	3	1	1	3	17	231	12	1					
Y_ppm	13.4	16.3	17.1	16	16.6	17.4	15.9	16.8	14.3	14.1	14.7					
Yb_ppm	1.17	1.43	1.51	1.52	1.33	1.58	1.6	1.7	1.32	1.33	1.29					
Zr_ppm	49	131	154	168	176	146	154	142	126	156	127					
Ag_ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5					
Cd_ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5					
Li_ppm	30	<10	10	10	10	<10	10	10	10	<10	<10					
Mo_ppm	101	<1	<1	<1	<1	<1	2	18	37	4	<1					
Pb_ppm	9	8	8	11	10	9	9	7	6	11	8					
Sc_ppm	36	6	6	6	5	7	7	7	6	6	6					
Zn_ppm	113	25	25	27	29	29	28	27	10	16	57					
As_ppm	1	1.2	0.8	1.4	0.6	0.8	0.4	0.6	0.6	1	1.4					
Bi_ppm	0.05	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.15	0.01	0.08	<0.01	0.02					
Hg_ppm	<0.005	0.013	0.009	0.009	<0.005	0.011	0.007	0.027	0.142	<0.005	<0.005					
Sb_ppm	0.64	0.06	0.1	<0.05	0.08	<0.05	0.05	0.05	0.09	0.06	0.16					
Se_ppm	<0.2	0.3	0.2	0.2	<0.2	0.2	0.3	0.5	0.5	0.3	0.4					
Te_ppm	0.02	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.04	<0.01	0.02	<0.01	0.02					
Tl_ppm	0.29	0.06	0.02	0.07	<0.02	<0.02	0.02	0.04	0.19	0.03	<0.02					

**Nota:** Los análisis de roca total y tierras raras fueron obtenidos por el laboratorio ALS Chemex. Para los elementos mayores se utilizó el análisis de espectroscopía de fluorescencia de rayos X; para los elementos trazas, incluido las tierras raras, se utilizó ICP-MS.

Muestra	Pórfido tonalítico			Pórfido dacítico 1				Pórfido dacítico 2			
	144022	144026	144030	144015	144023	144024	144025	144012	144031	144032	144034
<b>Este</b>	769,546	769,658	768,863	769,849	769,571	769,573	769,576	769,793	768,525	768,570	769,790
<b>Norte</b>	8,480,935	8,480,691	8,480,174	8,480,884	8,480,881	8,480,873	8,480,867	8,480,494	8,480,200	8,480,141	8,480,511
<b>Cota</b>	3,648	3,266	3,300	3,690	3,566	3,549	3,542	3,834	3,815	3,719	3,778
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _%	17	16.7	17.6	17.2	16.3	16.45	16.7	16.3	16.45	16.4	16.2
BaO_%	0.09	0.09	0.1	0.1	0.19	0.19	0.15	0.13	0.15	0.1	0.2
CaO_%	3.52	4.28	4.97	2.93	3.09	3.24	3.4	3.06	2.95	4.19	1.84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _%	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _%	4.67	4.5	5.64	4.01	4.05	4.14	3.91	2.96	2.49	4.14	2.8
K <sub>2</sub> O_%	3.48	2.62	2.13	2.8	3.61	3.43	2.97	3.26	3.34	2.84	3.55
MgO_%	1.4	1.3	1.64	0.99	1.12	1.1	1.14	0.89	0.72	1.04	0.73
MnO_%	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.06	0.02
Na <sub>2</sub> O_%	4.79	4.89	4.67	5.02	4.4	4.39	4.56	4.05	4.01	4.02	4.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> _%	0.23	0.19	0.23	0.19	0.16	0.16	0.16	0.12	0.09	0.18	0.11
SiO <sub>2</sub> _%	63.9	64.8	61.5	65.4	65	65.4	66.1	67.7	68.6	64.9	68.1
SrO_%	0.09	0.1	0.1	0.09	0.09	0.1	0.1	0.1	0.09	0.08	0.07
TiO <sub>2</sub> _%	0.56	0.49	0.59	0.47	0.43	0.43	0.45	0.31	0.25	0.44	0.3
LOI_%	0.44	0.63	0.76	0.7	0.84	1	0.59	1.42	1.56	1.57	2.09
<b>Total_%</b>	<b>100.35</b>	<b>101.25</b>	<b>100.4</b>	<b>100.3</b>	<b>99.57</b>	<b>100.35</b>	<b>100.35</b>	<b>100.4</b>	<b>100.8</b>	<b>100.25</b>	<b>100.55</b>
Cu_ppm	682	47	294	2500	232	352	133	57	6	3	55
Ni_ppm	4	3	1	2	3	2	1	<1	<1	3	2
Cr_ppm	10	20	20	10	20	20	20	10	10	20	10
V_ppm	104	82	103	80	64	69	66	43	33	64	38
Co_ppm	7	7	10	5	12	10	7	3	2	13	9
Ba_ppm	859	850	988	977	1810	1865	1435	1210	1300	1100	1870
Ce_ppm	40.9	38.4	44.1	33.1	29.1	28.3	30.8	24.2	18.2	29.7	19.7
Cs_ppm	3.45	2.06	4.28	3.7	3.53	2.59	2.96	4.27	6.04	6.33	7.52
Dy_ppm	2.56	2.15	2.69	1.98	1.7	1.65	1.84	1.67	0.99	1.76	1.17
Er_ppm	1.31	1.22	1.38	1.03	0.93	0.87	0.91	0.94	0.49	0.72	0.75
Eu_ppm	1.06	0.96	1.08	0.77	0.75	0.76	0.87	0.7	0.49	0.8	0.47
Ga_ppm	22.5	21.4	22.8	21	19.5	20.2	20.7	20.8	20.6	21.3	20.2
Gd_ppm	3.32	2.78	3.58	2.57	2.25	2.41	2.26	2.04	1.36	2.31	1.5
Hf_ppm	3.8	3.7	4.5	3.6	3.1	3.3	3.5	3.1	3.3	3.2	3.1
Ho_ppm	0.46	0.42	0.47	0.37	0.33	0.29	0.31	0.26	0.16	0.23	0.23
La_ppm	21.3	20.9	22.5	18.5	15.9	15.2	17	15.5	10.6	15.5	11.8
Lu_ppm	0.21	0.19	0.23	0.12	0.13	0.12	0.13	0.16	0.08	0.09	0.09
Nb_ppm	7.7	7.9	8.6	7	7.1	7.7	8.1	9.5	12.4	9.3	9
Nd_ppm	19.6	17.7	21.2	16	14.2	14.6	15.2	11.8	8.6	16	8.9
Pr_ppm	4.81	4.61	5.24	4.07	3.57	3.49	3.78	3.01	2.19	3.6	2.36
Rb_ppm	136	78.2	85.4	86.1	87.6	86.5	76.2	89.9	82.1	86.5	103.5
Sm_ppm	4.08	3.7	4.25	3.54	2.84	3.02	3.1	2.54	1.7	3.45	1.83
Sn_ppm	2	1	1	1	1	1	1	<1	1	1	<1
Sr_ppm	731	814	892	689	753	789	869	840	716	694	575
Ta_ppm	0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.6
Tb_ppm	0.5	0.46	0.52	0.39	0.33	0.38	0.34	0.3	0.2	0.38	0.22
Th_ppm	4.92	5.44	4.94	4.55	3.9	3.35	3.5	3.07	2.22	3.14	2.78
Tm_ppm	0.2	0.18	0.19	0.13	0.13	0.13	0.12	0.15	0.07	0.09	0.09
U_ppm	2.54	2.19	1.97	2.11	1.69	1.62	1.64	1.35	1.25	1.16	1.16
W_ppm	6	9	9	22	2	2	3	1	1	2	3
Y_ppm	15.1	13.8	15.7	11.5	10.2	10.2	10.4	11.8	5.6	8.1	7.2
Yb_ppm	1.33	1.32	1.53	1.03	0.8	0.81	0.84	0.88	0.54	0.59	0.7
Zr_ppm	144	142	184	142	115	126	131	122	120	120	116
Ag_ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd_ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Li_ppm	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Mo_ppm	1	2	36	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Pb_ppm	8	8	8	7	7	9	6	9	8	10	10
Sc_ppm	6	5	6	5	4	4	4	3	2	3	3
Zn_ppm	23	19	25	22	22	18	20	11	10	16	19
As_ppm	1.4	1.7	0.5	1.2	0.7	0.5	0.6	0.4	0.5	0.8	0.3
Bi_ppm	1.27	0.03	0.02	0.4	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.11	0.09
Hg_ppm	0.006	<0.005	0.005	0.015	0.005	0.007	0.005	0.018	0.009	<0.005	<0.005
Sb_ppm	0.12	0.08	0.09	0.1	0.1	0.12	0.15	0.1	0.47	0.41	0.16
Se_ppm	0.2	0.2	0.6	0.3	0.6	0.4	0.2	0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Te_ppm	0.08	<0.01	0.01	0.02	0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01
Tl_ppm	0.04	0.03	0.08	0.07	0.02	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	0.03

## Diagrama Alcalis total vs Sílice



**Figura 10.** Diagrama de total de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$  (según Cox et al., 1979) donde se evidencia que los plutones y stocks porfíricos estudiados pertenecen a la serie magmática calco-alcalina.

### 4.1. Análisis de elementos mayores

De acuerdo al diagrama TAS (Fig. 10; Cox et al., 1979), se observa que las rocas del sistema pórfido-skarn Paraíso, se enmarcan en un magmatismo calco-alcalino cuya composición varía desde máfica a félsica.

La Gabro-diorita está representada por una muestra con 48 % de  $\text{SiO}_2$ , tratándose de una roca de composición máfica que plotea en el campo de "gabro". No es posible caracterizar más este pulso debido a que sólo se analizó 1 muestra.

El plutón precursor con composición de cuarzo-diorita presenta una concentración de  $\text{SiO}_2$  entre 64 y 65 %. Cabe notar que plotea en el campo de "granodiorita" con un rango de dispersión muy restringido.

El plutón precursor de composición tonalítica presenta una concentración de  $\text{SiO}_2$  entre 63 y 65 %, mostrándose como una roca de composición entre intermedia a félsica ("granodiorita") y ploteándose con un rango de dispersión limitado.

El plutón parental de composición tonalítico y textura porfírica (Pórfido tonalítico;  $34.23 \pm 0.20$  Ma) presenta una concentración de  $\text{SiO}_2$  entre 62 y 65 %. Plotea con un mayor rango de dispersión en la zona frontera entre los campos de "diorita", "granodiorita" y "sienodiorita" por su composición intermedia a félsica.

El stock Pórfido dacítico 1 ( $33.68 \pm 0.21$  Ma) muestra una concentración de  $\text{SiO}_2$  de 66 %, presentándose como

una roca de composición félsica ("granodiorita" cerca del límite con el campo de "granito") y un rango de dispersión muy limitado.

El stock Pórfido dacítico 2 presenta una concentración de  $\text{SiO}_2$  entre 68 y 69 %, presentándose como una roca de composición félsica que plotea en el campo de "granito". Sin embargo, una muestra atribuida a este pulso tiene sólo 66 % de  $\text{SiO}_2$  y, a diferencia de las otras tres muestras, presenta fenocristales de biotita hasta en un 5 %; por lo tanto cabe la posibilidad que represente otro stock porfírico.

### 4.2. Análisis de elementos trazas

Para el análisis de la concentración de los elementos trazas, éstos son graficados en el eje de las abscisas versus sus concentraciones normalizadas con un patrón (ejemplo: concentración en la roca / concentración en el condrito) en el eje de las ordenadas. Los elementos están ordenados siguiendo a su número atómico creciente, orden que refleja su incompatibilidad decreciente (los más incompatibles están a la izquierda).

#### 4.2.1. Diagrama de Tierras raras

Los resultados geoquímicos fueron normalizados con el patrón de condrito tomado de McDonough y Sun (1995).

En rasgos generales se observa un enriquecimiento en tierras raras livianas (La-Pr) y un empobrecimiento en

tierras raras pesadas (Er-Lu), y la ausencia de anomalías de Eu (Fig. 11).

El intrusivo con composición de gabro-diorita muestra un leve enriquecimiento en tierras raras ligeras (cociente roca/condrito  $< 28$  para La) y muy leve empobrecimiento en tierras raras pesadas (cociente roca/condrito  $< 7$  para Lu), compatible con un tipo de corteza inferior con clinopiroxeno como principal mineral residual.

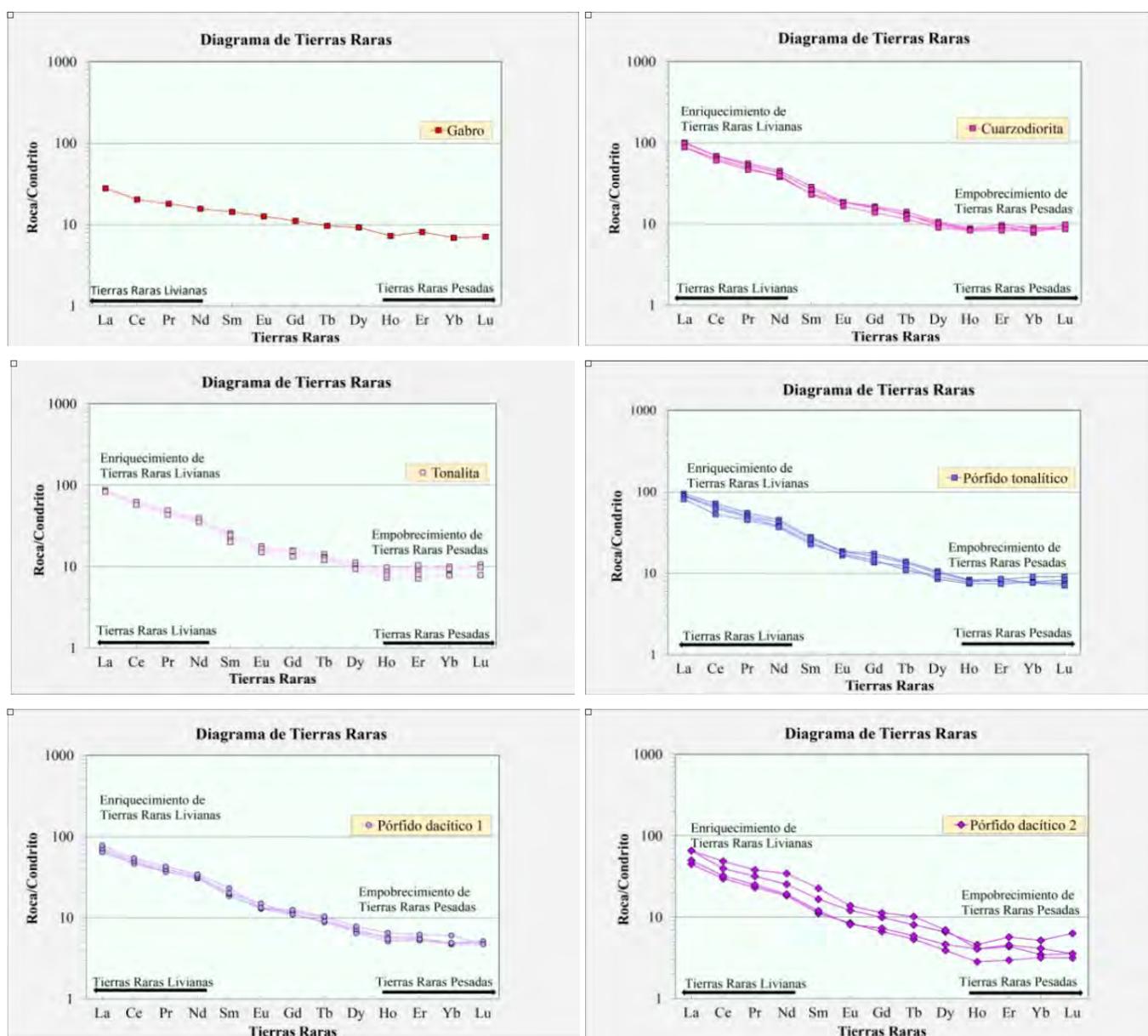
La Cuarzo-diorita precursora muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras (cociente roca/condrito  $< 101$  para La) y el mismo comportamiento en las tierras raras pesadas (cociente roca/condrito  $< 10$  para Lu), también compatible con un tipo de corteza inferior con clinopiroxeno como mineral residual.

El plutón precursor de composición tonalítica muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras (cociente roca/condrito  $< 88$  para La) y el mismo comportamiento en tierras raras pesadas (cociente roca/condrito  $< 11$  para Lu), también compatible con un tipo de corteza inferior con clinopiroxeno como mineral residual.

El plutón parental de composición tonalítica y textura porfírica (Pórfido tonalítico;  $34.23 \pm 0.20$  Ma) muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras (cociente roca/condrito  $< 95$  para La) y el mismo comportamiento en tierras raras pesadas (cociente roca/condrito  $< 9$  para Lu), también compatible con un tipo de corteza inferior con clinopiroxeno como principal mineral residual.

El stock Pórfido dacítico 1 ( $33.68 \pm 0.21$  Ma) muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras (cociente roca/condrito  $< 79$  para La) y un empobrecimiento en tierras raras pesadas (cociente roca/condrito  $< 5$  para Lu), esta vez compatible con un tipo de corteza inferior con anfíbol como principal mineral residual.

El stock Pórfido dacítico 2 muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras (cociente roca/condrito  $< 65$  para La) y más empobrecimiento en tierras raras pesadas (cociente roca/condrito  $< 4$  para Lu), también compatible con un tipo de corteza inferior con anfíbol como principal mineral residual.



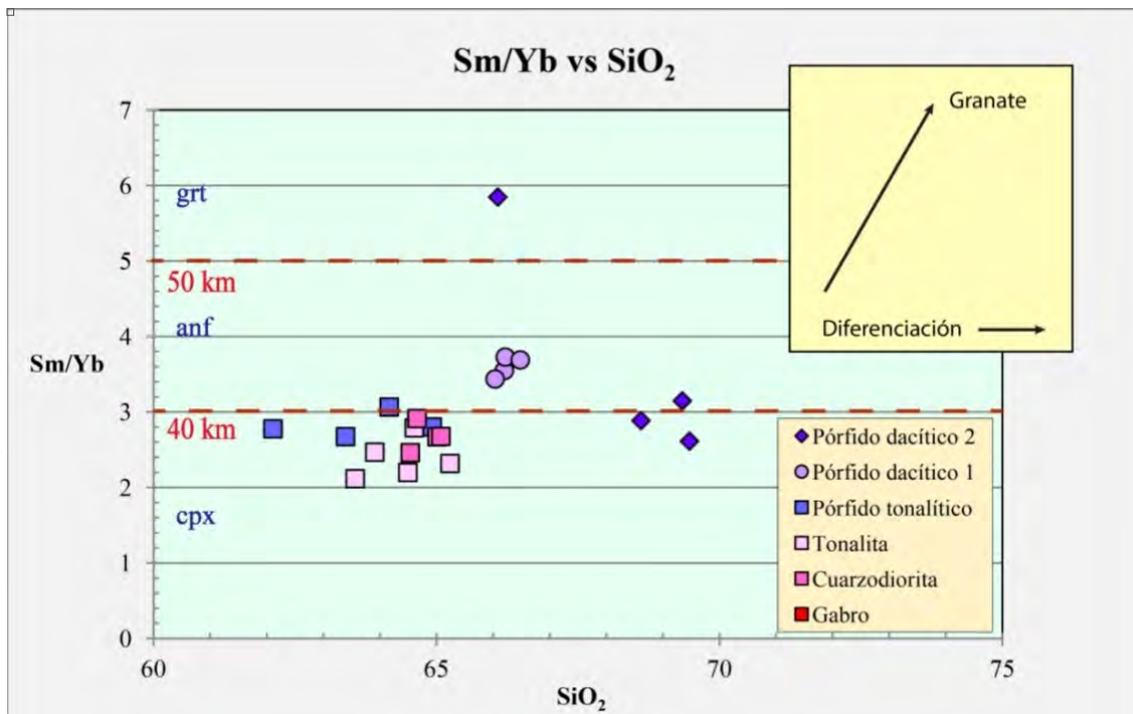
**Figura 11.** Patrón de tierras raras de cada uno de los intrusivos presentes en el sistema pórfido-skarn Paraíso. Nótese el enriquecimiento de tierras raras ligeras y el empobrecimiento en tierras raras pesadas a medida que el intrusivo es más diferenciado.

Tomando en cuenta sólo la cronología relativa (es decir sin considerar datos cronológicos absolutos), esta evolución geoquímica evidencia un cierto fraccionamiento del magma, que se manifiesta por un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) y un empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE).

El intrusivo más antiguo corresponde a un gabro y revela la presencia de clinopiroxeno residual en la fuente. Esto sugiere que el magma correspondiente interactuó principalmente con una corteza inferior dominada por clinopiroxeno, y por lo tanto que el espesor cortical era posiblemente normal (< 40 km). Los intrusivos descritos como Cuarzo-diorita, Tonalita y Pórfido tonalítico (éste siendo datado en 34.23 ± 0.20 Ma) muestran patrones de tierras raras muy similares, sugiriendo que los respectivos

magma interactuaron con una corteza coetánea que tenía características similares.

En cambio, el Pórfido dacítico 1, datado en 33.68 ± 0.21 Ma, presenta un mayor empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) si los comparamos con los pulsos anteriores, lo que indica que el magma correspondiente interactuó con una corteza inferior algo engrosada, donde el anfíbol se encontraba como mineral residual principal. A su vez, el Pórfido dacítico 2 muestra un empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) más marcado, confirmando que el anfíbol se encontraba como mineral residual principal en la corteza inferior. Este hecho implica que a inicios del Oligoceno la corteza se encontraba en realidad algo engrosada, con un espesor entre ~40 y ~50 km.



**Figura 12.** Gráfico de ratio Sm/Yb vs. SiO<sub>2</sub>. En promedio ocurrió un incremento de SiO<sub>2</sub> con el tiempo. Se observa un incremento en el ratio de Sm/Yb hasta el emplazamiento del Pórfido dacítico 1. El Pórfido dacítico 2 muestra valores de Sm/Yb cercanos a tres porque ha sido afectado por diferenciación magmática.

4.2.2. Diagrama de cocientes

El ploteo de la relación Sm/Yb vs SiO<sub>2</sub> permite distinguir tres grupos bien definidos (Fig. 12).

El primer grupo, conformado por la Cuarzo-diorita, Tonalita y Pórfido tonalítico (34.23 ± 0.20 Ma), tiene un contenido de SiO<sub>2</sub> < 65% y un ratio Sm/Yb < 3, sugiriendo que los magmas correspondientes interactuaron con una corteza inferior dominada por clinopiroxeno como mineral residual, compatible con una corteza de espesor normal (< 40 km).

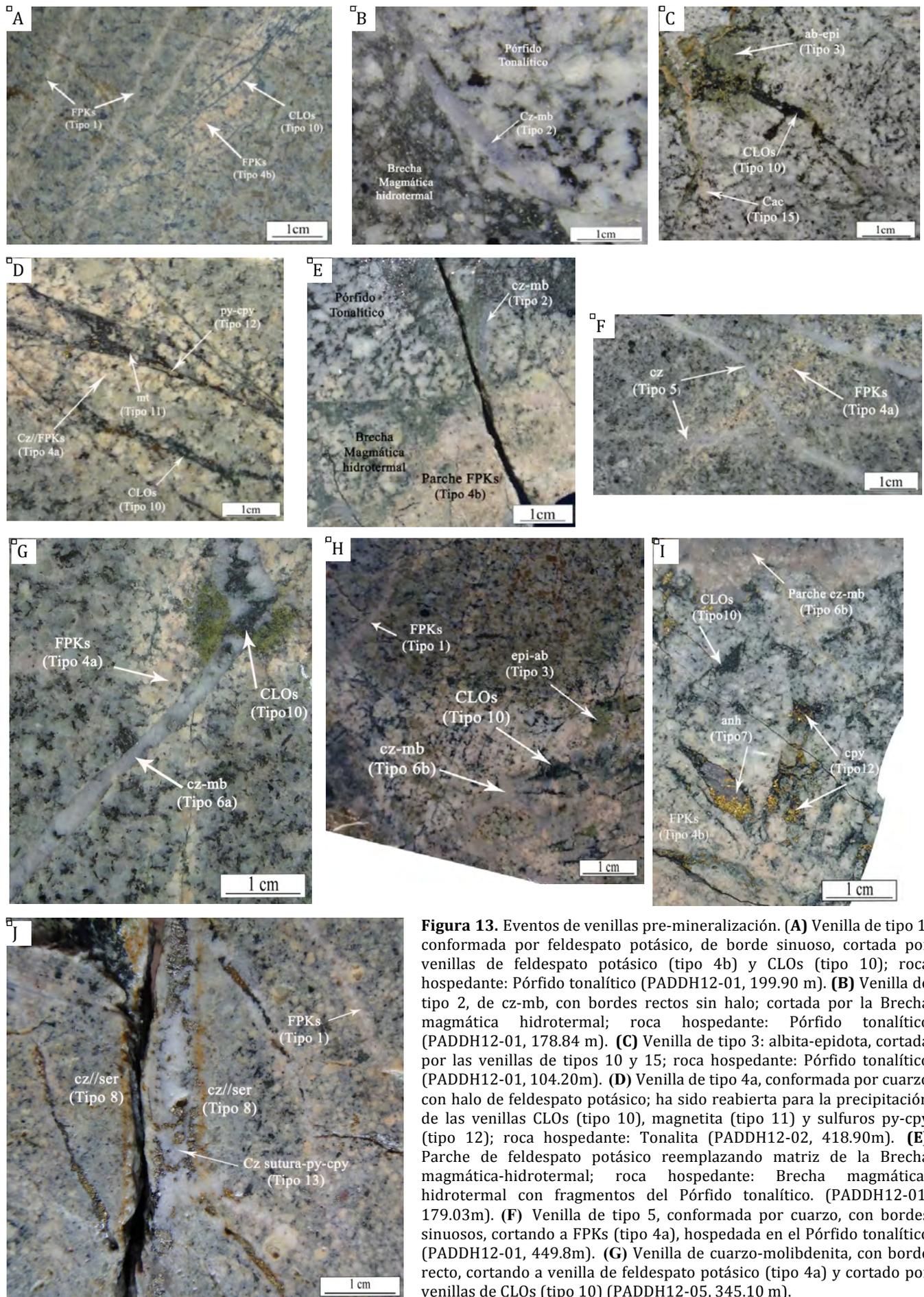
El segundo grupo está conformado por el Pórfido dacítico 1 (33.68 ± 0.21 Ma), que presenta un contenido de SiO<sub>2</sub> de 66 % y un ratio Sm/Yb entre 3.4 y 3.7. Estos valores sugieren que el magma correspondiente interactuó con una corteza inferior donde el anfíbol era el

mineral residual dominante, es decir cuando la corteza se encontraba algo engrosada, con un espesor cortical entre ~40 y ~50 km. En los Andes, se ha mostrado que en esta configuración se generaron muchos de los depósitos de pórfido de Cu y skarn económicos.

El tercer grupo está conformado por el Pórfido dacítico 2, que presenta un contenido de SiO<sub>2</sub> entre 68 y 69 % y un ratio Sm/Yb entre 2.5 y 3.0. Como discutido más arriba, la edad de este intrusivo, pese a que no está asociado a mineralización de Cu, debe ser muy cercana a la del Pórfido dacítico 1. Se interpreta que estos valores más bajos del ratio Sm/Yb para el Pórfido dacítico 2 se deben a que el magma correspondiente atravesó la corteza inferior anfibólica sin interactuar mayormente con ella.

TIPO DE VENILLA	SUBTIPO DE VENILLA	MINERALOGÍA DE VENILLA	HALO DE VENILLA	CARACTERÍSTICAS	FOTO	
VENILLAS PRE MINERALIZACIÓN (Venillas magmáticas-Tipo pórfido)	1	Feldespato potásico	Sin halo	Venilla sinuosa de 1 a 10 mm de espesor.		
	2	Cuarzo (+ molibdeno)	Sin halo	Venilla con bordes recto, longitud milimétrica, espesor 1-2 mm.		
	3	Albita	Sin halo	Albita de 4 x 4 cm con parches de epidota de 3 x 3 cm.		
	4	a	Cuarzo	FPKs	Venilla de 1-2 mm de cuarzo con halo de FPKs, halo entre 10-30 mm.	
		b	Feldespato potásico-Cuarzo	Sin halo	Parches de FPKs, algunas veces asociado a cuarzo, a veces reemplaza pervasivamente a la brecha magmática hidrotermal.	
	5	Cuarzo	Sin halo	Venilla sinuosa de 1 a 10 mm de espesor.		
	6	a	Cuarzo-molibdeno	Sin halo	Venilla con bordes rectos de 2 - 3 mm de espesor.	
		b	Cuarzo-molibdeno	Sin halo	Se presenta a manera de parches en la brecha magmática-hidrotermal.	
7		Anhidrita	Sin halo	Anhidrita de color fila, con bordes rectos entre 1 a 10 cm de espesor.		
8		Cuarzo	Sericita	Venilla con bordes rectos entre 2 - 3 mm de espesor, halo de sericita de 10 - 15 mm.		
VENILLAS MINERALIZACIÓN PRINCIPAL (Venillas tipo skarn-pórfido)	9	Epidota	Sin halo	Venilla con bordes rectos entre 1 - 5 mm de espesor.		
	10	Clorita	Sin halo	Venilla con bordes recto entre 1 - 3 mm de espesor, excepcionalmente con un espesor de 10 mm.		
	11	Magnetita	Sin halo	Venilla con bordes rectos entre 1 - 30 mm de espesor.		
	12	Pirita-calcopirita	Sin halo	Venilla con bordes rectos desde < 1 - a 10 mm de espesor		
	13	Cuarzo	Sin halo	Venilla con bordes rectos entre 1 - 2 mm de espesor, presenta sutura de calcopirita.		
VENILLA POST MINERALIZACIÓN	14	Epidota	Sin halo	Venilla con bordes rectos de 1 mm de espesor.		
	15	Cuarzo-calcita-estalerita	Sin halo	Venilla con bordes rectos con 15 mm de espesor.		

Tabla 4. Tabla resumen de venillas del sistema pórfido-skarn Paraiso.



**Figura 13.** Eventos de venillas pre-mineralización. **(A)** Venilla de tipo 1, conformada por feldespato potásico, de borde sinuoso, cortada por venillas de feldespato potásico (tipo 4b) y CLOs (tipo 10); roca hospedante: Pórfido tonalítico (PADDH12-01, 199.90 m). **(B)** Venilla de tipo 2, de cz-mb, con bordes rectos sin halo; cortada por la Brecha magmática hidrotermal; roca hospedante: Pórfido tonalítico (PADDH12-01, 178.84 m). **(C)** Venilla de tipo 3: albita-epidota, cortada por las venillas de tipos 10 y 15; roca hospedante: Pórfido tonalítico (PADDH12-01, 104.20m). **(D)** Venilla de tipo 4a, conformada por cuarzo con halo de feldespato potásico; ha sido reabierto para la precipitación de las venillas CLOs (tipo 10), magnetita (tipo 11) y sulfuros py-cpy (tipo 12); roca hospedante: Tonalita (PADDH12-02, 418.90m). **(E)** Parche de feldespato potásico reemplazando matriz de la Brecha magmática-hidrotermal; roca hospedante: Brecha magmática-hidrotermal con fragmentos del Pórfido tonalítico. (PADDH12-01, 179.03m). **(F)** Venilla de tipo 5, conformada por cuarzo, con bordes sinuosos, cortando a FPKs (tipo 4a), hospedada en el Pórfido tonalítico (PADDH12-01, 449.8m). **(G)** Venilla de cuarzo-molibdenita, con borde recto, cortando a venilla de feldespato potásico (tipo 4a) y cortado por venillas de CLOs (tipo 10) (PADDH12-05, 345.10 m). **(H)** Venilla de tipo 6b, conformada por cuarzo-molibdenita, con borde recto, cortando a FPKs (tipo 1) y epi-ab (tipo 3); roca hospedante: Brecha magmática-hidrotermal con fragmentos del Pórfido tonalítico. (PADDH12-01, 179.03m). **(I)** Venilla de tipo 6b, conformada por cuarzo-molibdenita, con borde recto, cortando a FPKs (tipo 4b) y cpy (tipo 12); roca hospedante: Brecha magmática-hidrotermal con fragmentos del Pórfido tonalítico. (PADDH12-01, 179.03m). **(J)** Venilla de tipo 13, conformada por cuarzo sutura-py-cpy, con borde recto, cortando a FPKs (tipo 1) y cz/ser (tipo 8); roca hospedante: Brecha magmática-hidrotermal con fragmentos del Pórfido tonalítico. (PADDH12-01, 179.03m).

← [Continuación de la leyenda de la Figura 13] (H) Venilla de tipo 6b, conformada por parches de cuarzo con intercrecimiento de molibdenita; es cortada por venillas de CLOs (tipo 10). Roca hospedante: Pórfido tonalítico (PADDH12-01, 199.90 m). (I) Venilla de tipo 7, conformada por anhidrita color lila, cortada por CLOs (tipo 10) y parches de calcopirita (venilla de tipo 12); roca hospedante: Pórfido tonalítico (PADDH12-01, 391.58m). (J) Venilla de tipo 8, conformada por cuarzo con halo de sericita que corta a venilla de FPKs (tipo 1); esta venilla es cortada por venilla de cuarzo con sutura de py-cpy (tipo 13); roca hospedante: Pórfido dacítico1 (PADDH12-01, 131.15m).

## 5. Mineralización

### 5.1. Cronología de venillas

En base al logueo paragenético de 1621.75 m distribuido en 3 sondajes, y al cartografiado de venillas en afloramiento, se identificó 15 tipos de venillas, clasificados del tipo 1 al tipo 15, los cuales se agruparon en tres "eventos": pre-mineralización, mineralización principal, y post-mineralización (Tabla 4).

#### 5.1.1. Evento de venillas pre-mineralización

En este evento se agrupó las venillas tempranas, que fueron formadas antes del evento que introdujo Cu al sistema. Las venillas del evento de pre-mineralización contienen cantidades pequeñas de sulfuros de Cu y Mo, pero mucha de esta mineralización se debe a la sobreimpresión de eventos posteriores. El evento pre-mineralización está caracterizado por una alteración potásica moderada a débil, a manera de venillas de feldespato potásico, cuarzo con halo de feldespato potásico y albíta-epidota, que se presentan en la Tonalita, Pórfido tonalítico y Pórfido dacítico 1.

*Venillas de tipo 1.* Estas venillas están caracterizadas por ser de feldespato potásico, tener forma levemente sinuosa, un espesor de 1-10 mm, y no presentar halo. Son cortadas por venillas posteriores (albíta-epidota, tipo 3). Su abundancia es moderada y ocurren a profundidades intermedias (3400-3600 msnm) tanto en la Tonalita como en el Pórfido tonalítico. El Pórfido dacítico 1 presenta un tipo de venillas con características similares pero temporalmente tardías. Su mineralogía sugiere una relación con la cúpula de intrusivos que han sufrido alteración potásica (Fig. 13 A).

*Venillas de tipo 2.* Estas venillas están caracterizadas por ser de cuarzo, y en algunas oportunidades se presentan con diseminación de molibdenita (posiblemente la molibdenita sea producto de la sobreimpresión por eventos posteriores). Se observan en fragmentos del Pórfido tonalítico (PTNL) de las brechas magmáticas-hidrotermales A y B. Presentan bordes rectos. Su longitud es centimétrica, y su espesor de 1-2 mm (Fig. 13 B).

*Venillas de tipo 3.* No se trata de venillas propiamente dichas, sino de parches de albíta con epidota. La albíta presenta una extensión de 5 a 10 cm. La epidota también se manifiesta como parches con diámetros entre 1 y 5 cm. El estudio en sección delgada muestra que la albíta se originó primero y luego fue sobreimpuesta por epidota. Estas venillas son moderadamente abundantes, ocurriendo cerca del contacto de los intrusivos con la caliza, y en la Brecha magmática-hidrotermal. Las venillas

de ab-epi son cortadas por las venillas de tipo 4a (vls de Cz//FPKs-Ab) y por venillas más tardías ricas en clorita y sulfuros (tipos 10 y 12). Su mineralogía sugiere un interacción entre los fluidos magmáticos y las rocas carbonatadas superiores (Fig. 13 C).

*Venillas de tipo 4a.* Estas venillas están caracterizadas por ser de cuarzo con halo de feldespato potásico. Las venillas de cuarzo tienen bordes difusos con un espesor de 1-2 mm y un halo de feldespato potásico de 10-30 mm. Cortan a las venillas de ab-epi (tipo 3) y son cortadas por venillas de cuarzo (tipo 5). Se presentan en la Tonalita con abundancia moderada, en el Pórfido tonalítico y en la Brecha magmático-hidrotermal. Su abundancia es escasa, observándose desde la superficie (3800 msnm) hasta la parte más profunda reconocida por los sondajes (3300 msnm). Comúnmente estas venillas han sido reabiertas por venillas más tardías de CLOs (tipo 10) y sulfuros (tipo 12). Su mineralogía es sugestiva del núcleo de una alteración potásica (Fig. 13 D).

*Venillas de tipo 4b.* No son propiamente venillas pero están muy relacionadas al evento 4a: se presentan en la Brecha magmática-hidrotermal (BXMH) a manera de parches de feldespato potásico. No se han observado relaciones de corte con las venillas de ab-epi (tipo 3), pero se las infiere debido a que las venillas de tipo 4a cortan a las venillas de tipo 3. Las venillas 4b son cortadas por cuarzo (tipo 5) y cuarzo-molibdenita (tipo 6b). Comúnmente estas venillas son cortadas por venillas de CLOs (tipo 10) y sulfuros (tipo 12). Su mineralogía sugiere un núcleo de alteración potásica (Fig. 13 E).

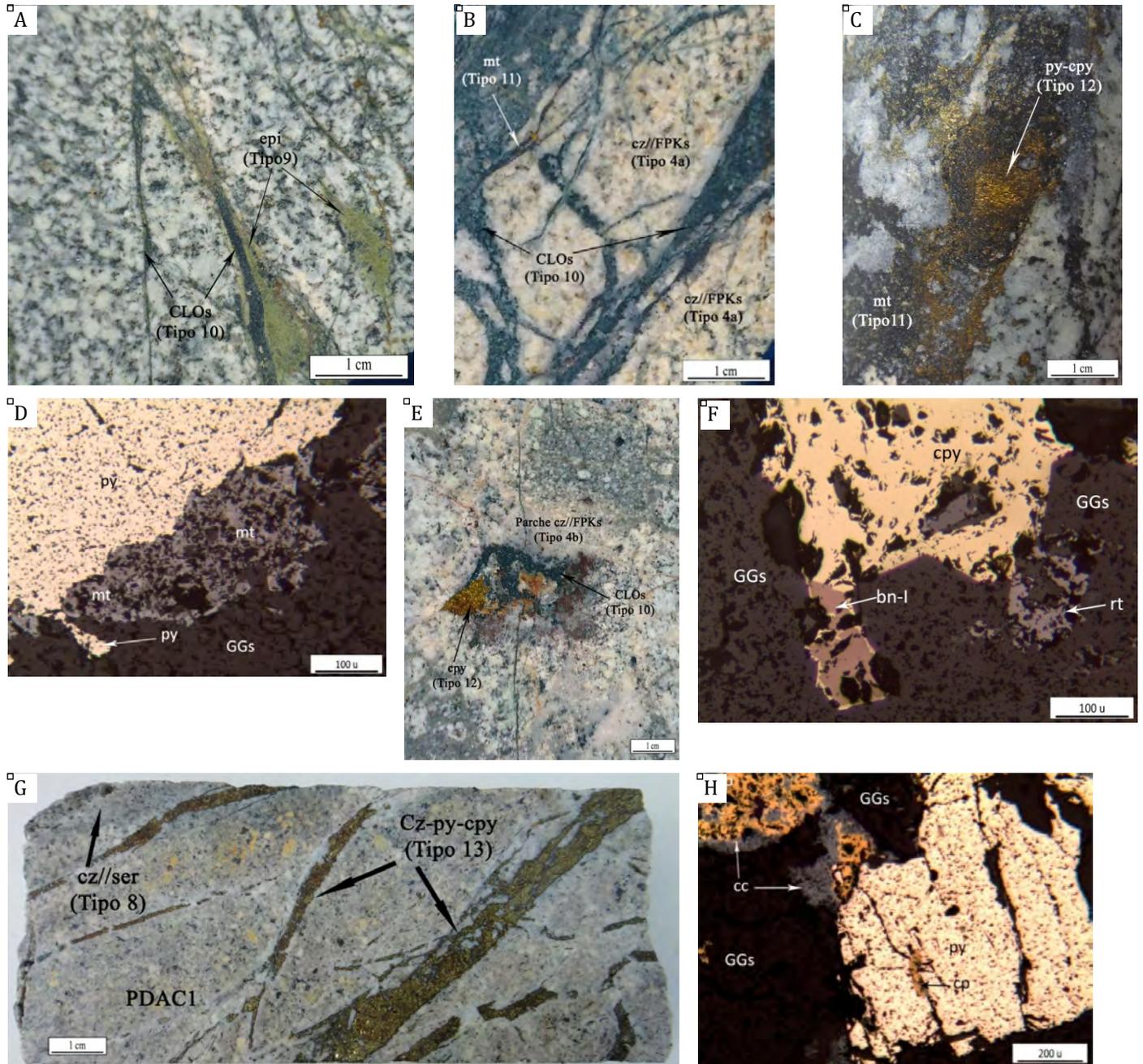
*Venillas de tipo 5.* Estas venillas se caracterizan por ser de cuarzo, tener bordes sinuosos, un espesor de 5 a 10 mm, y no presentar halo. Cortan a las venillas de cz//FPKs (tipo 4a) y se presentan como fragmentos en la Brecha magmática-hidrotermal C (BXMHC). Su abundancia es escasa, estando relacionadas con el Pórfido tonalítico (PTNL). Su mineralogía sugiere una relación con la cúpula de intrusivos ricos en fluidos hidrotermales que se sobreimpusieron a la alteración potásica (Fig. 13 F).

*Venillas de tipo 6a.* Estas venillas están caracterizadas por ser de cuarzo-molibdenita. Presentan bordes rectos, un espesor de 2-30 mm, y una abundancia moderada. Ocurren principalmente en la Tonalita. En general cortan las venillas de cz//FPKs (tipo 4a), y a su vez son cortadas por venillas de CLOs (tipo 10), magnetita (tipo 11) y sulfuros py-cpy (tipo 12). Sugieren la presencia de un sistema de tipo pórfido que evolucionó a condiciones necesarias para precipitar sulfuros (Fig. 13 G).

*Venillas de tipo 6b.* No son propiamente venillas pero están muy relacionadas con el evento 6a. Se presentan a manera de parches con intercrecimiento de cuarzo y

molibdenita cortando a los parches de FPKs (tipo 4b), y son cortadas por venillas de py-cpy (tipo 12). No se identificó alguna relación de corte con las venillas de anhidrita (tipo 7). Este evento también es sugestivo de un sistema de tipo pórfido que evolucionó a condiciones necesarias para precipitar sulfuros (Fig. 13 H).

*Venillas de tipo 7.* Son constituidas por anhidrita de color lila. Presentan bordes rectos y un espesor de 1-10 cm. Son escasas, principalmente relacionadas con las partes más profundas del Pórfido tonalítico. Se las observa cortando a venillas de cuarzo (tipo 5) y cortadas por venillas CLOs (tipo 10) y de cpy (tipo 12). Su mineralogía sugiere el núcleo de la alteración potásica (Fig. 13 I).



**Figura 14.** Eventos de venillas de la mineralización principal. **(A)** Venilla conformada por epidota (tipo 9), cortada por venilla de CLOs (tipo 10); roca hospedante: Tonalita. (PADDH12-02, 144.34 m). **(B)** Venilla de tipo 10, constituida por CLOs, cortando vena de cz//FPKs (tipo 4a) y siendo cortada por mt (tipo 11) y cpy (tipo 12), (PADDH12-02, 513.80 m). **(C)** Venilla de magnetita (tipo 11), sobrepuesta por sulfuros py-cpy (tipo 12); roca hospedante: Pórfido tonalítico (PADDH12-05, 519 m). **(D)** Agregado de magnetita (tipo 11) siendo reemplazado por pirita (tipo 12); sección pulida SP-58 (PADDH12-02, 418.90 m). **(E)** Parche de calcopirita (tipo 12) reemplazando CLOs (tipo 10); roca hospedante: Brecha magmática-hidrotermal con fragmentos de Pórfido tonalítico (PADDH12-05, 127.45 m). **(F)** Sección pulida con un primer evento de bornita (bn-l) siendo reemplazado por calcopirita; sección pulida SP-58 (PADDH12-02, 418.90 m). **(G)** Venilla de cuarzo con sutura de py-cpy (tipo 13) cortando venilla de cz//ser (tipo 8) hospedado en el Pórfido dacítico 1 (PDAC 1) (PADDH12-01, 134.65 m). **(H)** Sección pulida de venilla con sutura de py-cpy, cristal de pirita (py) grueso presentando fractura rellena de calcopirita (cpy), que a su vez se está alterando a calcocina (cc); venilla de cuarzo como ganga (GGs); roca hospedante: Pórfido dacítico 1 (PADDH12-01, 131.15 m), sección pulida SP-45.

*Venillas de tipo 8.* Se caracterizan por ser de cuarzo con halo de sericita. Presentan bordes rectos, unos 2-3 mm de espesor, y un halo de sericita espeso de 10-15 mm. Son muy escasas y relacionadas a la Tonalita y al Pórfido dacítico 1. Las venillas de cz//ser cortan a venillas de FPKs (tipo 1) y son cortadas por venillas de cuarzo con sutura de py-cpy (tipo 13). Se presentan por encima de 3550 msnm. Su ensamble sugiere un enfriamiento del sistema y una sobreimposición de fluidos ácidos. Debido a que la cantidad de sulfuros de los eventos anteriores es escasa, no se tiene un gran desarrollo de este tipo de venillas. Probablemente las venillas de cz//ser se han formado coetáneamente con las venillas de epi-CLOs-*mt*-py-cpy (tipos 9 a 12) (Fig. 13 J).

#### 5.1.2. Evento de venillas de la mineralización principal

Este evento de venillas está representado por venillas epi-CLOs-*mt*-py-cpy (tipos 9 a 12), que son las más abundantes. Están presentes desde la superficie (3800 msnm) hasta la zona más profunda reconocida por los sondajes (3500 msnm). Se originaron por el enfriamiento del sistema que generó un ensamble de skarn retrógrado.

*Venillas de tipo 9.* Son constituidas por epidota. Presentan bordes rectos, sin halo, y tienen un espesor de 1-5 mm. Son escasas, y asociadas a la Tonalita, al Pórfido tonalítico, y a la Brecha magmática-hidrotermal (BXMH). Cortan a las venillas de cz//FKPs (tipo 4a) y parches de FPKs (tipo 4b), y son cortadas por venillas de CLOs, magnetita y sulfuros py-cpy (tipos 10, 11 y 12, respectivamente). Se las observa desde la superficie (3800 msnm) hasta cotas más profundas reconocidas por los sondajes (3300 msnm). Este ensamble sugiere un enfriamiento del sistema que dió origen a un mineral hidratado (epidota) típico de skarn retrógrado (Fig. 14 A).

*Venillas de tipo 10.* Son constituidas por clorita (que fue inicialmente actinolita). Presentan bordes rectos y un espesor de 1-3 mm (llegando excepcionalmente a 10 mm). Se presentan a manera de sutura de las venillas más tempranas, cortan a todas las venillas anteriores, y son cortadas por venillas de magnetita (tipo 11). Además guardan una estrecha relación con las venillas de py-cpy (tipo 12). Se caracterizan por ser abundantes y están asociadas a la Tonalita, al Pórfido tonalítico y al Pórfido dacítico 1. Se presentan desde la superficie (3800 msnm) hasta la zona más profunda reconocida por los sondajes diamantinos (3300 msnm). La cercana relación entre este evento de venillas con los de magnetita (tipo 11) y de sulfuros py-cpy (tipo 12) indica un ensamble de alteración retrógrada (Fig. 14 B).

*Venillas de tipo 11.* Consisten enteramente de magnetita. Presentan bordes rectos con espesores de 1-30 mm. En la Tonalita, su abundancia por debajo de la cota 3650 m es moderada pero se incrementa en profundidad; en el Pórfido tonalítico estas venillas son escasas; y en el Pórfido dacítico 1 (PDAC1) no se han observado. Generalmente se asocian con la venillas de CLOs (tipo 10),

en los cuales se comportan como sutura, y están estrechamente relacionadas con las venillas de py-cpy (tipo 12), comportándose como una trampa para la precipitación de calcopirita. El hecho que la magnetita se incrementa por debajo de la cota 3650 estaría indicando que se está ingresando a un ambiente cercano a un halo de metasomatismo de contacto (skarn) (Fig. 14 C y D).

*Venillas de tipo 12.* Son constituidas por pirita, bornita y calcopirita. Se presentan como parches, o como venillas de borde recto y espesor de 1-10 mm. Es usual encontrar estas venillas como sutura de las venillas de CLOs (tipo 10) y magnetita (tipo 11). Presentan una abundancia moderada, desde la superficie (3800 msnm) hasta la zona más profunda (3300 msnm). Se nota una disminución del ratio pirita/calcopirita a medida que se profundiza en el sistema. En la Tonalita se nota que se incrementan en profundidad, relacionándose con las venillas de magnetita (tipo 12). Las rocas que hospedan este evento son la Tonalita, el Pórfido tonalítico, y las Brechas magmáticas-hidrotermales (Fig. 14 E y F).

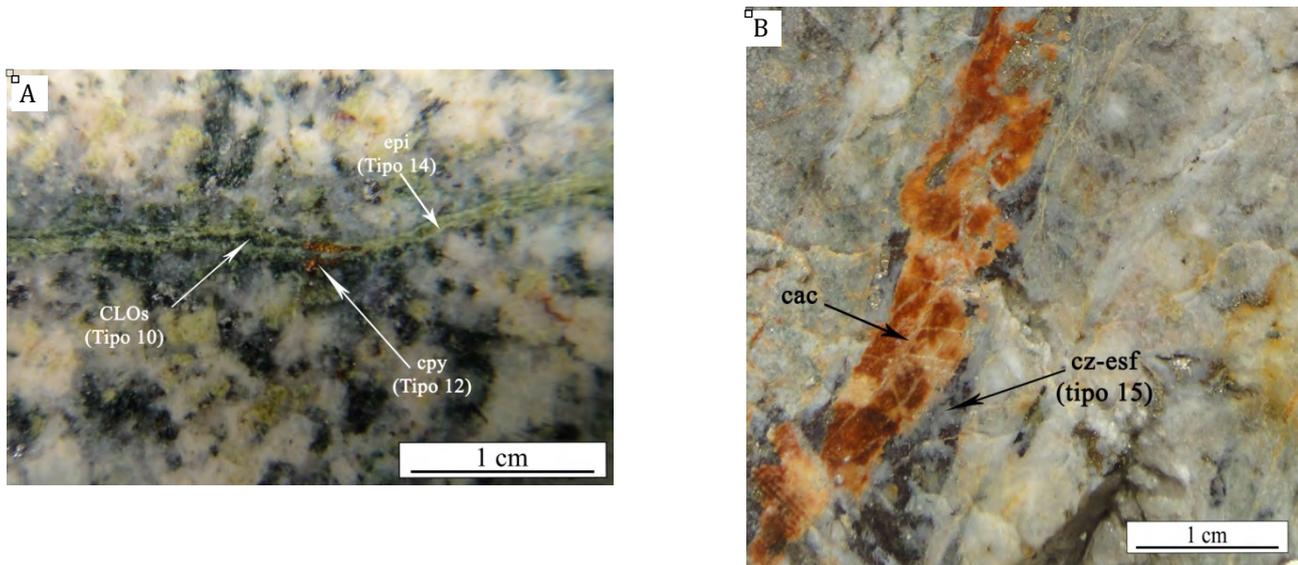
*Venillas de tipo 13.* Son de cuarzo, con bordes rectos, sin halo, y un espesor de 1-2 mm. Siempre presentan sutura de pirita-calcopirita±clorita; cortan venillas de clorita (tipo 11) y venillas de magnetita (tipo 12). En la Tonalita su abundancia es moderada; en el Pórfido tonalítico son escasas; en el Pórfido dacítico 1 son abundantes. Se presentan en cotas por encima de 3550 msnm. Por sus características, este ensamble sugiere que son la expresión distal (venillas tipo B) de un stock porfirítico mineralizado que a la fecha no ha sido identificado (Fig. 14 G y H).

#### 5.1.3. Evento de venillas post-mineralización

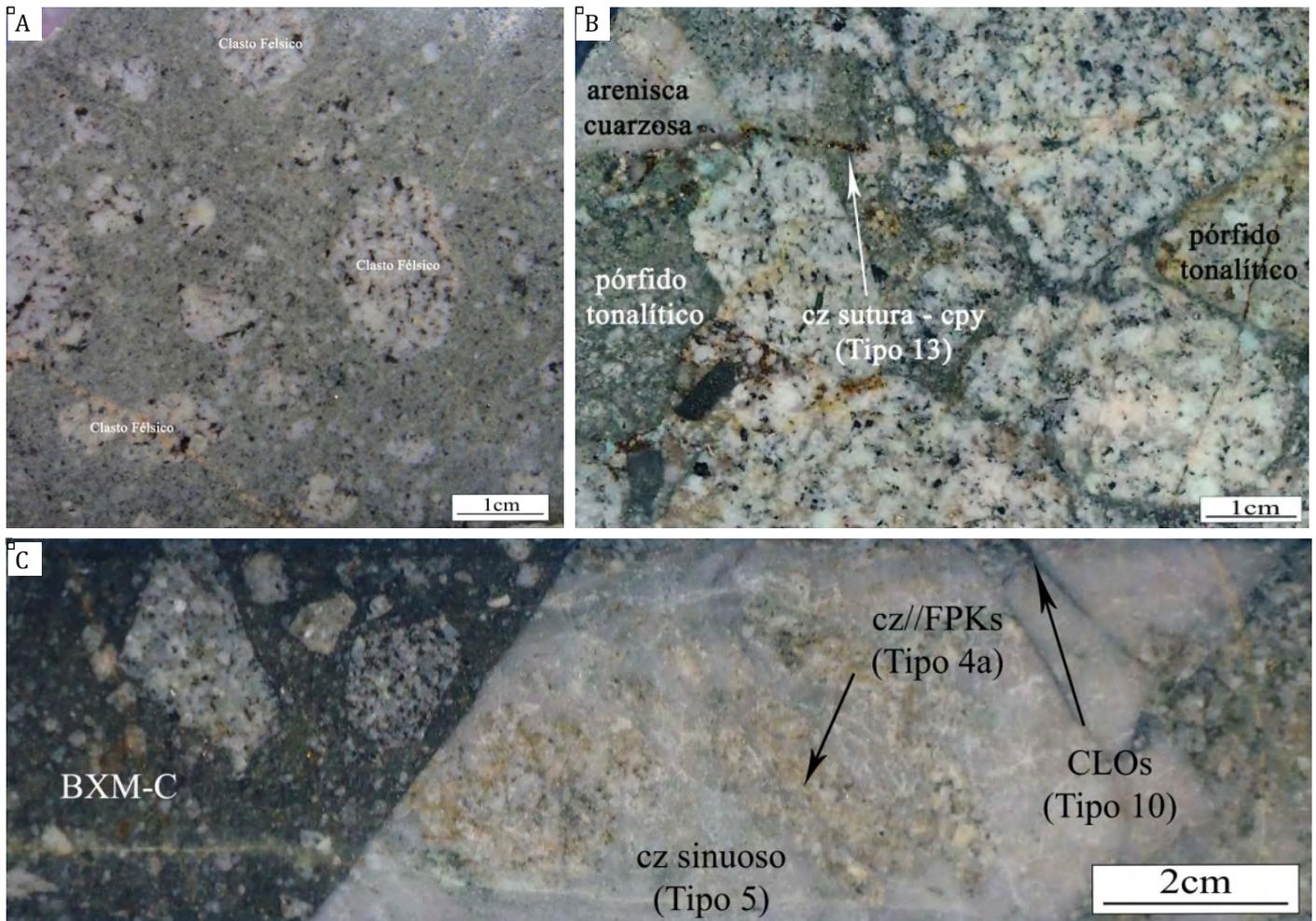
El evento de venillas post-mineralización está caracterizado por la precipitación de epidota, carbonatos, cuarzo-esfalerita y yeso, estos últimos presentándose a manera de venillas y también como suturas de eventos anteriores, especialmente en asociación con venillas de CLOs (tipo 11). Estas venillas son escasas. Ocurren como sobreimposición en la zona con alteración potásica, y como venas aisladas en los bordes del sistema.

*Venillas de tipo 14.* Consisten de epidota. Escasas, presentan bordes rectos y ~1 mm de espesor. Están muy relacionadas con la Tonalita y la Brecha magmática-hidrotermal. Estas venillas cortan a venillas de CLOs (tipo 10) y sulfuros py-cpy (tipo 12). Se las observa desde la superficie hasta las zonas más profundas del sistema. Su presencia indica la última etapa de la alteración retrógrada (Fig. 15 A).

*Venillas de tipo 15.* Son de cuarzo-esfalerita-calcita. Escasas, presentan bordes rectos y unos 15 mm de espesor. Ocurren en la Tonalita, sobreimpuestas dentro de la zona con alteración potásica. También se las observa cortando al Pórfido dacítico 2 (Fig. 15 B).

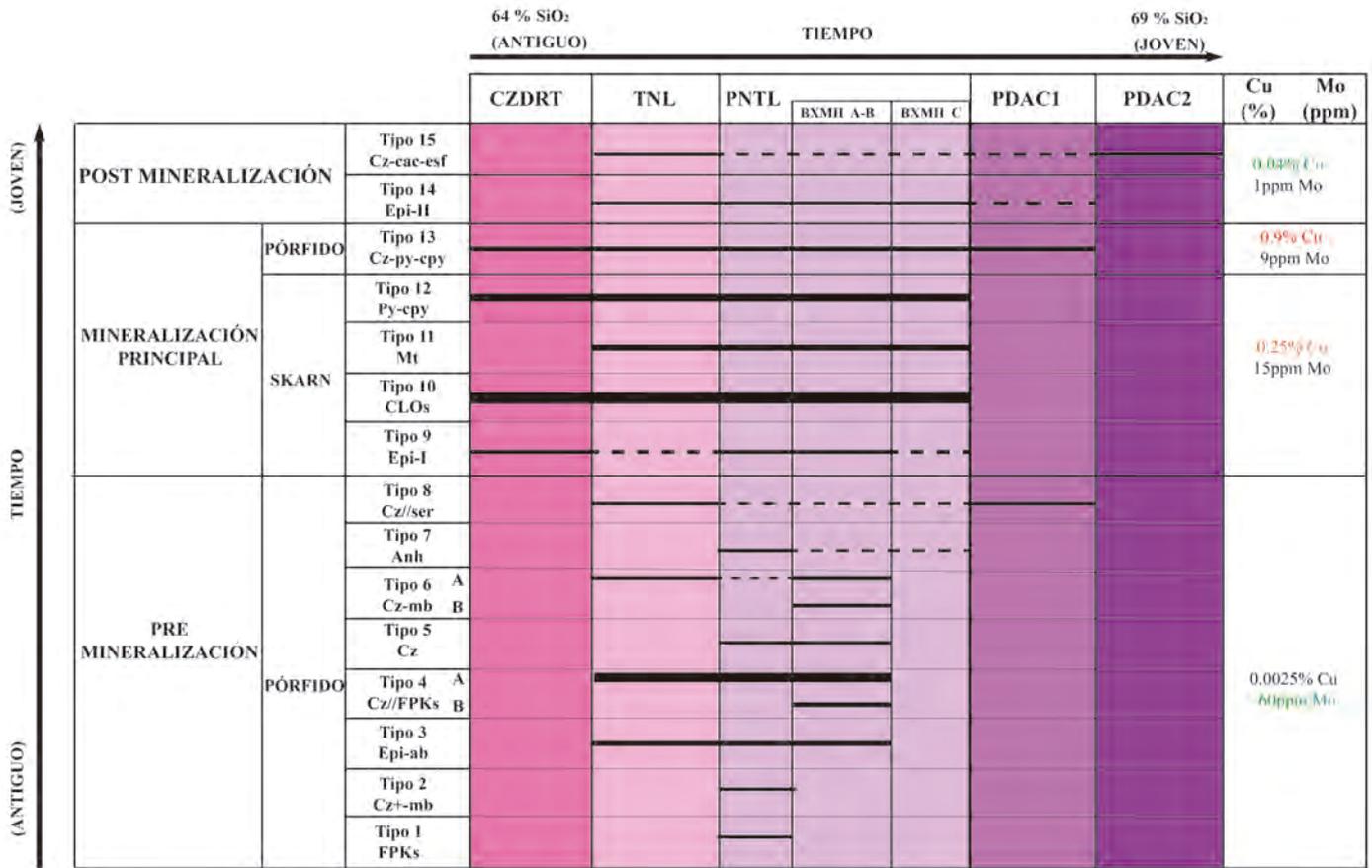


**Figura 15.** Evento de venillas post-mineralización. **(A)** Venilla de tipo 14, conformada por epídota que está cortando calcopirita (tipo 12) y clorita (tipo 10) (PADDH12-02, 357.70 m). **(B)** Venilla de tipo 15, conformada por cuarzo-esfalerita-calcita (PADDH12-06, 369 m).



**Figura 16.** **(A)** Brecha magmática-hidrotermal A: matriz-soportada con fragmentos subredondeados (PADDH12-01, 284.90 m). **(B)** Brecha magmática, polimíctica, fragmentos de arenisca cuarzosa y de Pórfido tonalítico, cortada por venilla de cz con sutura de cpy (tipo 13) (PADDH12-05, 48.10 m). **(C)** Brecha magmática-hidrotermal C: contacto entre Brecha y Pórfido tonalítico con venillas de FPKs (tipo 4b) y cz sinuoso (tipo 5); se observan fragmentos angulosos de Pórfido tonalítico; matriz de brecha con alteración potásica (biotita secundaria) (PADDH12-01, 437.94 m).





**Figura 18.** Relaciones entre los stocks y plutones porfíricos y los diferentes tipos de venillas. El grosor de las líneas refleja la abundancia correspondiente. La mayoría de los tipos de venillas pre-mineralización son hospedados en el Pórfido tonalítico (TNL). Los eventos de venillas de la mineralización principal cortan a las unidades CZDRT, TNL, PTNL y BXMH (ver texto). Los valores de Cu están relacionados a las venillas de cz-py-cpy (tipo 13), que a su vez están íntimamente asociadas con el Pórfido dacítico 1 (PDAC 1). El Pórfido dacítico 2 (PDAC 2) está asociado con las venillas más tardías (cz-cac-esf).

**6. Discusión e interpretación**

**6.1. Cronología de venillas**

La cronología de venillas determinada en el presente estudio es ampliamente comparable con la sucesión de venillas identificada en otros sistemas de pórfidos de cobre (Sillitoe, 2010). Sin embargo, en nuestro caso se ha determinado varios tipos de venillas adicionales, 15 en total, los cuales han sido definidos en base a sus características mineralógicas y morfológicas (como la sinuosidad).

Es importante considerar que la clasificación que se está presentando contiene un grado de interpretación, particularmente cuando se trata de reactivación de venillas, produciendo venillas complejas. En este caso se ha tratado de separar los diferentes eventos que puede contener una venilla.

La secuencia de venillas comienza con los tipos de venillas pre-mineralización de tipo pórfido (tipos 1 a 8), que comprenden FPKs, cz, mb, anh y ser. Las primeras venillas son principalmente de FPKs-cz, en algunos casos con halos de FPKs; luego continúan las venillas que están constituidas por cz-mb sin halo de alteración (tipo 6a y 6b); posteriormente el sistema evoluciona generando venillas de anhidrita (tipo 7), y finalizando se tiene

venillas de cuarzo con halo de sericita (tipo 8); estas últimas serían el equivalente temporal de las venillas de tipo 9 a 12 (alteración de skarn retrógrada). Se observa que las propiedades del fluido evolucionaron con el tiempo, tanto en temperatura como en composición química.

Las venillas del evento de mineralización principal son muy distintas a las anteriores, siendo conformadas por epidota-clorita-magnetita-sulfuros (tipos 9 a 12), y se relacionan en un ensamble de skarn retrógrado.

**6.2. Relación de facies de brecha y evolución del sistema**

En base al cartografiado y registro de sondajes diamantinos suplementado con el trabajo llevado a cabo en este estudio, se determina que el Pórfido tonalítico (34.23 ± 0.20 Ma) está relacionado con la Brecha magmática-hidrotermal. La mayoría de los clastos presentes en la brecha son de Pórfido tonalítico (aunque se observan clastos de Diorita y Tonalita). Hacia la superficie la cantidad de clastos de cuarcita y limolita aumenta: esta facies de la brecha con mayor cantidad de sedimentos se comporta como un caparazón posiblemente originado por la fuerza de la intrusión y un posterior colapso de su techo, generando la incorporación

de fragmentos de la roca caja. La naturaleza sub-redondeada de algunos de los fragmentos implica un cierto transporte y una abrasión física y química durante su formación (Brecha magmática-hidrotermal A-B).

Los diferentes tipos de brecha determinados en este estudio representan una variación de facies dentro de la brecha (Brecha A-B) y a la sobreimposición de eventos magmáticos hidrotermales posteriores (Brecha C). La matriz inicial y algunos fragmentos fueron reemplazados por biotita secundaria (Brecha B). Luego se produjo en ciertos lugares un reemplazo pervasivo de la matriz y fragmentos por parches de feldespato potásico (tipo 4b) asociados a mineralización de molibdeno (tipo 6A y 6b). Posteriormente se produjo un brechamiento a manera de canales que afectó todo el sistema, representado por fragmentos angulosos que contienen venillas de los eventos anteriores (Brecha C), y cuya matriz también presenta biotita secundaria como alteración.

La mineralización de Cu está relacionada a la calcopirita, cuya abundancia llega hasta 3 %; fue introducida en el sistema después de la formación de las venillas de CLOs (tipo 10) y magnetita (tipo 11).

### 6.3. Relación brecha-venillas

La ocurrencia de diferentes tipos de clastos en la brecha, de venillas truncadas dentro de los clastos, y de venillas que cortan la brecha, sirve de base para determinar la relación temporal de las facies de brecha dentro de la clasificación de venillas.

La presencia de fragmentos con venillas de  $cz \pm mb$  truncadas (tipo 2) en la Brecha A-B, y la sobreimposición de parches albita-epidota (tipo 3), indican que la formación de la Brecha fue temprana dentro de la evolución del sistema. Los parches de albita-epidota (venillas de tipo 3) y de FPKs (tipo 4b) son los eventos más tempranos que afectan a la Brecha A-B. Se considera que las venillas de tipo 4b (parches de FPKs) están relacionadas con las venillas de  $cz//FPKs$  (tipo 4a). Todas las venillas posteriores cortan la Brecha magmática-hidrotermal.

### 6.4. Relación venillas-intrusivos

Según la edad relativa de los intrusivos, la Gabro-diorita representa el/los pulso(s) más antiguo(s). Estas facies máficas se observan principalmente como fragmentos dentro de la Brecha magmática-hidrotermal, que fueron afectados por una alteración potásica muy temprana (biotita secundaria) y por uno de los eventos más tardíos como son las venillas y diseminaciones de  $py-cpy$  (tipo 12). En ambos casos actuaron como roca hospedante.

La Cuarzo-diorita presenta alteración potásica débil, representada por el reemplazamiento de hornblendas por biotita secundaria; actuó como roca hospedante en el sistema.

La Tonalita está relacionada principalmente a venillas de  $cz//FPKs$  (tipo 4a).

El Pórfido tonalítico (34.23  $\pm$  0.20 Ma) presenta venillas desde el tipo 1 (Vls FPKs) hasta el tipo 15 (Vlls de  $cz-cac-esf$ ), indicando que se ha comportado en algunos casos como generador de algunos tipos de venillas y como roca

caja de otras.

El Pórfido dacítico 1 (33.68  $\pm$  0.21 Ma) presenta bordes de enfriamiento en contacto con el Pórfido tonalítico, y hospeda venillas desde el tipo 8 ( $cz//ser$ ) a más tardías, indicando claramente que su emplazamiento fue posterior.

El Pórfido dacítico 2 presenta sólo venillas de tipo 15 (vls  $cz-cac-esf$ ), lo que indica que se emplazó al final de la evolución magmática-hidrotermal del sistema (Fig. 18).

La Diorita porfirítica y los diques dacíticos (33.75  $\pm$  0.36 Ma) no presentan venillas, siendo intrusivos estériles.

### 6.5. Implicancias para la génesis del sistema pórfido-skarn Paraíso

Las evidencias geológicas muestran que el target Paraíso presenta mineralizaciones de tipo pórfido y skarn (Fig. 19).

El Batolito Andahuaylas-Yauri está representado por una cuarzo-diorita que intruye la sucesión sedimentaria mesozoica.

La intersección de los sistemas de falla Paraíso (NO-SE) y Anubia (NNE-SSO) influyó en el emplazamiento de la Tonalita, del Pórfido tonalítico, y posiblemente del Pórfido dacítico 1. En su contacto con las calizas cretácicas, la Tonalita generó un ensamble de exoskarn prógrado incipiente (granates marrones).

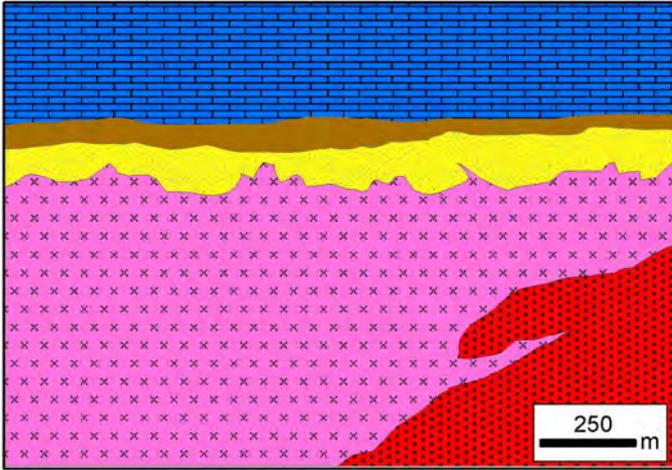
El Pórfido tonalítico (34.23  $\pm$  0.20 Ma) intruyó a la Tonalita y hospedó la Brecha magmática-hidrotermal, cuya formación pudo ser producida por la desgasificación explosiva de un magma rico en volátiles desde la parte superior de un intrusivo (Pórfido tonalítico). En relación con el Pórfido tonalítico y la Brecha magmática-hidrotermal, ocurre una esporádica mineralización de molibdeno (venillas de tipo 6a y 6b).

Debido a la poca presencia de sulfuros de los eventos anteriores y roca caja carbonatada, al producirse el enfriamiento de los fluidos, estos generaron una alteración fílica poco desarrollada (venillas de tipo 8). Paralelamente se generó un ensamble de epi-CLOs- $mt-py-cpy$  (venillas de tipos 9 a 12) típico de alteración skarn retrógrado, que se presenta como suturas en las venillas tempranas.

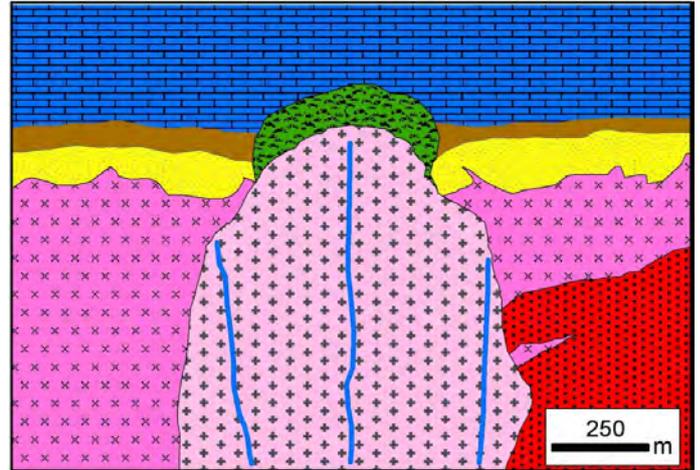
Cuando el sistema se estuvo enfriando se originó la intrusión del Pórfido dacítico 1 (33.68  $\pm$  0.21 Ma), que no está relacionado con los primeros eventos de mineralización. No presenta contenido de molibdeno y tampoco venillas de magnetita. En contraste, hospeda los mejores valores de cobre (hasta 3%) en venillas de cuarzo con sutura de calcopirita (venillas de tipo 13), siendo el principal evento que introdujo cobre en el sistema. Estas venillas son interpretadas como la expresión distal de la liberación de fluidos magmáticos hidrotermales de un probable stock porfirítico mineralizado.

El Pórfido dacítico 2 se emplazó a manera de diques, hospedando venillas de  $cz-esf-cac$ .

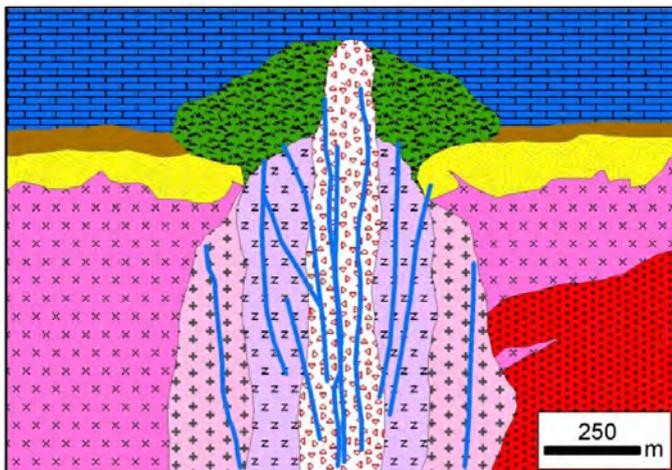
Posteriormente, pero con muy poca diferencia cronológica (33.75  $\pm$  0.36 Ma), se produjo la intrusión de magmas subvolcánicos de composición andesítica a dacítica, que presentan una matriz microcristalina. Estos intrusivos se han emplazado siguiendo una orientación NE-SO (N20-45°E).



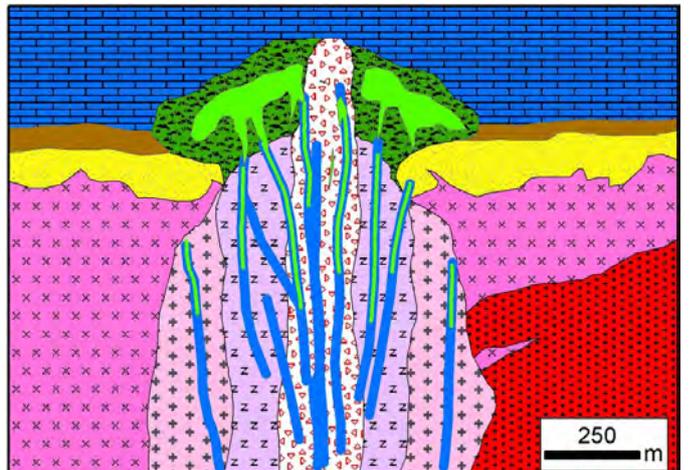
A. El Batolito de Andahuaylas-Yauri intruye una sucesión sedimentaria mesozoica. La Cuarzo-diorita corta a una unidad más temprana con composición de gabro-diorita.



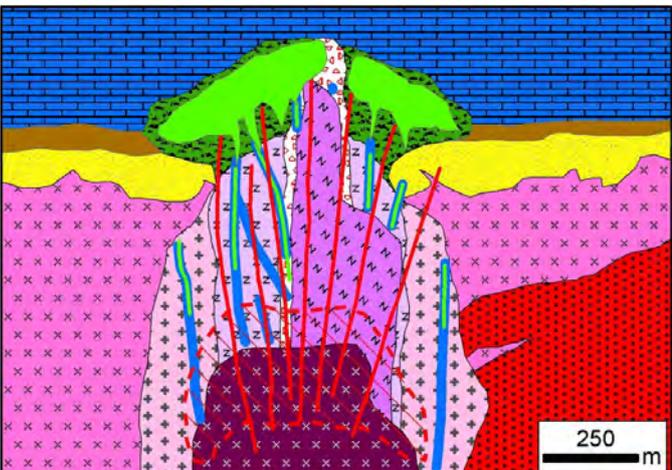
B. La Tonalita intruye a la Cuarzo-diorita y en contacto con la caliza genera un skarn prógrado de granate marrón y verde. En la Cuarzo-diorita se genera alteración potásica incipiente.



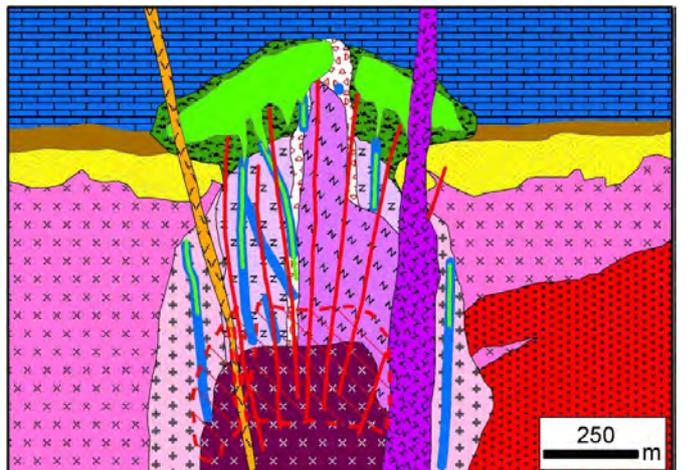
C. El Pórfido tonalítico intruye a la Tonalita. Posteriormente se emplaza una brecha magmática-hidrotermal. El Pórfido tonalítico y la Brecha magmática-hidrotermal son afectados por alteración potásica con intensidad moderada a fuerte, representada por venillas de FPKs y biotita secundaria (venillas de tipos 1 a 7).



D. El enfriamiento del sistema origina eventos de venillas de skarn retrógrado (epi, CLOs, mt, py-cpy; venillas de tipos 9 a 12) que se emplazan a manera de suturas de las venillas tempranas.



E. Emplazamiento del Pórfido dacítico 1, que corta la Brecha magmática-hidrotermal y hospeda venillas de cz-py-cpy (tipo 13), que posiblemente son la expresión distal de un stock porfírico mineralizado.

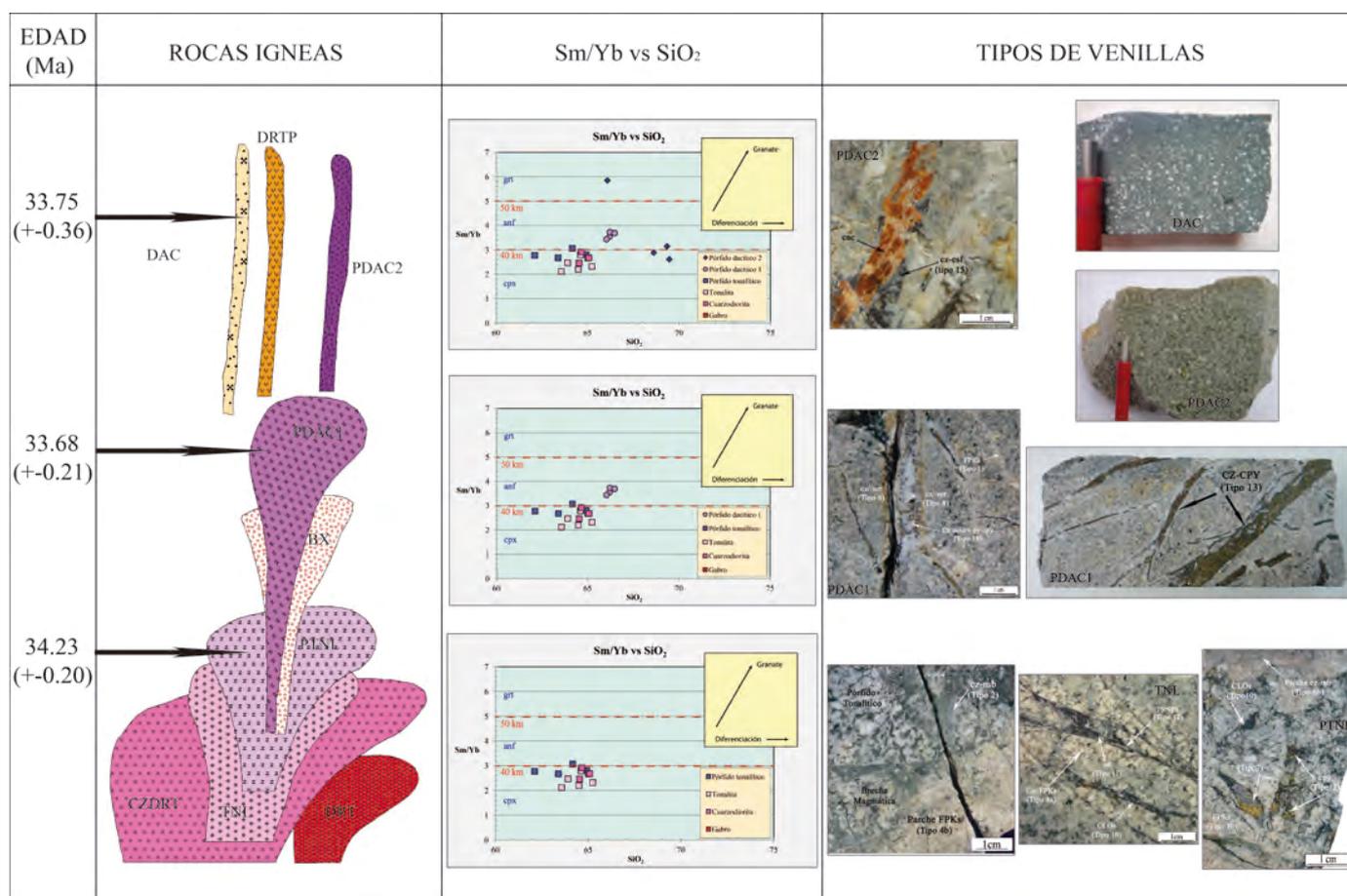


F. Emplazamiento del Pórfido dacítico 2, y de diques de composición dacítica.

LEYENDA



← **Figura 19.** Secciones esquemáticas del proyecto Paraíso proponiendo una reconstrucción del emplazamiento de los diferentes intrusivos y venillas sucesivas.



**Figura 20.** Relación entre edad, litogeoquímica, y tipos de venillas. El Pórfido tonalítico (plutón parental) tiene una edad de cristalización (U-Pb sobre zircón) de 34.23 ± 0.20 Ma y características geoquímicas sugierendo un espesor cortical < 40 km; está afectado por venillas de los eventos pre-mineralización y mineralización principal. El Pórfido dacítico 1 tiene una edad de cristalización de 33.68 ± 0.21 Ma y características geoquímicas sugierendo un espesor cortical de 40-45 km [asociado en los Andes a la formación de pórfidos de Cu]; hospeda las venillas del evento de mineralización principal (tipo 13: cz con sutura de cpy). La dacita porfirítica, que es post-mineral, tiene una edad de cristalización de 33.75 ± 0.36 Ma y no está afectada por ningún tipo de venillas.

**6.6. Relaciones entre edad, litogeoquímica, alteración, y mineralización**

Como discutido más arriba, las características geoquímicas de los primeros intrusivos presentes en el target Paraíso (Cuarzo-diorita, Tonalita, y Pórfido tonalítico) son compatibles con un espesor cortical

coetáneo menor a 40 km (Fig. 20). Estos intrusivos presentan un contenido de SiO<sub>2</sub> de 62–65 %, y las venillas que hospedan representan la evolución tardía del Batolito Andahuaylas-Yauri. Los plutones precusores consisten en la Cuarzo-diorita y la Tonalita. La Cuarzo-diorita no generó venillas, comportándose como roca hospedante, mientras que la Tonalita sólo presenta venillas de

cz//FPKs (tipo 4a) y, en contacto con las calizas, generó un incipiente skarn prógrado (granates marrones).

El plutón parental, que tiene textura y composición de pórfido tonalítico, cristalizó en  $34.23 \pm 0.20$  Ma y presenta todos los tipos de venillas reconocidos, siendo responsable de las venillas desde el tipo 1 hasta el tipo 7 (FKPs, cz±mb, ab-epi, cz//FPKs, cz, cz-mb, anh). El emplazamiento de este Pórfido tonalítico en una unidad calcárea generó un ensamble típico de skarn, el cual a raíz del posterior enfriamiento del sistema originó los eventos de venillas de skarn retrógrado (epi-CLOs-mt-py-cpy; tipos 9 a 12).

La Brecha magmática-hidrotermal debió formarse durante el intervalo de  $0.55 \pm 0.41$  Myr que separó las cristalizaciones respectivas del Pórfido tonalítico y Pórfido dacítico 1, es decir aproximadamente alrededor de  $\sim 33.9$  Ma.

El Pórfido dacítico 1 cristalizó en  $33.68 \pm 0.21$  Ma, es decir sólo  $0.55 \pm 0.41$  Myr después del Pórfido tonalítico. Tiene un contenido de SiO<sub>2</sub> de  $\sim 66\%$  y características geoquímicas que sugieren que el espesor cortical coetáneo era de 40–45 km, dentro del rango que en los Andes está asociado con muchos de los depósitos de pórfido de Cu y skarn económicos. Este intrusivo es cortado por venillas de tipo 13 (cz con sutura de cpy), que serían la expresión distal de un intrusivo mineralizado que a la fecha no ha sido identificado.

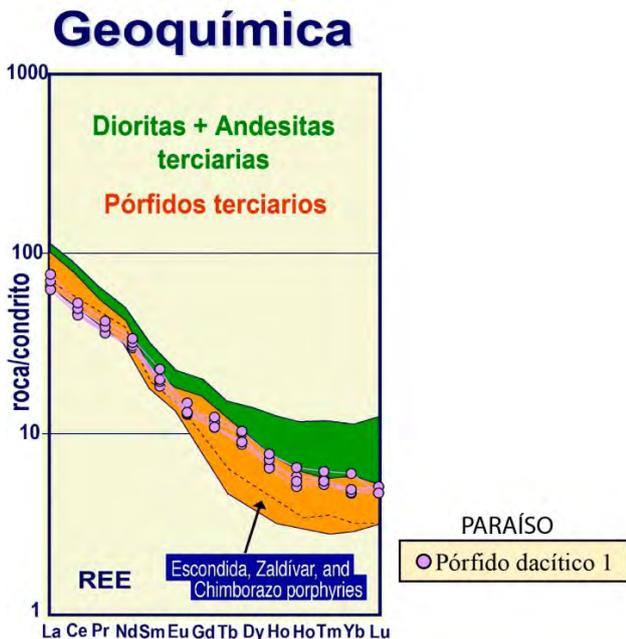
El Pórfido dacítico 2 presenta un contenido de SiO<sub>2</sub> de 68–69 % y hospeda venillas de tipo 15 (cz-cac-esf) que representan el evento más tardío del sistema. Su edad tiene que ser muy cercana a la del Pórfido dacítico 1 al que intruye, y a la de los diques dacíticos que lo intruyen.

La diorita porfirítica y los diques dacíticos ocurren a manera de diques post-minerales y no están asociados con ningún tipo de venilla. Uno de los diques dacíticos cristalizó en  $33.75 \pm 0.36$  Ma, indicando que el fin de la actividad magmática hidrotermal del sistema ocurrió muy poco después ( $0.25 \pm 0.25$  Myr) del emplazamiento de los pórfidos dacíticos 1 y 2 (Fig. 20).

Desde un punto de vista geoquímico, para una época dada el espesor cortical coetáneo de una actividad mágmática se tiene que estimar tomando en cuenta el valor *máximo* de las características adecuadas, puesto que los magmas no siempre interactúan mucho con las partes inferiores de la corteza donde existan anfíbol o granate (Mamani et al., 2010). Por lo tanto no se puede asociar directamente valores geoquímicos con un espesor cortical. Las características geoquímicas de una corteza engrosada se manifiestan cuando magmas interactúan un tiempo suficiente con la corteza inferior donde exista anfíbol o granate. Si un magma atraviesa rápidamente una corteza espesa, sus relaciones geoquímicas no van a ser afectadas y al final presentarán características de corteza más delgada. Por esta razón no existe una relación simple entre patrones de tierras raras y espesor cortical (Mamani et al., 2010). Como los magmas del target Paraíso asociados a la mineralización tienen prácticamente la misma edad, las características relevantes son las que corresponden al Pórfido dacítico 1, que demuestran que este magma interactuó con una corteza cuyo espesor estaba probablemente en el rango 40–45 km. Los magmas anteriores y levemente posteriores interactuaron en forma reducida con esta corteza inferior con anfíbol, explicando que presentan características más afines a una corteza inferior con clinopiroxeno. En efecto, sería imposible que el espesor cortical regional haya variado mucho en tan poco tiempo ( $< 1$  Myr).

**6.7. Comparación del patrón de tierras raras del target Paraíso con otros pórfidos productivos**

La Figura 21 ilustra el patrón de tierras raras de los pórfidos de Cu de edad  $\sim 38$  Ma de la misma franja del Eoceno superior-Oligoceno inferior (La Escondida, Zaldívar y Chimborazo, y el patrón de tierras raras del Pórfido dacítico 1 del target Paraíso, el cual presenta una gran similitud con los primeros.



**Figura 21.** Comparación entre los patrones de tierras raras de los pórfidos de Cu La Escondida, Zaldívar y Chimborazo, por una parte (en anaranjado), y del Pórfido dacítico 1 del target Paraíso, por otra parte. Modificado de Richards et al., 2001.

## 7. Conclusiones

En base a texturas, alteraciones, mineralizaciones y relaciones de corte, se infiere la siguiente relación entre plutones y stocks porfiríticos: la Cuarzo-diorita y la Tonalita representan plutones precursores; el Pórfido tonalítico ( $34.23 \pm 0.20$  Ma) es el plutón parental; el Pórfido dacítico 1 ( $33.68 \pm 0.21$  Ma) es un stock porfirítico temprano; el Pórfido dacítico 2 es un stock porfirítico tardío; la Diorita porfirítica y los diques dacíticos ( $33.75 \pm 0.36$  Ma) son intrusivos post-minerales.

La Cuarzo-diorita no generó venillas, comportándose como roca hospedante. La Tonalita sólo presenta venillas de cz//FPKs (tipo 4a). El Pórfido tonalítico (plutón parental) presenta todos los tipos de venillas reconocidos, siendo responsable de las venillas de FPKs, cz±mo, ab-epi, cz//FPKs, cz, cz-mo, anh (tipos 1 a 7); el posterior enfriamiento del sistema originó las venillas de skarn retrógrado (epi-CLOs-mt-py-cpy; tipos 9 a 12). El Pórfido dacítico 1 (stock porfirítico temprano) es cortado por venillas de cuarzo con sutura de calcopirita (tipo 13), que serían la expresión distal de un intrusivo mineralizado que a la fecha no ha sido identificado por los sondeos. El Pórfido dacítico 2 (stock porfirítico tardío) hospeda venillas de cuarzo-esfalerita-calcita (tipo 15) que representan el evento más tardío del sistema.

Las dataciones obtenidas por el método U-Pb en zircón representan edades de cristalización que, dentro de su margen de incertidumbre, confirman las observaciones de campo. Evidencian que el sistema magmático relacionado con la mineralización de Cu en el target Paraíso estuvo activo dentro del rango 34.5–33.3 Ma como máximo, es decir alrededor del límite Eoceno–Oligoceno (~33.9 Ma). Este estrecho rango cronológico se correlaciona con la edad de la franja del Eoceno superior – Oligoceno temprano caracterizada en la misma región por sus intrusivos productivos de tipo pórfido-skarn.

En promedio, la sucesión de intrusiones demuestra un incremento del contenido de SiO<sub>2</sub> con el tiempo: Gabrodiorita: 46.5 %; Cuarzo-diorita: 64.4–64.9 %; Tonalita: 62.9–64.8 %; Pórfido tonalítico: 61.5–64.8 %; Pórfido dacítico 1: 65.0–66.1 %; Pórfido dacítico 2: 64.9–68.6 %.

Los intrusivos presentes en la zona de estudio muestran un enriquecimiento progresivo de tierras raras livianas (LREE) y un empobrecimiento de tierras raras pesadas (HREE), lo que podría sugerir una evolución desde una corteza inferior dominada por clinopiroxeno (espesor cortical < 40 km) a una corteza inferior dominada por anfíbol (espesor cortical de ~40–50 km). Sin embargo, dado que el rango cronológico evidenciado por las dataciones U-Pb es muy limitado, y que sólo son los valores máximos de las relaciones geoquímicas que permiten estimar un espesor cortical (Mamani et al., 2010), parece más prudente proponer que las rocas estudiadas ilustran una evolución magmática local dentro de un contexto regional donde la corteza tenía un espesor de ~40–45 km.

## Agradecimientos

Este estudio no hubiera sido posible sin el apoyo de Compañía Minera Ares S.A.C., perteneciente a Hochschild Mining PLC, que me permite publicar este estudio. Agradezco a Álvaro Fernández-Baca, gerente de exploraciones Perú, a Ramón Medina, subgerente de exploraciones Perú, y a Walter Rodríguez, jefe de generativos Perú, a todos ellos por su apoyo, sugerencias y recomendaciones a lo largo del estudio.

También debo agradecer a Minera Antares Perú S.A.C., perteneciente a First Quantum Minerals Ltd, que me facilitó sus resultados de datación, presentados en este estudio, y muy especialmente a Matthew Booth, gerente de exploraciones Perú, así como a Gisela Cobeñas, geóloga de exploraciones de First Quantum.

Así mismo debo agradecer a la UNMSM y a su E.A.P. de Ingeniería Geológica, y muy especialmente al Ing. Pedro Gagliuffi Espinoza, a quien estoy agradecido por su invaluable apoyo en la guía, orientación y ejecución del presente estudio.

Agradezco a la Dra. Mirian Mamani Huisa por su orientación, muy especialmente en la litogeoquímica y en las discusiones petrogenéticas.

Agradezco al Comité editorial del Boletín de la Sociedad Geológica del Perú por su ayuda en la edición de la versión final del manuscrito.

Agradezco a los colegas del equipo de exploraciones de Compañía Minera Ares, José Santos, Jorge Quispe, Ronald Callupe, Neftalí Muñoz, por su tiempo en la discusión a lo largo de este estudio. No puedo dejar de mencionar mi agradecimiento a Jimmy Díaz, amigo entrañable desde la universidad que me brindó sus sugerencias. Finalmente agradezco a todos los colegas y amigos del equipo de exploraciones por brindarme su apoyo.

## Referencias

- Alegre, F. 2003. Informe de la evaluación geológica en las propiedades de Paraíso y Quihuiri, departamento de Apurímac, Perú. Informe Técnico, Minera del Sur-Oeste S.A.C., 50 p.
- 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, v. 7, p. 61–107.
- Cano, V. 2012. Estudio geológico estructural de la zona Alpacocha. Propiedades de Hochschild, informe técnico, 67 p.
- Callupe, R. 2012. Geología, petrografía y geoquímica de los volcánicos cenozoicos de la cordillera del Huanzo, sur del Perú. Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
- Carlotto, V. 1998. Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13°-16°S), Pérou: Enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique. Ph.D. thesis, Grenoble, France, Université Joseph-Fourier, 159 p.
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L. 2009. Dominios geotectónicos y

- metalogénesis del Perú: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 103, p. 1-89.
- Cuéllar, J.C. 2014. Evolución magmática-hidrotermal del sistema pórfido-skarn Paraíso y su relación con la mineralización de Cu-Mo, Batolito de Andahuaylas-Yauri, Apurímac, Perú. Tesis de grado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J. 1981. Skarn deposits. *Economic geology*, 75th anniversary volume, p. 317-391.
- Gustafson, L.B. 1978. Some major factors of porphyry copper genesis. *Economic Geology*, v. 73, p. 600-607.
- Gustafson, L.B., Hunt, J.P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, v. 70, p. 857-912.
- Glencore. 2013. Reserves and resources report. Web page <http://www.glencore.com/investors/reports-and-results/reserves>, 74 p.
- James, D.E., Sacks, I.S. 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In: Skinner, B.J., ed., *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists Special Publication 7, p. 1-21.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33°S latitude). In: Skinner, B.J., ed., *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists Special Publication 7, p. 27-59.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, v. 11, p. 4-9.
- Robb, L.J. 2005. *Introduction to Ore-Forming Processes*. United Kingdom, Blackwell Publishing.
- Ligarda, R., 1989. Estudio geológico del cuadrángulo de Curahuasi, Apurímac, Perú. Universidad Nacional San Antonio Abad, Cusco, Perú.
- Ligarda, R., Carlotto, V., Carlier, G. 1991. Estratigrafía del borde oriental de la cuenca mesozoica sur-peruana (sector de Curahuasi, Departamento de Apurímac). VII Congreso Peruano de Geología, t. II, p. 633-638.
- Ligarda, R., Carlier, G., Carlotto, V. 1993. Petrogenesis and occurrences of gabbroic rocks in the limit Eastern Cordillera-high plateau in the Abancay deflection area (Curahuasi, south Peru). *Extended Abstracts, 2nd International Symposium on Andean Geodynamics*, Oxford, p. 393-397.
- Loyola, G. 2007. The Antilla copper-bearing porphyry-skarn cluster, Apurímac, Peru: Reconnaissance drilling program proposal. *Minera del Suroeste S.A.C.*, 58 p.
- Loyola, G. 2007. The Antilla copper-bearing porphyry-skarn cluster, Apurímac, Peru: Geophysical survey proposal. *Minera del Suroeste S.A.C.*, 71 p.
- Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T. 2010. Geochemical variation in igneous rocks of the Central Andean Orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, p. 162-182.
- Maksaev, V., Zentilli, M. 1999. Fission-track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implication for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology*, v. 8, p. 65-89.
- Marocco, R. 1975. Geología de los cuadrángulos de Andahuaylas, Abancay y Cotabambas. *Instituto de Geología y Minería, Boletín n° 27*, 54 p.
- Montano, H. 2010. Caracterización petroquímica de magmas y su relación con la formación de yacimientos en el Norte del Perú. Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Eyzaguirre, V.R., Marocco, R. 1984. Age and regional tectonic and metallogenetic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of southern Peru. *Economic Geology*, v. 79, p. 172-176.
- Palacios, C. 2006. Geology of the Explorador epithermal vein and Selene mining district, Apurímac, Peru: Lithostratigraphy, structure, alteration and mineralization. Colorado School of Mines, Colorado, EE.UU.
- Peñaranda, J. 2010. Informe final Alpacocha. Reporte interno Cía. de Minas Ares S.A.C., 44 p.
- Perelló, J., Carlotto, V., Zarate, A., Ramos, P., Posso, H., Caballero, A. 2003. Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt, Cusco region, Peru. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 98, p. 1575-1605.
- Phillips, C.H., Gambell, N.A., Fountain, D.S. 1974. Hydrothermal alteration, mineralization, and zoning in the Ray deposit. *Economic Geology*, v. 69, p. 1237-1250.
- Pirajno, F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Australia. Springer Verlag.
- Ponce, A. 2011. Complejo de domos mio-pliocenos y su relación con la mineralización de Ag-Au tipo epitermal de intermedia sulfuración, Proyecto Crespo en la cordillera del Huanzo, Cusco, Perú. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Quispe, J. 2006. Características estructurales e isótopos de plomo de las mineralizaciones auríferas de la franja Tantará-Huaytará (Perú). Red DESIR, Lima.
- Reátegui, T. 2010. Campaña de perforación 2010. Reporte interno Cía. de Minas Ares S.A.C., 27 p.
- Richards, J.P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, v. 98, p. 1515-1533.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Harlow, UK, Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., García, M., Laj, C. 2006. Counterclockwise rotation of Late Eocene-Oligocene forearc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the Central Andes. *Tectonics*, v. 25, TC3010.
- Santos, J., Cuéllar J., Zamora, M. 2013. Proyecto Alpacocha: Informe de exploración. Reporte interno Cía. De Minas Ares S.A.C, 66 p.
- Salazar, J.C. 2008. Epithermal gold-telluride mineralization in the Chipmo deposit, Orcopampa district, Arequipa, Peru. The University of Western Australia.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett Jr., J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Savant, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of

- hypogene features. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 251-298.
- Sillitoe, R.H., Perrelló, J. 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic setting, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 845-890.
- Sillitoe, R.H. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.
- Titley, S.R. 1993. Characteristics of porphyry copper occurrence in the American Southwest. *Geological Association of Canada Special Paper* 40, p. 433-464.
- Tosdal, R.M., Richards, J.P. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 157-181.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Chapman & Hall, 465 p.