

# Geología y controles Tectonomagmáticos de los Sistemas Porfiríticos en el Arco Magmático Occidental Sur de Perú

Por  
William Martínez-Valladares  
Alonso Marchena-Campos  
Joel Otero-Aguilar  
John Cervantes-Gárate  
&  
Walther León-Lecaros

INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO - INGEMMET  
Dirección de Recursos Minerales y Energéticos - DRME  
Programa de Metalogenia

Diciembre, 2017

1.	INTRODUCCION .....	7
1.1	Antecedentes de la minería, exploración y explotación .....	9
1.2	Recursos y producción de los sistemas porfíricos en el sur de Perú .....	9
1.3	Recursos de Cobre y Molibdeno .....	12
1.4	Recursos de Cobre y Molibdeno en el mundo .....	12
1.5	Producción de Cobre y Molibdeno en Perú .....	13
1.6	Subproductos como resultado de la explotación .....	15
2.	MARCO TECTONOMAGMATICO.....	16
3.	EVOLUCION TECTONOMAGMATICA DE LOS SISTEMAS PORFIRÍICOS DEL SUR DE PERÚ .....	17
3.1	Historia Tectónica – Cinemática de la subducción .....	17
3.2	Isotopos de las unidades asociados a los sistemas porfíricos .....	19
4.	MAGMAGENESIS DE LOS SISTEMAS PORFIRITICOS .....	20
4.1	Tectónica .....	22
4.1.1	Controles Estructurales - Aeromagneticos.....	22
4.1.2.	Nivel Estructural; Alto de Cocachacra – Omate .....	24
5.	FONDOS GEOQUÍMICOS .....	26
6.	FERTILIDAD DE LOS PORFIDOS DE COBRE .....	41
7.	RELACION CON EL BATOLITO DE LA COSTA .....	55
8.	DESCRIPCION GEOLOGICA DE LOS PRINCIPALES SISTEMAS PORFIRITICOS EN EL SUR DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL .....	55
8.1	PORFIDOS DE COBRE-MOLIBDENO-ORO .....	60
8.1.1	Proyecto Lara - Ica .....	60
9.1.2	Proyecto Valetita - Arequipa.....	65
8.1.3	Proyecto Zafranal (Cu-Au) - Arequipa.....	68
8.1.4	Yacimiento Cerro Verde - Arequipa .....	71
8.1.5	Yacimiento Chapi (Cu-Mo) - Moquegua.....	74
8.1.6	Proyecto Los Calatos - Moquegua .....	78

8.1.7	Proyecto Tía María (Cu-Mo) - Rosa Maria (Cu-Au) - La Tapada (Cu-Au) - Arequipa	84
8.1.8	Yacimiento Cuajone (Cu-Mo-Au) - Moquegua .....	87
8.1.9	Proyecto Quellaveco - Moquegua .....	90
8.2.0	Yacimiento Toquepala - Tacna .....	92
8.2.1	Proyecto Chipispaya - Tacna .....	98
9.	SINTESIS DE LA EVOLUCION TECTONOMAGMATICA.....	101
	Litología / Geoquímica: .....	101
11.	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS .....	104
11.	ANEXOS.....	110

*“En medio de este Reyno es ameno y fértil de todos frutos que lleva la naturaleza, tendría muy poca estimación si le faltase el Oro y la Plata: este fue uno de los incentivos de su Conquista, y la causa de su permanencia”* (Memoria de gobierno del Virrey Amat y Junyent, en informe a Manuel de Guirior 1776 y editada por Vicente Rodríguez Casado y Florentino Pérez, Sevilla, 1947.



## PROLOGO

*Existen minas de plata,  
lugares donde el oro se refina.  
El hierro se saca de la tierra,  
el bronce, de la piedra fundida.  
Allí, al límite de las tinieblas,  
el ser humano rastrea lo profundo,  
entre rocas oscuras y siniestras.  
Abre galerías lejos de la gente,  
olvidado, en lugares nunca hollados;  
colgado, alejado de los humanos.  
La tierra que proporciona alimentos  
se trastorna con fuego subterráneo;  
sus rocas ocultan zafiros,  
sus terrones, pepitas de oro.  
La rapaz desconoce su entrada,  
el ojo del halcón no la divisa;  
no la pisan las fieras arrogantes,  
ni siquiera la atraviesan los leones.  
El ser humano maneja el pedernal,  
revuelve el vientre de las montañas;  
excava galerías en la roca,  
descubre objetos preciosos;  
explora los hontanares de los ríos  
y saca lo oculto a la luz*

*Job 28, Interludio (28,1-28)*

La tierra y especialmente el territorio peruano, es comparable con el más moderno reloj suizo, aunque de escala mayor, ella contiene y mantiene toda la vida que conocemos en equilibrio. La tierra contiene miles de piezas móviles que se desplazan rápidamente y otras muy lentas que parecen inmóviles estimulando y cortando la vida. La vida en sí, se mantenía en perfecto equilibrio, hasta la aparición del hombre, que desarrolló tecnologías que ayudaron a su progreso y desarrollo. Pero a la vez generaron condiciones de inestabilidad en este equilibrio. Durante los primeros millones de años la tierra se mantuvo equilibrada, y los humanos progresaron rápidamente con sus tecnologías desde consumidores de recursos, hasta su modificación por nosotros mismos. Esta obra, ofrece una visión objetiva de los conocimientos de la geología y los controles tectono - magmáticos en el origen de los yacimientos de pórfidos de cobre-molibdeno, cobre-oro (DPC), donde se encuentran, como se originaron, concentraron. Esta escrito de forma que suministre información geológica sobre los orígenes de los yacimientos DPC, de tal forma que no se necesite conocimientos previos al tema.

Se ofrece una visión actualizada de los DPC del sur de Perú, enmarcada mayormente en la faja de edad Jurásico - Cretáceo - Paleógeno, siendo el texto estructurado en partes donde los capítulos de controles tectono-magmáticos ofrecen un punto de vista amplio y discutible siendo un tema muy importante para entender los orígenes de los DPC.

El termino controles tectono - magmáticos, se utiliza para referirse como su nombre lo indica, a los controles en términos de tectónica, magmatismo y su relación directa con la estratigrafía de los cuerpos ígneos y sedimentarios. La base de estos controles, determinan el emplazamiento de fluidos hidrotermales en determinados puntos de debilidad estructural y ayudada por ciertas características petrográficas, geoquímicas y de tiempo para originar, emplazar y desarrollar los sistemas hidrotermales tipo DPC.

RCURSOS EN LA WEB

La información sobre los yacimientos minerales y especialmente de los DPC, son muy variados y amplios como; libros, revistas, notas, informes etc.,...el desarrollo y expansión de la internet es fuente inicial de información en numerosos temas. Cabe recalcar que dicha información es constantemente cambiada y es consultada a nivel de estudiantes y maestrías. Lamentablemente los resultados buscados en la web, no presenta los resultados de manera ordenada y es difícil descifrar la información correcta o incompleta, siendo algunas veces no validadas con información bibliotecaria, a ello se suma que muchas páginas son caducas o sin mantenimiento. Mas al año 2017, los recursos via revistas electrónicas del INGEMMET, brinda valiosa información de importantes comunicaciones geo-científicas de carácter internacional. Estas revistas son la fuente de información vital en la comprensión sobre los orígenes y emplazamiento de los DPC alrededor del mundo y del Perú.

#### AGRADECIMIENTOS

---

Los autores agradecen la ayuda de muchas personas, cuyos comentarios, preguntas y críticas constructivas sirvieron en la preparación del texto. Numerosos colegas y estudiantes de pre-grado fueron estimulantes con sus preguntas y enriquecidos con sus respuestas. Asimismo numerosas empresas consultadas, han suministrado información relevante sobre sus yacimientos, así como tablas y figuras siendo generosos al incluirlo en el texto. Me gustaría agradecer a los revisores, quienes fueron de gran ayuda en esta primera edición. Agradecer al Ing. **John.E Cervantes-Garate** por sus acompañamientos en el terreno del sur de Perú enmarcado en el proyecto GR-1 "Estudio de los arcos magmáticos en el sur de Perú", muy fructífera sus comentarios sobre los terrenos Jurásicos y Cretáceos entre **Tacna** y **Arequipa**. Asimismo al Ing. **Fredy.E Arcos-Alarcón**, por sus valiosas asistencias en el terreno en el sur de **Perú**, sin su ayuda creo no se hubiera podido avanzar en las investigaciones. Al **Dr. Thierry Sempere**, por sus comentarios, pláticas en terreno y sugerencias al texto inicial. No sin agradecer a mis colegas de la compañía **Consorcio Minero Horizonte S.A.** en las personas de **J. Manuel Vera-Acosta** y **Erika R. Grandez-Benavides**, con quienes compartí ideas tanto en gabinete como en terreno durante mi permanencia en diferentes áreas del Perú. Asimismo a mis colegas de INGEMMET, en las personas de nuestros colegas Ing. **Jorge E. Acosta-Ale**, **Michael Valencia-Muñoz** y **Jorge Chira-Fernandez**; Director de Recursos Minerales y Energéticos. No dejo de mencionar la valiosa ayuda del bachiller **Alonso A. Marchena-Campos** (Universidad Nacional de Ingeniería) por sus valiosas investigaciones sobre los controles tectonomagmáticos de la faja magmática entre **Ica** y **Tacna**. Asimismo en la asistencia de trabajos de terreno en la la región **Tacna**, **Moquegua** y **Arequipa** de los geólogos **Walther León-Lecaros** y **Antenor Alleman-Ramírez**, en la comprensión de la estratigrafía y tectónica de las secuencias jurásicas. Por último al Ing. **Julio Cesar Martínez-Muñoz**, por haberme permitido ser parte del equipo de exploraciones en **MARSA** durante los años 2014 y 2015 y del cual aprendí sobre los temas de prospección y exploración avanzada.

**William Martinez-Valladares.**

## 1. INTRODUCCION

El **Perú** es un país de antigua tradición minera, la cual mantiene, gracias a la presencia, exploración y operación de empresas líderes a nivel nacional e internacional. Contamos con un enorme potencial geológico, la Cordillera de los Andes que se encuentra a lo largo de nuestro territorio, la cual se encuentra expuesta, y en su mayor parte inexplorada constituyendo nuestra principal fuente de recursos minerales. A nivel mundial y latinoamericano el **Perú** se ubica entre los primeros productores de diversos metales, (oro, plata, cobre, plomo, zinc, hierro, estaño, molibdeno, telurio, entre otros), el cual es producto de la abundancia de recursos y la enorme capacidad de producción de empresas mineras peruanas y extranjeras, sino también de una estabilidad política, jurídica, y económica (Tabla 1). Los minerales producidos en el **Perú** son de gran demanda en el mercado mundial actual, cuyo desarrollo se basa en la producción y la industria. **Estados Unidos, China, Suiza, Japón, Canadá** y la Unión Europea son los principales demandantes. La minería de los depósitos de pórfidos de cobre (DPC) es una de las mayores actividades extractivas en el mundo, los descubrimientos de los últimos 30 años en los Andes centrales se realizaron mediante métodos rutinarios de campo y complementados con análisis geoquímicos y geofísicos. Sin embargo últimamente la exploración y descubrimientos de depósitos bajo cobertura pre o postmineral (yacimientos ciegos) está en aumento. Para ello las herramientas indirectas conceptuales pueden jugar un rol importante como éxito en perspectivas futuras. Los DPC en el sur de Perú conocidos son los yacimientos de **Zafranal, Cerro Verde-Cerro Negro, Cuajone, Quellaveco y Toquepala**, de los cuales se tiene referencias desde épocas incaicas, han sido expuestos por la naturaleza y se conocían desde épocas pre-incas. Las exploraciones en varios prospectos y minas (**Chapi, Los Calatos, Tojenes, Yarito, Huacanane Grande, Yaral, Angostura-Huayrondo, Morrito, La llave**) se realizaron con herramientas de exploración convencionales (imágenes satelitales, geoquímica de sedimentos - roca, y perforaciones). A finales de los 90s nuevas ideas aportaron información sobre Sistemas de Transcurrencia en una margen oblicua, y que fueron aplicadas a nivel mundial en diversos yacimientos (**SYLVESTER, (1988), DEWEY et al., (1998), SAINT CORBETT y LEACH, (1998)**), y en el norte de Chile: **RICHARDS, (1999,2001,2003,2004,2007,2011), TOSDAL y RICHARDS, 2001** entre otros. Estos últimos autores han relacionado los yacimientos de Cu a los sistemas de fallas transilitosféricas andinas con interceptaciones de lineamientos anti-andinos. En el sur de Perú, las investigaciones sobre magmatismo y tectónica emprendida por el **INGEMMET** a través del estudio de los arcos magmáticos desde el Jurásico, ha permitido tener una visión regional de los factores tectónicos, magmáticos y geoquímicos que sugieren un control para el emplazamiento de los DPC. La combinación de multicapas (datasets) estratigráficas, estructurales, geoquímicas, ocurrencias o aeromagnéticas, sugieren que el emplazamiento de los cuerpos ígneos fueron controlados por una combinación de fallas transcurrentes (sistemas de generación de baja/alta presión), geoquímica del magma (fraccionamiento alto La/yb > 20), grosor de la corteza continental (> 40Km) y varios factores no menos importantes como la interacción del manto (fusión) , inclinación o velocidad de la placa subductada e isotopía (contaminación). Todos estos factores en combinación han sido importantes para la generación de cluster de DPC, los cuales generalmente se encuentran distribuidos a lo largo del Sistema de **Fallas Incapuquio, Cincha-Lluta, Micalaco, IQUIPI-Clavelinas y Challaviento**, estas últimas un conjunto de nombres pertenecientes al mismo sistema de fallas transilitosféricas en general llamado; **Incapuquio**. El informe de investigación adjunta el **Mapa Geológico Minero** a la escala 1:650,000 que ha sido elaborado en base a la información de los mapas geológicos de la **Carta Geológica Nacional** publicados desde el año 2000 hasta el 2003 oficialmente por **INGEMMET** a escalas 1:100,000 y 1: 50,000 de las Franjas 1, 2, 3; empleando los cuadrantes ubicados en la zona costera y en las estribaciones de la Cordillera Occidental.

### Participantes

La presente investigación fue ejecutada durante el año 2017, desde el departamento de **Ica** hasta **Tacna** tomando como base el proyecto GE33A-4 intitulado; “Estudio Metalogenético de la Faja magmática Jurásico – Cretáceo, asociado a los depósitos minerales tipo IOCG y Pórfidos entre Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna”. (Figura 1): comprende las regiones de Ica hasta Tacna. Participaron los geólogos **WILLIAM MARTINEZ-VALLADARES JOEL OTERO-AGUILAR JOHN CERVANTES-GARATE y WALTHER LEÓN-LECAROS**. También apoyaron en el campo los geólogos **ALONSO MARCHENA-CAMPOS** y el **Dr. ANTENOR ALLEMAN**, especialmente en las secuencias jurásicas de Las Pampas de **Clemesi** en **Moquegua**. Los temas de estratigrafía y tectónica regional tanto del bloque norte como sur, estuvo a cargo del geólogo **WALTHER LEÓN-LECAROS** siendo plasmado en el mapa geológico-minero adjunto. El mapa geológico – minero que acompaña al presente informe fue elaborado por el

geólogo-tesista [ALONSO MARCHENA-CAMPOS](#) el cual apoyo en los estudios de investigación inherentes a los controles tectono-magmáticos.

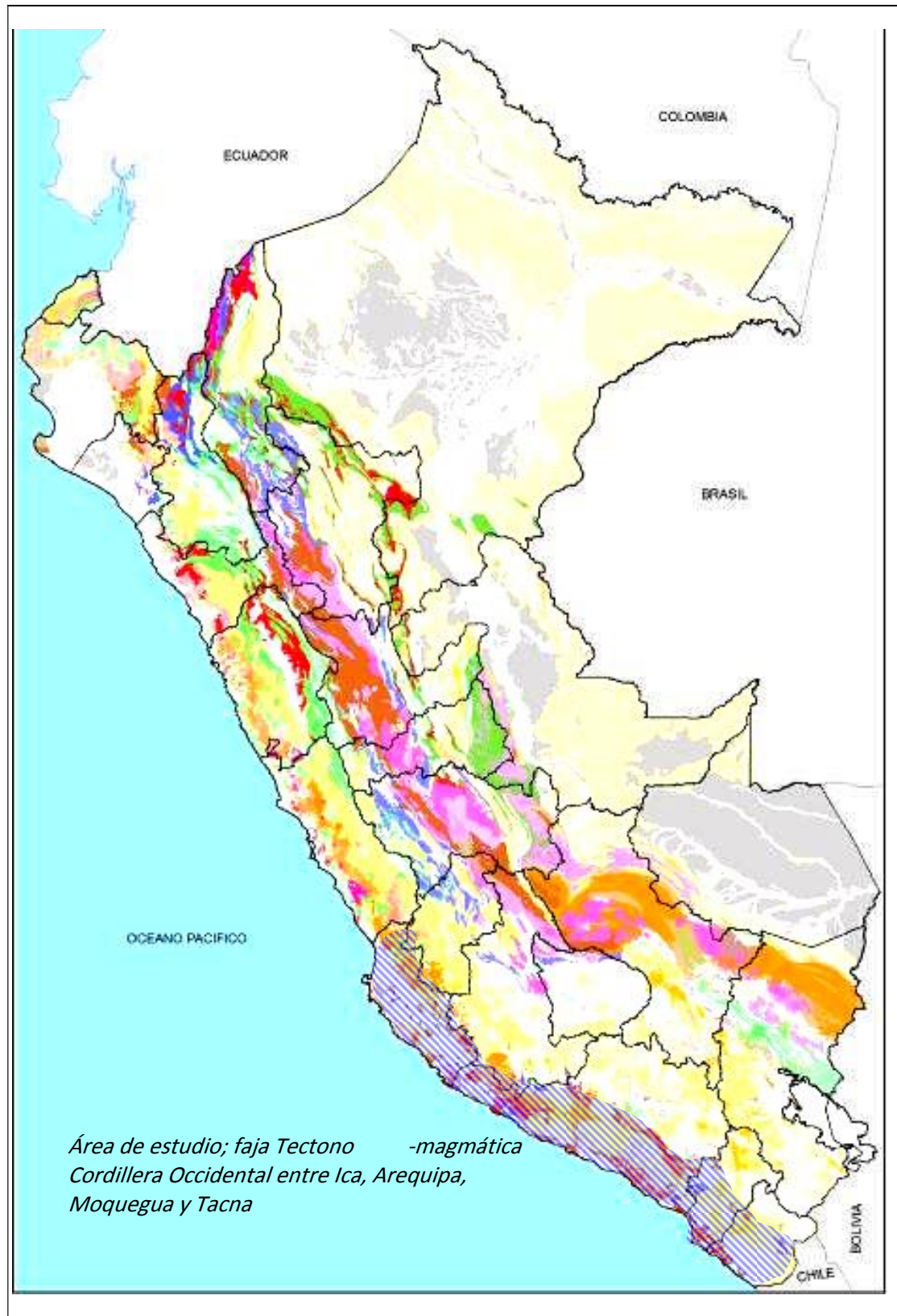


Figura 1.- Área de influencia de los Sistemas de Porfidos del sur de Perú



**Tabla 1.-** posición del Perú en América Latina y alrededor del mundo. (Fuentes: U.S.Geological Survey-USGS-, The Silver Institute; Gold Fields Minerals Services-GFMS-International Copper Study Group -ICSG-; International Lead and Zinc Study Group-ILZSG-International Tin Research Institute - ITRI-; International Molybdenum Association-IMOA- Instituto Latinoamericano del Hierro y el Acero – ILAFA).

PRODUCTO / PRODUCT	INOAMÉRICA / LATIN AMER	MUNDO / WORLD
Zinc / Zinc	1	3
Estaño / Tin	1	4
Plomo / Lead	1	4
Oro / Gold	1	6
<b>Cobre / Copper</b>	<b>2</b>	<b>2</b>
Plata / Silver	2	2
Molibdeno / Molybdenum	2	4
Selenio / Selenium	1	8
Cadmio / Cadmium	2	8
Roca Fosfórica / Phosphoric Rock	2	8

### 1.1 Antecedentes de la minería, exploración y explotación

La minería es una actividad donde se utiliza las sustancias inorgánicas que en su etapa avanzada se realizan trabajos de laboreo para su extracción. *“La prehistoria de Perú es fecunda en elementos que sirvieron para su aplicación eficaz de los minerales cuyos testimonios históricos se traducen en calidad, creación, finura, delicadeza y grandiosidad (monumentos líticos) que acreditan la riqueza espiritual de las razas autóctonas”...MARIO SAMAMÉ B. 1979.* Las exploraciones en Perú, especialmente en el sur, se evidencian desde la época pre-inca, donde ya se conocía labores en las cercanías del denominado Cerro Verde (por su color, debido a los óxidos de cobre), donde se explotaban cobre. Según **G. PETERSEN**; *“La evidencia arqueológica pone de manifiesto la gran diversidad de recursos con que conto el antiguo minero peruano”.* Los antiguos peruanos conocían martillos de “Bronce” y hachas del mismo material y mangos de madera. El historiador ecuatoriano **JACINTO JIJÓN Y CAMAÑO** en su obra sobre “la Edad del Bronce en América del sur”, atribuye el descubrimiento de bronce a la civilización cinca-atacameña que se intercala con la cultura Tiahuanaco que precede al imperio incaico. El Cobre lo extraían las indígenas en forma de pepitas, ello de los terrenos aluviónicos de edad terciarias y en ocasiones usaban los sulfuros de cobre, por otro lado los silicatos de cobre como la malaquita, azurita y atacamita. Se presume que en el altiplano peruano-boliviano, fue donde se utilizó por primera vez el cobre y de donde se difundió al sur peruano.

Sobre los minerales de cobre usados, se evidencia el autoctonismo del desarrollo minero y metalúrgico en Perú (**Tahuantinsuyo**) y el desarrollo de una era del cobre, se desarrolló fuera de toda influencia exterior. *“Los constructores de Tiahuanaco no conocían en realidad el Bronce, puesto que su bajo contenido en estaño (< 1%) parece excluir toda idea de una aleación intencional, ...y siendo los incas los principales propagadores en todas la regiones, que fueron añadiendo en forma progresiva a su imperio...Rivet y Arsandaux mencionan: Desde todo punto de vista, (el Bronce), aparece como una invención india, independiente de toda influencia exterior”, en Mario SAMAMÉ B. 1979 tomo I, historia. Pp. 23.*

### 1.2 Recursos y producción de los sistemas porfíricos en el sur de Perú

La producción de Cobre en **Perú** desde principios del siglo XX, se tiene registrado en la **tabla 2 y Fig. 1**. Para tener una idea se nota que desde 1960, la producción de cobre en TMF, se multiplica por tres, por la puesta en producción de **Toquepala**, con una capacidad de producción inicial de 46,000 toneladas al día de molienda. En 1976 se inaugura el **Complejo Minero Cuajone**, con una capacidad de 58, 000 t/día. En 1999, la concentradora de **Cuajone** amplió su capacidad a 87,000 t/día. Algo similar sucedió con **Toquepala**, que en 2002 amplió la capacidad de la concentradora a 60,000 t/día. (Ver **tabla 2**).

En 1994, **Southern Perú Copper Corporation**, adquirió del Estado peruano la refinería de cobre de Ilo, de una capacidad de producción de 190,000 t/año. Esta unidad fue ampliada en 2002 a 280,000 t/año. La Planta LESDE

(de lixiviación) en **Toquepala** inició operaciones en 1995, con una capacidad de 36,250 t/año, la misma que fue ampliada a 56,336 t/año en 1999. En setiembre de 1995, inició operaciones la planta de ácido sulfúrico, con una capacidad de 140,600 t/año. El objetivo de esta nueva planta era reducir las emisiones de gases y proveer de ácido a las operaciones de lixiviación.

En 2006, se dio la modernización de la fundición de cobre en **Ilo**, proyecto que culminó en 2007. En 2014 se aprueba el EIA del proyecto cuprífero **Tía María**, luego de ser subsanadas 138 observaciones– y de la ampliación de **Toquepala**. En abril de 2015, se da la autorización para la ampliación de **Toquepala**.

Perú, concentra el **tercer puesto** a nivel mundial y **segundo** en Latinoamérica en producción de cobre y cuya producción, proviene mayormente de los sistemas Porfíricos (ver [tablas 3 y 4](#)). Para el año 2014, Perú concentra una producción de 1380 MTF y Molibdeno en 17 MTF. En Molibdeno ocupamos el cuarto lugar (ver [tabla 5](#))

Tabla 2.- Producción de Cobre en Perú; 1903 – 2016 (Fuente MEN).

PRODUCCION MINERA DE COBRE											
COBRE (TMF)											
1890	-	1910	27,374	1930	48,205	1950	33,237	1970	220,225	1990	323,412
1891	-	1911	27,735	1931	46,091	1951	35,446	1971	207,346	1991	382,277
1892	-	1912	26,969	1932	21,516	1952	30,285	1972	219,126	1992	379,128
1893	-	1913	27,776	1933	24,874	1953	33,602	1973	202,686	1993	381,250
1894	-	1914	27,090	1934	27,735	1954	40,123	1974	211,593	1994	365,663
1895	-	1915	34,727	1935	29,653	1955	41,424	1975	165,813	1995	409,693
1896	-	1916	43,078	1936	33,353	1956	45,395	1976**	228,407	1996	485,595
1897	-	1917	45,176	1937	35,702	1957	54,818	1977	308,910	1997	506,498
1898	-	1918	44,414	1938	37,529	1958	51,904	1978	360,624	1998	483,338
1899	-	1919	39,320	1939	35,616	1959	50,537	1979	369,242	1999	536,387
1900	-	1920	32,981	1940	43,965	1960*	183,988.0	1980	345,620	2000	553,924
1901	-	1921	33,284	1941	36,822	1961	197,517.0	1981	331,407	2001	722,355
1902	-	1922	36,409	1942	35,332	1962	165,378.0	1982	363,688	2002	844,553
1903	9,497	1923	44,166	1943	33,407	1963	180,064.0	1983	328,020	2003 (*)	842,578
1904	9,504	1924	33,938	1944	32,396	1964	176,445.0	1984	370,004	2004 (*)	1,035,574
1905	11,213	1925	36,863	1945	31,916	1965	180,336.0	1985	401,327	2005	1,009,898
1906	13,474	1926	43,842	1946	24,592	1966	199,999.0	1986	399,302	2006	1,048,472
1907	20,482	1927	47,757	1947	22,492	1967	192,668.0	1987	406,325	2007	1,190,274
1908	19,854	1928	53,028	1948	18,069	1968	212,537.0	1988	316,355	2008	1,267,867
1909	20,068	1929	54,366	1949	27,959	1969	198,803.0	1989	368,168	2009	1,276,249
2010	1,247,184	2011	1,235,345	2012	1,298,761	2013	1,375,641	2014	1,377,642	2015	1,700,817
2016	2,353,859										

\* Puesta en producción de **Mina Cuajone**, \*\* Puesta en producción **mina Toquepala**

Tabla 3.- Producción de los principales metales en Perú fuente MEM.

<b>PRODUCCIÓN MINERA MUNDIAL, SEGÚN PAÍS, 2010-2014</b>					
<b>País</b>	<b>Miles de toneladas métricas finas</b>				
	<b>2010</b>	<b>2011</b>	<b>2012</b>	<b>2013 P/</b>	<b>2014 P/</b>
<b>Cobre</b>					
<b>Total</b>	<b>15 997</b>	<b>16 100</b>	<b>16 900</b>	<b>18 250</b>	<b>18 705</b>
Chile	5 419	5 263	5 430	5 780	5 800
China	1 200	1 310	1 630	1 600	1 620
<b>Perú</b>	<b>1 247</b>	<b>1 235</b>	<b>1 299</b>	<b>1 376</b>	<b>1 380</b>
EE. UU.	1 110	1 110	1 170	1 250	1 370
Congo	380	520	600	970	1 100
Australia	870	958	958	990	1 000
Rusia	703	713	883	833	850
Zambia	690	668	690	760	730
Canadá	525	566	579	632	680
México	270	444	440	480	520
Kazajistán	380	417	424	446	430
Polonia	425	427	427	429	425
Indonesia	872	543	360	504	400
Otros	1 906	1 926	2 010	2 200	2 400
<b>Molibdeno</b>					
<b>Total</b>	<b>246</b>	<b>267</b>	<b>266</b>	<b>267</b>	<b>306</b>
China	97	103	121	111	132
EE. UU.	60	68	56	61	67
Chile	37	41	35	39	49
<b>Perú</b>	<b>17</b>	<b>19</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>17</b>
México	11	11	11	13	14
Otros	25	26	26	26	28
<b>Oro</b>					
<b>Total</b>	<b>82 286</b>	<b>85 591</b>	<b>85 371</b>	<b>87 417</b>	<b>88 790</b>
China	11 092	11 639	11 896	13 374	13 997
Australia	8 391	8 295	8 038	8 242	8 398
Rusia	6 174	6 430	6 591	7 154	7 620
EE. UU.	7 427	7 523	7 395	7 154	6 563
Canadá	2 926	3 119	3 279	3 857	4 977
Sudáfrica	6 067	5 819	5 466	4 977	4 666
<b>Perú</b>	<b>5 275</b>	<b>5 343</b>	<b>5 194</b>	<b>5 024</b>	<b>4 500</b>
Uzbekistán	2 894	2 926	2 894	3 048	3 173
México	2 334	2 701	2 797	3 048	2 862
Ghana	2 636	2 572	2 861	2 799	2 799
Brasil	1 865	1 993	1 800	2 208	2 177
Indonesia	3 858	3 086	3 054	1 897	2 022
Papúa Nueva Guinea	2 180	2 122	1 929	1 773	1 866
Otros	19 167	22 023	22 177	22 862	23 170
<b>Plata</b>					
<b>Total</b>	<b>764 637</b>	<b>749 267</b>	<b>819 002</b>	<b>809 138</b>	<b>818 675</b>
México	141 809	133 437	172 328	151 163	146 186
China	112 528	118 958	125 388	127 524	130 635
<b>Perú</b>	<b>117 043</b>	<b>109 919</b>	<b>111 912</b>	<b>118 214</b>	<b>121 459</b>
Australia	59 929	55 460	55 621	57 230	59 097
Rusia	43 596	43 403	48 226	53 498	52 876
Bolivia	40 490	39 018	38 902	40 123	40 435
Chile	41 368	41 515	38 259	36 391	37 324
Polonia	37 970	37 520	36 973	37 324	37 324
EE. UU.	41 153	36 009	34 080	32 348	36 391
Canadá	19 164	18 390	21 316	19 502	20 093
Otros	109 587	115 638	135 997	135 821	136 855
<b>Fuente: Ministerio de Energía y Minas - Dirección General de Minería. World Metal Statistics.</b>					

1.3 Recursos de Cobre y Molibdeno

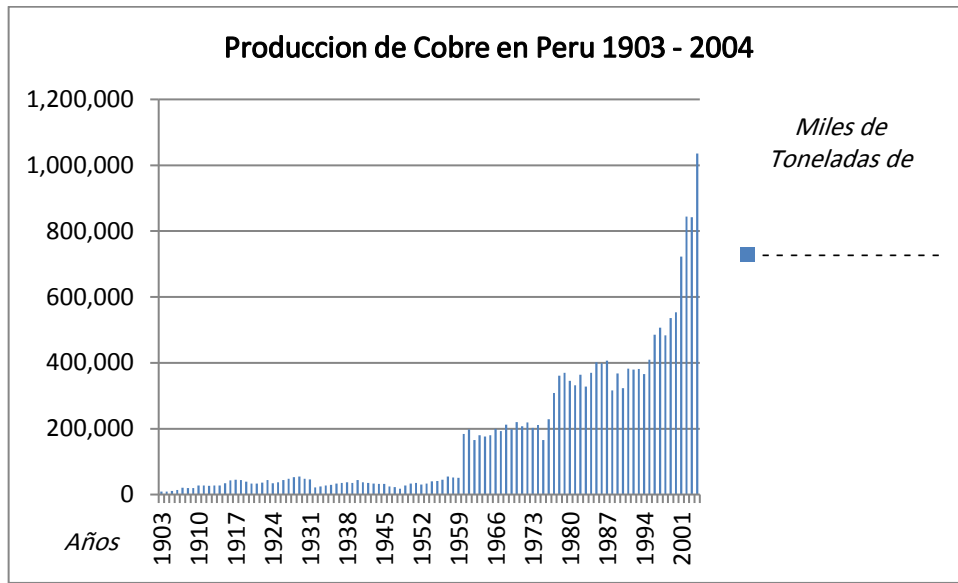


Figura 1.- Producción de Cobre (tnf) en Perú entre los años 1903 al 2004

1.4 Recursos de Cobre y Molibdeno en el mundo

Tabla 4.- 2006 - 2015: Producción de Cobre por País (MILES DE TMF)

PAÍS / COUNTRY	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
TOTAL	15,066	15,503	15,583	15,918	15,997	16,100	16,900	18,250	18,705	18,836
CHILE	5,361	5,557	5,328	5,394	5,419	5,263	5,430	5,780	5,750	5,700
CHINA	889	946	1,090	1,070	1,200	1,310	1,630	1,600	1,760	1,750
<b>PERÚ</b>	<b>1,048</b>	<b>1,191</b>	<b>1,268</b>	<b>1,276</b>	<b>1,247</b>	<b>1,235</b>	<b>1,299</b>	<b>1,376</b>	<b>1,378</b>	<b>1,701</b>
ESTADOS UNIDOS	1,200	1,170	1,310	1,180	1,110	1,110	1,170	1,250	1,360	1,250
CONGO	144	148	234	310	380	520	600	970	1,030	990
AUSTRALIA	859	870	886	854	870	958	958	990	970	960
RUSIA	725	740	750	676	703	713	883	833	742	740
ZAMBIA	474	509	555	697	690	668	690	760	708	600
CANADÁ	603	596	607	495	525	566	579	632	696	695
MÉXICO	328	336	269	228	270	444	440	480	515	550
OTROS / OTHER	3,434	3,441	3,288	3,739	3,582	3,313	3,221	3,579	3,600	3,900

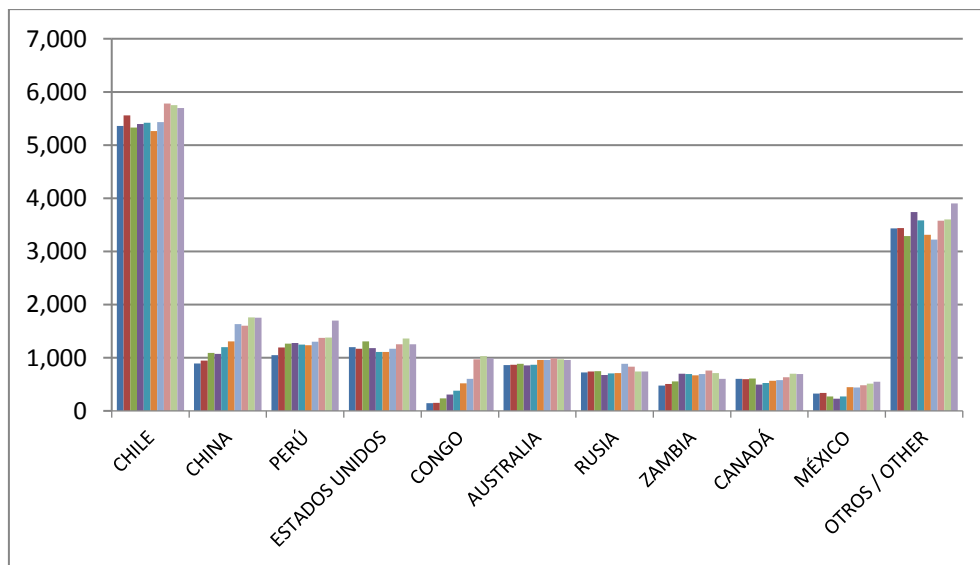
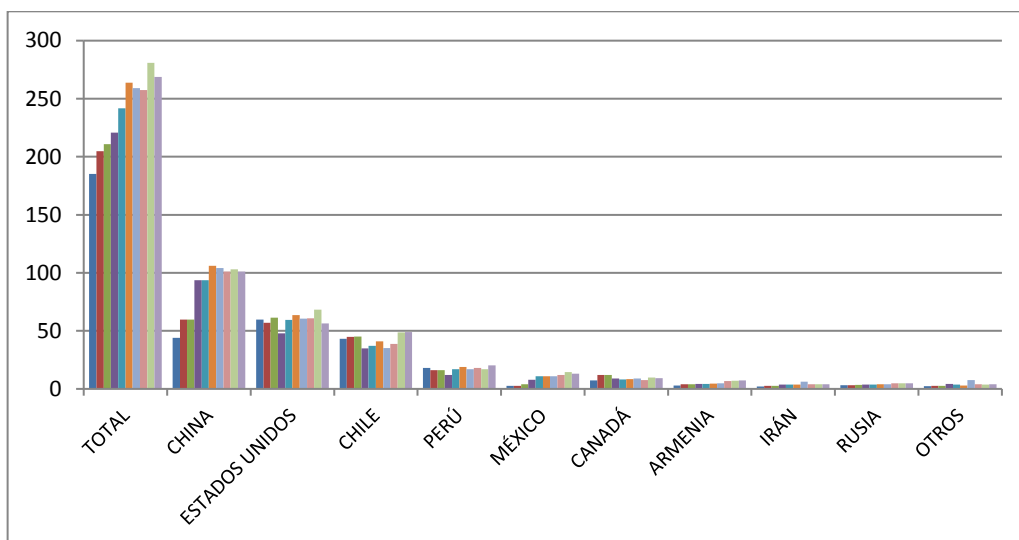


Figura 2.- Producción de Cobre por países 2006 – 2015 (miles de TMF)



Tabla 5.- 2006 - 2015: Producción de **Molibdeno** por País (MILES DE TMF)

PAÍS / COUNTRY	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015 /1
TOTAL	185	205	211	221	242	264	259	258	281	269
CHINA	44	60	60	94	94	106	104	101	103	101
ESTADOS UNIDOS	60	57	61	48	59	64	60	61	68	56
CHILE	43	45	45	35	37	41	35	39	49	49
<b>PERÚ</b>	<b>18</b>	<b>16</b>	<b>16</b>	<b>12</b>	<b>17</b>	<b>19</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>17</b>	<b>20</b>
MÉXICO	3	3	4	8	11	11	11	12	14	13
CANADÁ	7	12	12	9	8	8	9	8	10	9
ARMENIA	3	4	4	4	4	5	5	7	7	7
IRÁN	2	3	3	4	4	4	6	4	4	4
RUSIA	3	3	4	4	4	4	4	5	5	5
OTROS	2	3	3	4	4	3	8	4	4	4

Figura 3.- Producción de **Molibdeno** por país 2006 – 2015 (miles de tmf)

### 1.5 Producción de Cobre y Molibdeno en Perú

Al año 2016, la producción de cobre nacional creció 32.17% al obtenerse 201,497 Toneladas Métricas Finas (TMF) de concentrados; consolidando en el acumulado anual, la tendencia incremental que al mes de agosto viene siendo de 45.47% y un volumen de 1.5 millones de TMF (Tablas 4, 5, 6, 7 y Fig. 2, 3, 2 y 5)

**Sociedad Minera Cerro Verde S.A.**, actualmente es el primer productor nacional de este metal básico en nuestro país, con una participación total del 22.49% (343,091 TMF) en su unidad minera del mismo nombre que opera a tajo abierto en el complejo minero ubicado en la región **Arequipa** a 2,600 msnm; la cual ha mejorado su rendimiento en 152.5% en el acumulado de los primeros ocho meses del año.

**Cia. Mra. Antamina** que opera un importante complejo minero polimetálico a 4,300 msnm y a 200 km de la ciudad de **Huaraz**, en el distrito de **San Marcos**, región **Ancash**; se ubica en la segunda posición, al obtener volúmenes de 306,104 TMF en el acumulado enero-agosto, que representa un incremento de 19.36% respecto al año previo (20.07% de participación). En tercera posición, se encuentra la empresa **Southern Perú Copper Corporation** (Suc. **Perú**), que en el conjunto de sus operaciones en **Cuajone** (Moquegua) y **Toquepala** (Tacna) en el sur del país logró alcanzar las 207,228 TMF de concentrados de cobre en los primeros ocho meses del año.

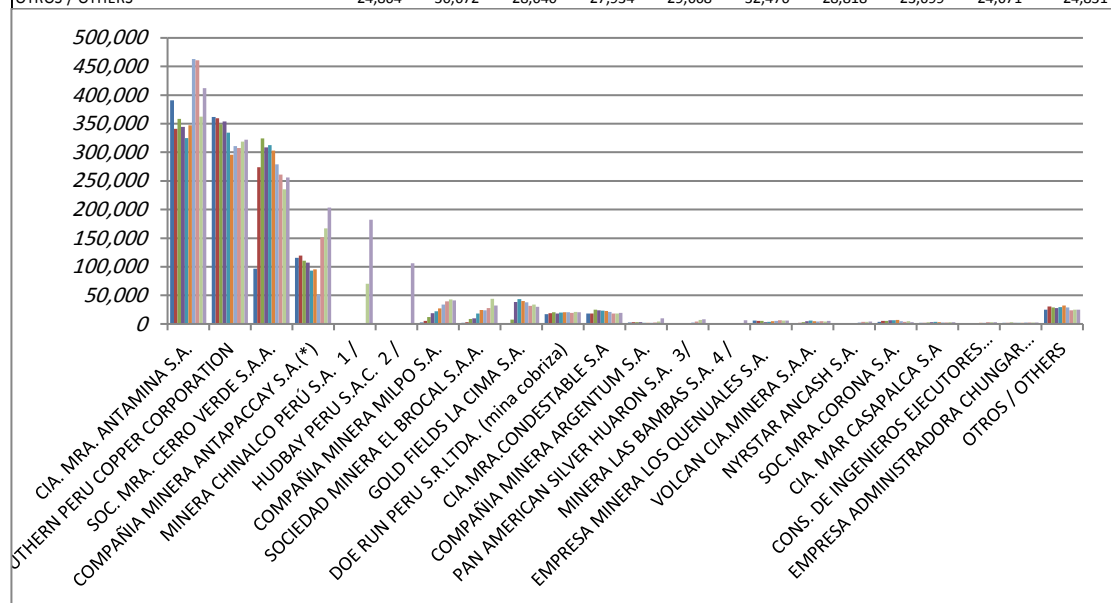
Siguen en el ranking nacional de productores cupríferos: **Minera Las Bambas S.A.** (187,401 TMF), que ocupa la cuarta ubicación seguida por **Compañía Minera Antapaccay S.A.** (146,927 TMF); **Minera Chinalco Perú S.A.** (99,841 TMF) y **Hudbay Perú S.A.C.** (89,015 TMF). Estas siete empresas representan en su conjunto el 90% de la producción nacional de cobre del país. **Arequipa** actualmente lidera la producción nacional de cobre al obtener 22.57% del total (344,337 TMF), seguido por **Ancash**

(313,685 TMF) con una participación del 20.56% del total, promovida por **Compañía Minera Antamina S.A.** En tercera ubicación se encuentra **Cusco** (235,942 TMF) con un crecimiento de 27.56% en el acumulado (gracias al aporte de “Constancia” y “Antapaccay”) seguido por la región **Apurímac** en el cuarto lugar al acumular 187,401 TMF gracias a la puesta en operación de la mina “**Las Bambas**”, en espera de alcanzar plena capacidad de producción en los próximos meses. Respecto a la producción de molibdeno, debemos indicar que la extracción de concentrados de este metal, sumó al octavo mes del año unas 17,079 TMF incrementándose en 31.91%.

En nuestro país, la producción de este metal se encuentra asociado a las mayores producciones cupríferas del país; y por tanto, los mayores rendimientos se dieron en **Southern Peru Copper Corporation** (7,049 TMF), **Sociedad Minera Cerro Verde S.A.A.** (5,829 TMF), **Compañía Minera Antamina S.A.** (3,496 TMF), **Minera Chinalco Perú S.A.** (649 TMF) y **Hudbay Peru S.A.C.** (55 TMF).  
 FUENTE: DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA - DPM - Dirección de Promoción Minera 2016

**Tabla 6.- Producción nacional de Cobre por empresa 2006 - 2015 \* (miles de tmf)**

EMPRESA / COMPANYY	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015 /1
TOTAL	1,047,979	1,190,772	1,267,956	1,275,889	1,247,183	1,235,110	1,298,763	1,375,639	1,377,642	1,700,814
CIA. MRA. ANTIMINA S.A.	390,775	341,324	358,179	344,445	325,043	347,059	462,832	461,058	362,382	411,973
SOUTHERN PERU COPPER CORPORATION	361,978	359,661	349,077	354,039	334,437	295,842	311,111	307,680	318,849	321,787
SOC. MRA. CERRO VERDE S.A.A.	96,506	273,960	324,172	308,370	312,336	302,905	278,812	261,348	235,277	255,917
COMPAÑIA MINERA ANTAPACCAY S.A. (*)	115,626	119,540	110,769	107,233	93,015	95,262	51,187	151,187	167,117	203,360
MINERA CHINALCO PERÚ S.A. 1 /	--	--	--	--	--	--	--	--	--	70,262
HUBDAY PERU S.A.C. 2 /	--	--	--	--	--	--	--	--	--	106,063
COMPAÑIA MINERA MILPO S.A.	2,586	5,183	11,812	18,913	22,325	26,958	33,968	39,464	43,012	41,030
SOCIEDAD MINERA EL BROCAL S.A.A.	2,242	3,385	8,985	9,919	18,284	24,347	24,000	27,895	43,911	32,315
GOLD FIELDS LA CIMA S.A.	--	--	7,675	38,644	43,657	40,245	37,643	31,443	33,680	29,886
DOE RUN PERU S.R.LTDA. (mina cobriza)	17,224	18,772	20,685	18,443	19,668	20,313	20,258	19,578	21,159	20,334
CIA.MRA.CONDESTABLE S.A	17,993	18,063	24,687	24,042	23,154	22,576	20,887	18,431	18,225	19,089
COMPAÑIA MINERA ARGENTUM S.A.	2,388	3,013	2,929	2,927	2,272	2,103	2,228	2,835	4,249	9,845
PAN AMERICAN SILVER HUARON S.A. 3/	--	--	--	--	--	--	2,540	4,118	6,910	7,949
MINERA LAS BAMBAS S.A. 4 /	--	--	--	--	--	--	--	--	--	6,667
EMPRESA MINERA LOS QUENUALES S.A.	6,192	5,240	5,497	3,138	3,737	4,791	5,447	6,513	6,186	5,931
VOLCAN CIA.MINERA S.A.A.	1,709	2,175	3,042	4,812	6,023	4,702	4,373	4,970	4,499	5,464
NYRSTAR ANCASH S.A.	--	--	1,354	1,389	1,254	1,271	2,394	3,425	3,849	4,511
SOC.MRA.CORONA S.A.	3,902	5,330	5,456	6,524	6,413	6,935	5,034	3,906	4,633	3,341
CIA. MAR CASAPALCA S.A	2,143	2,211	2,693	2,941	3,599	3,213	2,706	2,412	3,007	3,022
CONS. DE INGENIEROS EJECUTORES MINEROS :	--	--	--	--	21	2,062	2,175	2,943	3,070	2,933
EMPRESA ADMINISTRADORA CHUNGAR S.A.C.	1,851	2,243	2,304	2,176	2,277	2,050	2,350	2,734	2,696	2,351
OTROS / OTHERS	24,864	30,672	28,640	27,934	29,668	32,476	28,818	23,699	24,671	24,831



**Figura 4.- Producción de Cobre por empresas en Perú 2006 – 2015 (miles de tmf)**

Tabla 7.- Producción nacional de Molibdeno por empresa 2015 - 2016 \* (miles de tmf)

**PRODUCCIÓN MINERA METÁLICA DE MOLIBDENO (TMF) - 2016/2015**

ETAPA	PROCESO	CLASIFICACION	UNIDAD	TOTAL COMPARADO ACUMULADO - ENERO - AGOSTO
CONCENTRACIÓN	FLOTACIÓN	RÉGIMEN GENERAL	TOQUEPALA	5,464
CONCENTRACIÓN	FLOTACIÓN	RÉGIMEN GENERAL	CUAJONE	2,776
CONCENTRACIÓN	FLOTACIÓN	RÉGIMEN GENERAL	CERRO VERDE	2,075
CONCENTRACIÓN	FLOTACIÓN	RÉGIMEN GENERAL	ANTAMINA	1,244
CONCENTRACIÓN	FLOTACIÓN	RÉGIMEN GENERAL	TOROMOCHO	1,388
CONCENTRACIÓN	FLOTACIÓN	RÉGIMEN GENERAL	CONSTANCIA	0

Cifras Preliminares

FUENTE: DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA - DPM - Dirección de Promoción Minera

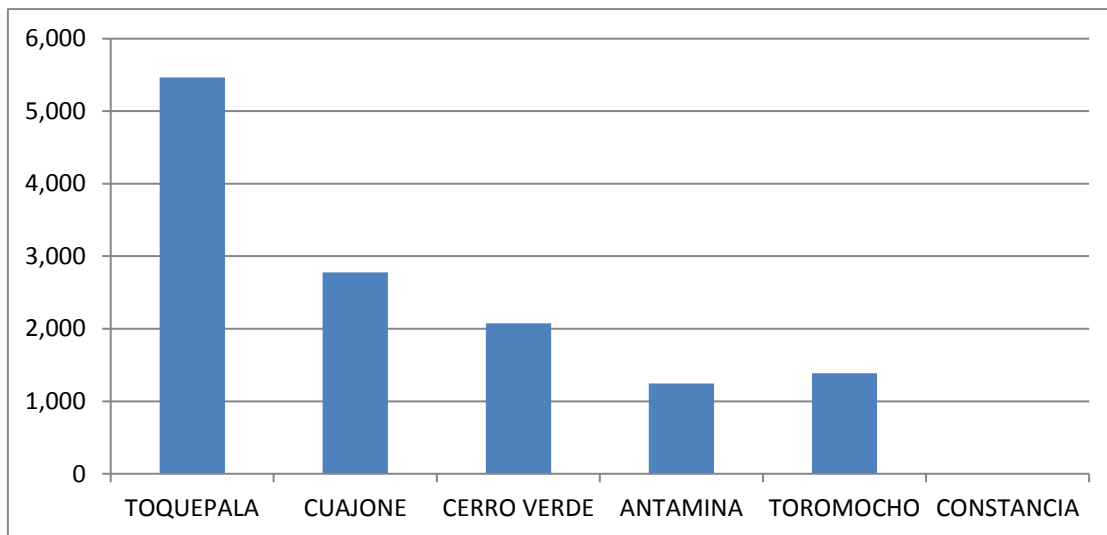


Figura 5.- Producción nacional de Molibdeno por empresa 2015 - 2016 \* (miles de tmf)

1.6 Subproductos como resultado de la explotación

Como sub-productos de la explotación de los sistemas porfíricos del sur peruano, dichos sistemas, contienen importantes minerales los cuales son de importancia económica dado el nivel de explotación por miles de Tm/d (>300,000). Estos subproductos son en importancia el Molibdeno y el Oro. En la tabla 5, se indica las leyes para Molibdeno para sistemas porfíricos. Como ejemplo el Mo, en el yacimiento **Constancia** llega a los 0.16%, para la mina **Cuajone** con una ley entre 0.39 y 0.61% con más de 1 millón - toneladas en reservas/sulfuros. Para el Oro y Plata en los yacimientos **Cuajone, Quellaveco y Toquepala**, los contenidos para estos pórfidos prácticamente no existen contenidos metálicos, así como para los elementos **Plomo y Zinc**.

## 2. MARCO TECTONOMAGMATICO

La zona está comprendida entre la faja Costanera y la Cordillera Occidental y departamentalmente entre las ciudades de **Arequipa y Tacna**. Entre estos sectores dominan dos arcos magmáticos cuyos terrenos corresponden al Jurásico-Cretáceo y al Cretáceo-Paleógeno (Figura 6). El arco Jurásico-Cretáceo está representado por la **Formación Guaneros** y los batolitos **Punta Coles e Ilo**, y por otro lado el Arco Cretáceo-Paleógeno, está representado por el **Grupo Toquepala** y los batolitos **Yarabamba, Tiabaya y Challaviento**. Los dos arcos están asociados a DPC, y su evolución ha sido controlada por el marco estructural y geoquímico, todo ello basado en la tectónica de subducción oblicua (jurásico), ortogonal (paleógeno) y fraccionación de los magmas.

**Cordillera Occidental** las unidades volcánicas e intrusivas asociados a los DPC, se encuentran representadas por el **Grupo Toquepala** y el **Batolito Yarabamba** con edades de 100<sup>1</sup> - 65 Ma y 60 - 80<sup>1</sup> Ma respectivamente ([ESTRADA, 1975-77.](#), [KIHLEN 1979.](#), [PITCHER et al. 1985.](#), [LE BEL 1985.](#), [MUKASA y TILTON, 1985.](#), [MARTÍNEZ y CERVANTES 2003.](#), [SIMMONS 2014](#)) comprendiendo un periodo entre el Cretáceo superior al Paleógeno. El Grupo Toquepala y batolito Yarabamba están relacionadas como magmas parentales originarios de los grandes DPC como **Cerro Verde, Cuajone, Toquepala y Quellaveco**, asimismo a los prospectos y anomalías de **Los Calatos, Angostura, La Llave, Huaracane, Yarito, Huacanane Grande, Qda el Molle e Ilabaya**. Se menciona además que recientes estudios en la región Tacna, existe una faja magmática de edad Miocena inferior representada por los magmas y alteración del **pórfido Chipispaya** donde las dataciones K-Ar, Ar/Ar y Re/Os dieron edades de 23±0.8, 22.46±0.07 y 24.11±0.1 Ma respectivamente ([VALDIVIA V. et al. 2014](#)). Estas edades miocenas evidencian que existe una sub-faja incluida entre la faja de edad Paleógeno y que es co-magmática con los eventos lávicos e ignimbriticos datados en las cercanías del pórfido; 21-24 Ma ([MARTÍNEZ y CERVANTES 2003](#))

**Faja costanera** las unidades volcánicas e intrusivas (cuerpos sub-volcanicos) están representadas por la Formación Guaneros que comprende secuencias volcano-sedimentarias de edad Jurásico medio (Calloviano). Esta unidad esta intruida por cuerpos sub-volcánicos al parecer responsables de la mineralización y encontrándose alineados en dirección NO-SE desde **Punta de Bombón** (Arequipa) hasta **La Yarada** (Tacna). Conserva algunos prospectos interesantes como: **La Tapada** (DPC), **Carnaval** (DPC?), **Canicora** (vetas Cu-Au?), **La Llave** (DPC?), **Posco** (cuerpos de sílice – pórfido?), **Yaral** (vetas de Fe-Cu). Varios de estos prospectos han sido considerados de edades Jurásicas por [QUANG et al. \(2005\)](#). En esta faja los sistemas tipo batolitos se encuentran representados por las superunidades **Punta Coles e Ilo** con edades de 182 a 196 Ma ([BECKINSALE et al. 1985.](#), [SÁNCHEZ, 1983](#) [CLARK et al.1990](#))

**El Grupo Toquepala** está compuesto por cuatro formaciones ([BELLIDO, 1979.](#), [MARTÍNEZ y ZULOAGA, 2002](#)): **Huaracane, Inogoya, Paralake y Quellaveco**, siendo esta última, la unidad asociada a los yacimientos económicos. Se trata de una sucesión de flujos piroclásticos de ignimbritas, toba lapilli, toba-brecha (**Formación Huaracane**), secuencias sedimentarias de areniscas, limolitas y conglomerados grises a rojos (formaciones **Inogoya y Paralake**) así como flujos riódacíticos grises, ignimbritas y placolitos de diabasas (**Formación Quellaveco**). Geoquímicamente son de composición calco-alkalina, fraccionadas y poco contaminadas. Los cuerpos intrusivos pertenecen al Batolito de Yarabamba siendo mayormente dioritas, granodioritas y dacitas porfíricas.

**La Formación Guaneros**, está compuesta por una secuencia inferior: de lavas, brechas e Ignimbritas, seguida de una secuencia media de areniscas, calizas y limolitas marinas y una secuencia superior gruesa de flujos ignimbriticos. Geoquímicamente son basaltos, andesitas y dacitas calcoalcalinas. Las intrusiones asociadas corresponden a cuerpos diferenciados andesíticos, brechas de emisión y diques de andesita/basalto. Su edad está asignada al Jurásico medio (Bathoniano a Calloviano) en base a bioestratigrafía ([BELLIDO, 1979](#), [MARTÍNEZ et al. 2005](#)) y dataciones radiométricas ([ROMEUF, 1995.](#), [MARTÍNEZ et al, 2005.](#), [QUANG et al, 2005](#)) Las unidades mencionadas están controladas por el **sistema de fallas transpresivo de Incapuquio (SFI)** de movimiento sinistral, y que se prolonga desde el NO de **Arequipa (Cincha- Lluta)** hasta la frontera con **Chile**

<sup>1</sup> Algunas edades superiores a 80 Ma, corresponden a dioritas y “gabros” presentes en el núcleo de la unidad (La Cimarrona -Toquepala) que pueden corresponder a antiguos cuerpos que fueron fundidos para dar materiales más diferenciados: Granodioritas-tonalitas que forman la mayoría de esta unidad.

(Tacna). ROMERO *et al.* (2002) interpretan el SFI para el sector de **Cincha-Lluta**, como una gran estructura en flor, la cual sería resultado de movimientos de rumbo transpresivos sinestrales, estas mismas estructuras se han estudiado e interpretado en **Cerro Baúl – Ilabaya (Moquegua)** y **Mal Paso (Tacna)**

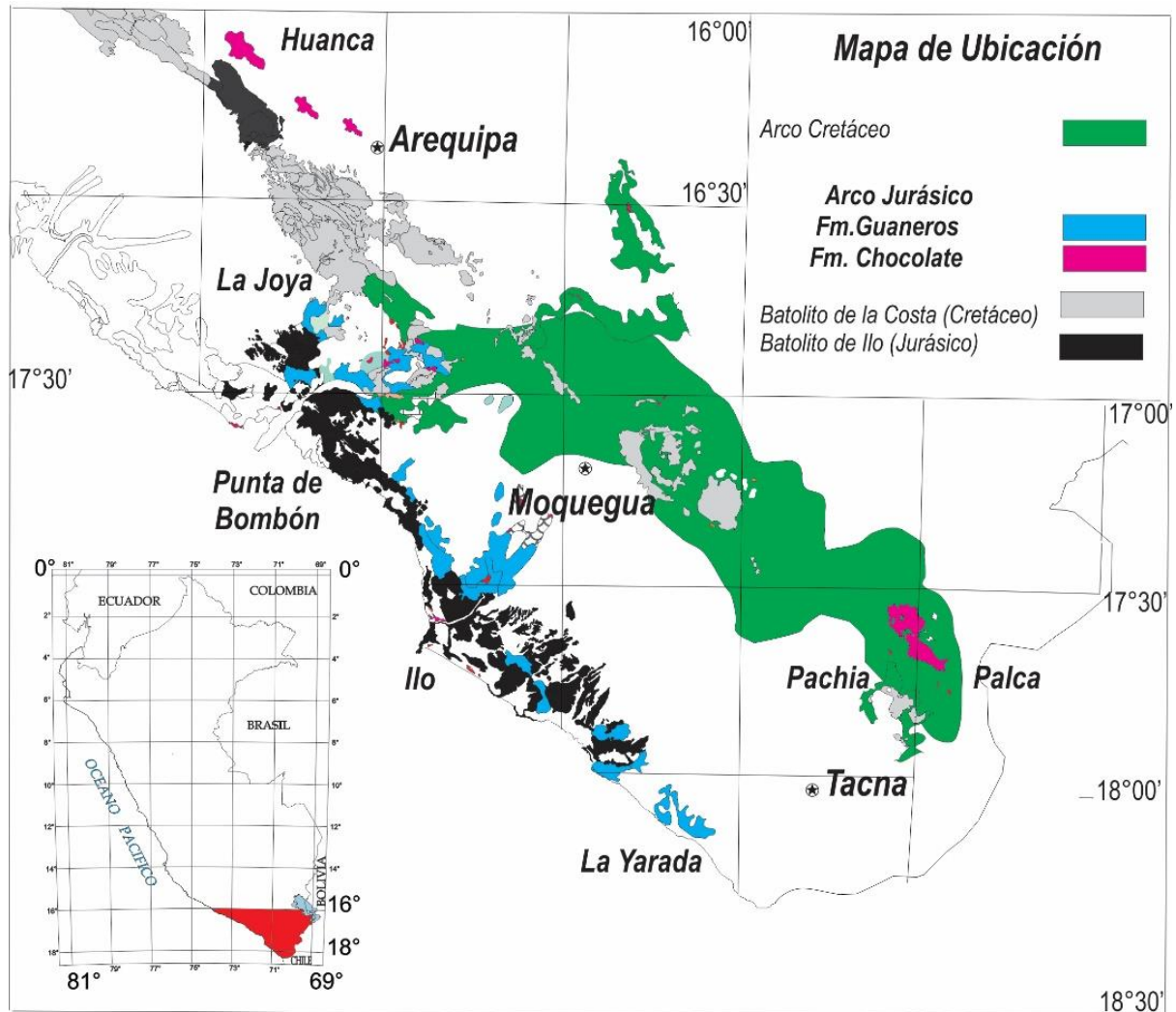


Figura 6.- Esquema mostrando los mayores rasgos geológicos del sur de **Perú**. El arco Jurásico-Cretáceo inferior aflora extensamente a lo largo de la faja costanera y depresiones del antearco, cuyos afloramientos corresponden a la **Formación Guaneros** y los batolitos de **Punta Coles** e **Ilo**. El arco cretáceo-paleoceno está emplazado en la Cordillera Occidental, representado por el **Grupo Toquepala** y el **Batolito de Yarabamba**. Nótese que falta resolver la posición del batolito Jurásico al NO de **Arequipa** correlacionable con el batolito de **Punta Coles**; ¿ha sido desplazado por un fallamiento transcurrente dextral hacia el interior?, o pertenecen a fuentes magmáticas diferentes?

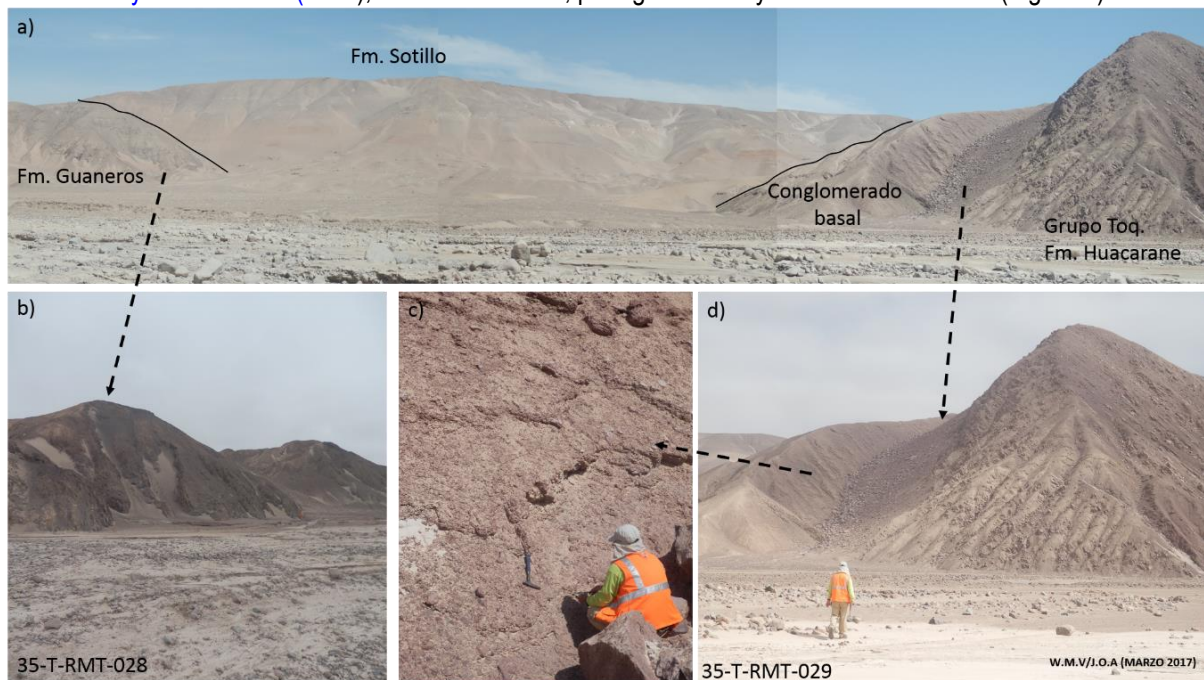
### 3. EVOLUCION TECTONOMAGMATICA DE LOS SISTEMAS PORFIRÍICOS DEL SUR DE PERÚ

#### 3.1 Historia Tectónica – Cinemática de la subducción

De acuerdo con los conceptos de tectónica de transcurrancia en una margen oblicua - transpresional (SYLVESTER, 1988., SAINT BLANQUAT, *et al.*, 1998), se interpreta que las condiciones transpresionales son preferentemente intruidos por magmas en zonas de baja presión, causando un sobrepresionamiento y expulsando magma granítico. Esta cinemática transpresional puede crear adelgazamiento cortical y generar fusiones parciales del manto superior con generación de granitos. De acuerdo a estos análisis e interpretaciones dichos conceptos pueden ser un ejemplo claro aplicado al marco tectónico en el sur de Perú. Se han establecido diferentes direcciones de convergencia de la placa oceánica desde el Cretáceo superior (70 Ma) hasta el presente (PARDO y MOLNAR, 1987). Aquí pueden separarse por lo menos cuatro grandes variaciones entre los 70-60 Ma (N-S), 55-45 Ma (N45°), 25-10 Ma (E-O) y 10-0 Ma (N78°). Para el Cretáceo y el Paleógeno la componente se interpreta



con dextral (anomalías 31-25) y mayormente sinistral entre el Paleógeno y el Reciente (anomalías 10-5). El magmatismo originado en tiempos del Jurásico se interpreta como una convergencia oblicua producto de la dorsal que separaba las placas de Phoenix y Farallón (ASPDEN, *et al.* 1987., JAILLARD, 1990), la cinemática fue mayormente transensiva, dextral y originó un sistema de Arcos Insulares (Formación Guaneros) para el sur peruano. La placa subductada tenía un mayor ángulo, poca velocidad y era relativamente fría, esto se tradujo en una mayor participación de la cuña mantélica, provocando una mayor flujo geotérmico y adelgazamiento cortical. Este adelgazamiento de la litósfera provocó la generación de un trasarco con depositación marina (**Grupo Yura**) y un magmatismo pasivo. Los cuerpos intrusivos (Punta Coles – Ilo) son relativamente poco extensos y se encuentran mayormente en la faja costanera. Es posible que este régimen tectónico haya perdurado durante 80 Ma (160 – 80 Ma)<sup>2</sup> dada la continuidad estratigráfica observada entre Ilo a Moquegua, y sin presentar cambios geoquímicos o petrográficos importantes aunque lo mas probable es que haya una ausencia de magmatismo entre los 150 y 100 Ma. Justamente antes de la anomalía 31 (70 Ma) es donde cambia las condiciones magmáticas, comienza una convergencia N-S, un sistema de transpresión se emplaza con generación de un intenso magmatismo continental que perduro durante 15 Ma (75 y 60 Ma). Se depositaron e intruyeron los materiales volcánicos del **Grupo Toquepala** y el **Batolito de Yarabamba** respectivamente (Fotografía 1). Este régimen dextral provoco anomalías distensivas y formación de cuencas tipo pull-apart, por donde se emplazaron los cuerpos intrusivos asociados a los mayores DPC conocidos en el sur de Perú. Posteriormente entre la anomalía 20 y 10 (30-40 Ma) la dirección de convergencia fue N45°-50° manteniéndose estable por mas de 10 Ma, originando posiblemente los pórfidos en el batolito de Abancay (< 1 Mtf Cu). Durante el Mioceno la convergencia E-O se mantuvo estable y con una mayor velocidad incrementada desde la anomalía 21 (HAMPEL, 2002), los DPC en el norte, son comparables a sus similares del sur en volúmenes de cobre fino (> 2-3 Mtf). En resumen puede decirse para la cinemática de subducción, que la generación de un DPC, necesito por lo menos tiempo de estabilidad tectónica (velocidad constante?) por más de 10 Ma, y en el cual las condiciones para una zona de homogenización del magma: MASH (magma, asimilación, almacenamiento y homogenización; modelo de HILDRETH y MOORBATH (1988), fueron favorables, para generar un yacimiento económico (Figura 7).



Fotografía 1.- Afloramiento del **Grupo Toquepala** en la **Qda. Guaneros, Pampas Clemesi-Moquegua**; la base del grupo se está compuesto de ignimbritas riolíticas con fenos de cuarzo. Su edad está cercano alrededor de los 100 Ma.

<sup>2</sup> Está basado en las dataciones bioestratigráficas de la Formación Guaneros desde el Bathoniano hasta el Cretáceo superior: datación del tope en 78 Ma (Estudio de Arcos Magmáticos – Sur de Perú - inédito), inmediatamente discordante bajo los potentes flujos piroclásticos del Grupo Toquepala (Moquegua). La razón porque ahora se considera a esta unidad hasta al Cretáceo, es por continuidad estratigráfica, geoquímica y petrográfica.

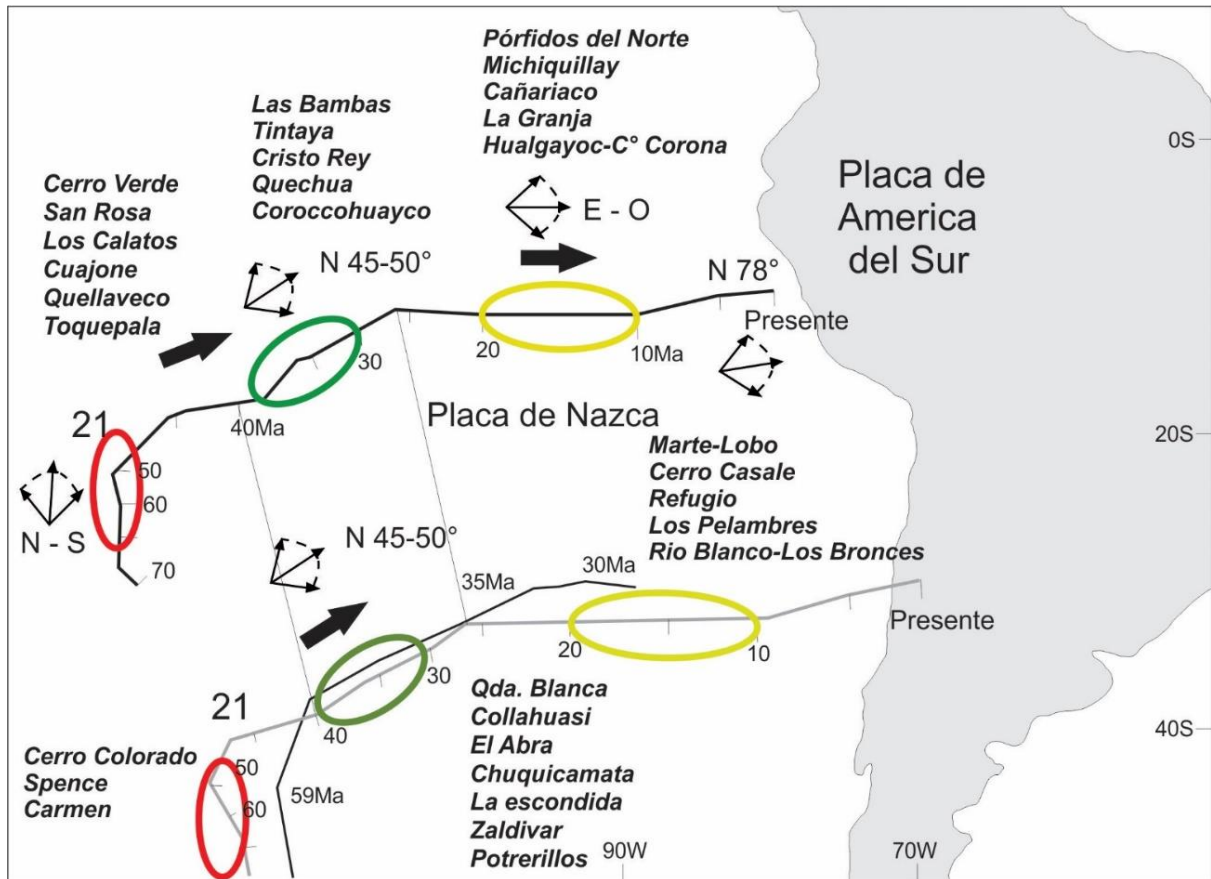


Figura 7.- Relaciones entre las direcciones de convergencia y los mayores yacimientos de PCDs entre **Perú** y **Chile**. Note la correspondencia entre los dos líneas de desplazamiento de la placa de **Nasca**. La relativa estabilidad y velocidades de convergencia en varios tramos desde la anomalía 21 (49.5 Ma) con una convergencia oblicua de N 45-50° representa el mayor cizallamiento propicios para la generación de DPC. Tomado y modificado de [Macksaev y Zentilli, \(1999\)](#)

### 3.2 Isotopos de las unidades asociados a los sistemas porfíricos

Los isótopos fueron realizados desde la década de los setentas ([JAMES, 1974.](#), [BOILY et al, \(1983 - 1990\)](#), estos autores basados en varias muestras de estos dos arcos volcánicos; Guaneros y Toquepala, asociados alo pórfidos paleocenos (**Los Calatos, Cuajone, Quellaveco y Toquepala**) con los de edad Jurasicos (Tia Maria-La Tapada – Yaral- Posco?) mostrando los siguientes valores isotópicos:

Formación Guaneros <sup>3</sup>	Grupo Toquepala <sup>4</sup>
$\epsilon Nd_i$ : +6 +8 y $\epsilon Sr_i$ : -15 +1 (inferior)	$\epsilon Nd_i$ : +2 +6 y $\epsilon Sr_i$ : -5 +8 (inferior)
$\epsilon Nd_i$ : +2 +3 y $\epsilon Sr_i$ : -5 +15 (superior)	$\epsilon Nd_i$ : +3 +4 y $\epsilon Sr_i$ : -1 +4 (superior)

Estos valores sugieren que hay una evolución desde orígenes o fuentes mantelicas hacia la corteza superior. Puede decirse que los dos arcos tienen bajas relaciones de Rb/Sr y Alto Sm/Nd. **Las secuencias inferiores de la Formación Guaneros** tienen más afinidad al manto y geográficamente se distribuyen entre **Ilo** y **Locumba**, mientras que sus **secuencias superiores** distribuidos en **La Yarada**, muestran posiblemente mas contaminación de sus magmas? **El Grupo Toquepala** muestra similares características; sus secuencias inferiores menos evolucionadas que las superiores, esto posiblemente podría interpretarse como una fraccionación continua de los magmas a medida que la corteza continental engrosaba en el tiempo. Si se toma en cuenta las edades se observa

<sup>3</sup> [James \(1974\)](#) y [Boily et al \(1983\)](#), consideraron en aquella época a las facies volcánicas aflorantes en la faja costanera con "Volcánicos Chocolate". Actualmente esta unidad pertenece a la Formación Guaneros, restringiendo la Formación Chocolate solo a la cordillera occidental y de edad pre-sinemuriana.

<sup>4</sup> Las secuencias inferiores corresponden a la Formación Huaracane, aflorantes a lo largo del río del mismo nombre cerca de Moquegua. Las secuencias superiores corresponden a la Formación Quellaveco entre Cuajone y Toquepala.

que las secuencias inferiores de la **Formación Guaneros** muestran edades U-Pb de  $165.10 \pm 1.7$  y  $185$  Ma [BOEKHOUT et al, \(2012\)](#) y [BOILY, et al, \(1983\)](#) respectivamente, mientras que las superiores están en el rango de 150-160 Ma (registro fosilífero del Calloviano en sección **Alto el Madero-Pampas Clemesi-Moquegua**, las dos secuencias tienen valores de  $\epsilon_{Nd}$  diferentes, implicando que tienen 2 fuentes isotópicas al parecer distintas. El **Grupo Toquepala inferior**, con edades de 100? - 75 Ma y superior de 65 Ma, también muestra dos fuentes isotópicas al parecer diferentes, esta presunción para **Guaneros** y **Toquepala** es también apoyada por los datos de  $\epsilon_{Sr}$ . *En síntesis las diferentes firmas isotópicas sugieren diferentes fuentes de magma, e indican que derivaron de fuentes homogéneas y primitivas de origen mantélico* (Figura 8). Los cambios isotópicos posiblemente estarían asociadas a discontinuidades en las zonas de fusión parcial a profundidades mayores de 100 Km. Para fines prospectivos es importante conocer el nivel de contaminación y la fuente en diferentes sectores de los arcos volcánicos, teniendo en consideración que los magmas más evolucionados (alto Rb/Sr y bajo Sm/Nd) y con una componente cortical superior tendrán más posibilidades de generar un yacimiento mineral ([CAMUS, 2003](#)). Los estudios realizados en el DPC **EITeniente en Chile** ([CAMUS, 2003](#)), muestran que los grandes yacimientos denominados "gigantes", muestran razones isotópicas relativamente más radiogénicas que los depósitos menores o marginales. Esto demuestra que los grandes depósitos tiene una componente de contaminación cortical y que comparten similares características petrológicas y de fuente. Al parecer existieron varias etapas de emplazamiento de magmas posteriores que trajeron la mineralización económica y que incrementaron el contenido metálico y la contaminación cortical

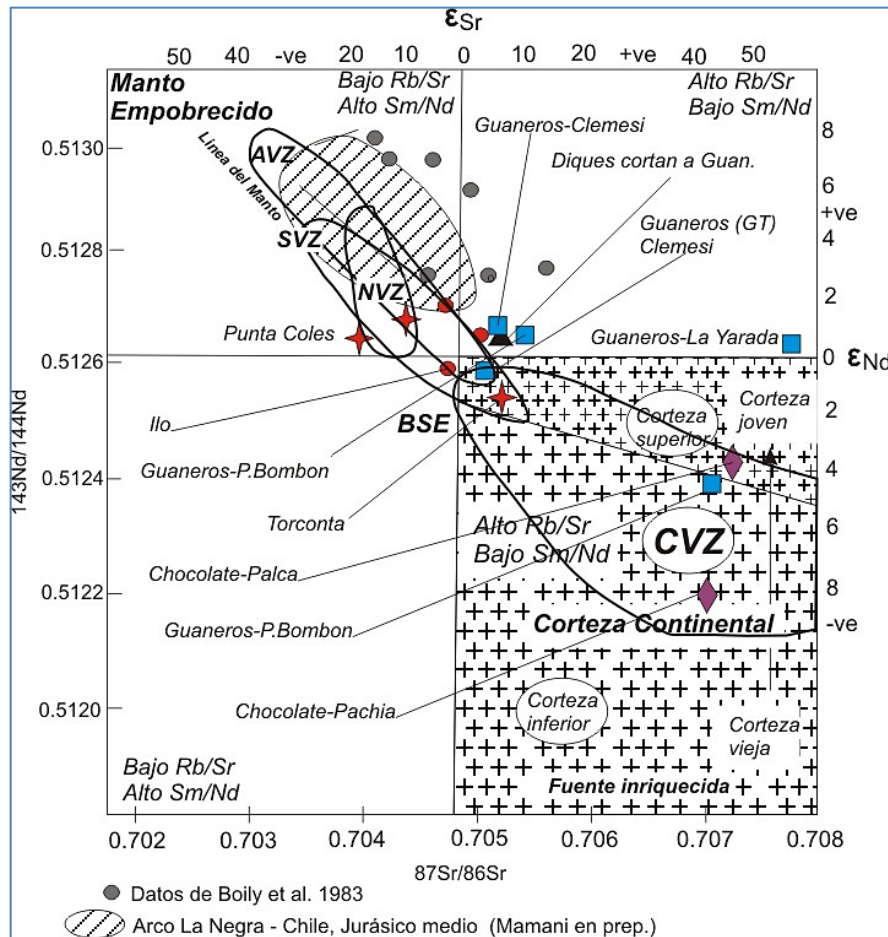


Figura 8.- diagrama de  $\epsilon_{Nd}$ -sr vs.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  y  $^{143}Nd/^{144}Nd$  para muestras entre el permiano y el cretáceo. NVZ=north volcanic zone ([Bourdon et al, 2002](#)), SVZ=south volcanic zone ([Kay et al, 2005](#)) and AVZ=austral volcanic zone ([Stern y Killian 1996](#)).

#### 4. MAGMAGENESIS DE LOS SISTEMAS PORFIRITICOS



Todos los arcos magmáticos están ligados a procesos tectónicos en una margen convergente; siendo sintectónicos o sin-cinemáticos, durante el Jurásico inferior a medio para esta región, existía fuerzas tensionales que originaron un ambiente de *back-arc* (extensión). Se cree que esta cuenca de *back-arc*, se origina por “El hecho que la mayoría de las placas de las mas antiguas a las mas recientes, tienen una flotación negativa relativa a la astenosfera y están actualmente hundiéndose fuera del eje de la fosa, la placa superior es arrastrada hacia la fosa por succión de fosa o empuje de la placa y provocando una extensión lateral (*back-arc*)” (RICHARDS, 2003), esto podría ser una explicación pero también puede relacionarse a surgencia astenosférica o adelgazamiento cortical. Por lo tanto antes de la convergencia compresional existía un régimen extensional, esto fue negativo para la formación de DPC durante el Jurásico inferior a medio, debido a que el sistema era extensional y los fluidos y volátiles (sulfuros) magmáticos originados en la zona de MASH, se emplazaban rápidamente en forma de volcanismo e intrusiones ígneas estériles (arco insular). Es por eso que aún no se conoce yacimiento alguno durante ese periodo. A partir del Jurásico superior, el régimen tectónico de subducción entra en una etapa de convergencia oblicua, esto origina el nacimiento de un sistema de compresión y el cierre de la cuenca *back-arc*. Es justamente en este lapso de tiempo que se emplazan los cuerpos subvolcánicos tardíos en la faja costanera asociados a la **Formación Guaneros** y que albergan un DPC. Se interpreta que después del régimen extensional del Jurásico medio (Calloviano) el régimen tectónico fue transpresivo y comenzó a madurar un complejo sistema de MASH en la base de la corteza continental, durante un mínimo de 10 Ma, requiriendo un ángulo y velocidad constante, para generar las condiciones de un DPC. La alineación de estos cuerpos mineralizantes tardíos en dirección NO-SE, refleja que la zona de MASH ocurría en una franja estrecha y a una profundidad de 100 Km (deshidratación de la transición esquistos azules-eclogita), pero linealmente extensa. Estos fluidos menos densos y diferenciados se emplazaron a lo largo de zonas con debilitamiento estructural pero en un régimen siempre transpresional. Para el Cretáceo inferior, la cuenca marina del Calloviano prácticamente no existía, las secuencias superiores de la **Formación Guaneros** son de ambiente continental (flujos piroclásticos, areniscas volcánicas etc.), el arco magmático naciente se trasladó más de 50 Km en dirección oriental y se emplazó a través del SFI que posiblemente ya era una entidad importante durante la sedimentación del Paleozoico tardío? El nuevo arco en formación no tuvo las características geoquímicas ni las condiciones de estabilidad compresiva necesarias para formar una zona de MASH favorable para un DPC, al contrario se generó en un ambiente extensivo dado el intenso magmatismo básico que se observa en las regiones de **Omate y Tacna**. Este magmatismo de arco es conocido como **Formación Matalaque**. Es a partir del Cretáceo superior-Paleógeno (100– 50 Ma) que un nuevo arco se sobreimpone al anterior y cuyas condiciones tectónicas favorecen la formación de los DPCs económicos: una sucesión de flujos piroclásticos de composiciones dacíticas a riolíticas con alta fraccionación, poco contaminadas y provenientes de la base de la corteza son generadas en un régimen de subducción con dirección N-S. Se instaló un sistema transpresivo, con subducción y velocidad constante, y que maduro una zona estrecha y alineada de MASH por más de 35 Ma. Los últimos eventos magmáticos (65 Ma) fueron los que trajeron la mineralización final. Esta franja como se menciona es estrecha encontrándose entre Arequipa (Cerro Verde) y Tacna con una extensión de 225 km y un ancho promedio de 40 Km y adosándose una faja miocénica traducida en el **DPC Chipispaya**. Las condiciones estructurales del SFI para ese tiempo funciono como transpresivo promoviendo la formación de áreas extensionales (pull-apart), focalizadas y conectadas con la intersección de los lineamientos N 70° (anti-andinos). Estos ofrecieron vías de alta permeabilidad para el ascenso del magma desde las zonas corticales inferiores, y es por donde se emplazó el **Batolito de Yarabamba**.

En resumen, tenemos para el Paleogeno-Neogeno se tiene un potencial de exploración a lo largo de esta estrecha faja de más de 200 Km de longitud NO-SE. A nivel mundial la uniformidad de los depósitos sugiere que su origen y formación pueden ser reproducibles, y el tamaño de los DPC es posible que sea producto de varios factores pero principalmente de convergencia y de efectos acumulativos. Es evidente que los grandes depósitos de Cu están relacionados a un desarrollo completo de un arco magmático, donde las condiciones de volumen de magmatismo fueron extensas y por periodos prolongados. El **Arco Toquepala** reúne estas condiciones tectonomagmáticas y el hallazgo o no de un nuevo DPC depende de encontrar patrones estructurales y geoquímicos regionales, ayudado con la historia dinámica que permitan predecir áreas con máximo flujo magmático-estructural y por ende el potencial para formar estos depósitos

## 4.1 Tectónica

### 4.1.1 Controles Estructurales - Aeromagnéticos

Los datos estructurales de terreno y las anomalías magnéticas al parecer demuestran ser complementarios, existe una buena correlación entre el SFI y las interpretaciones magnéticas (Figura 9). Las anomalías (reducido al polo) muestran el desplazamiento horizontal de grandes masas con fuertes y bajas anomalías magnéticas, interpretándose como desplazamientos transcurentes sinestrales/dextrales. Estos desplazamientos se ubican fuertemente en las hojas de **Puquina** hasta **Ilo**, en **Moquegua** así como entre **Pachia** y **Palca** en **Tacna**. Si se compara con los datos estructurales de campo (Fallas, Lineamientos), la transposición muestra una correspondencia entre estas estructuras y las anomalías magnéticas, incluso se puede observar y sugerir cuencas sedimentarias tipo "relleno o pull apart?" como la de **Moquegua** (Figura 10).

Estudios realizados en el norte de **Chile** por **RICHARDS, 1999., 2004, TOSDAL y RICHARDS, 2001., RICHARDS et al. 2001**, muestran la intersección del sistema Domeyko (N-S) con antiguos lineamientos regionales a continentales con dirección N 120-130° (**SALFITY, 1985**), que originaron puntos de debilidad estructural, por donde se intruyeron cuerpos magmáticos relacionados con el emplazamiento de importantes yacimientos de DPC como **Collahuasi, El Abra, Chuquicamata, la Escondida** etc. Asimismo depósitos de oro como **El Guanaco, Qda. Blanca, La Caupa, El Indio** etc. (Figura 10)

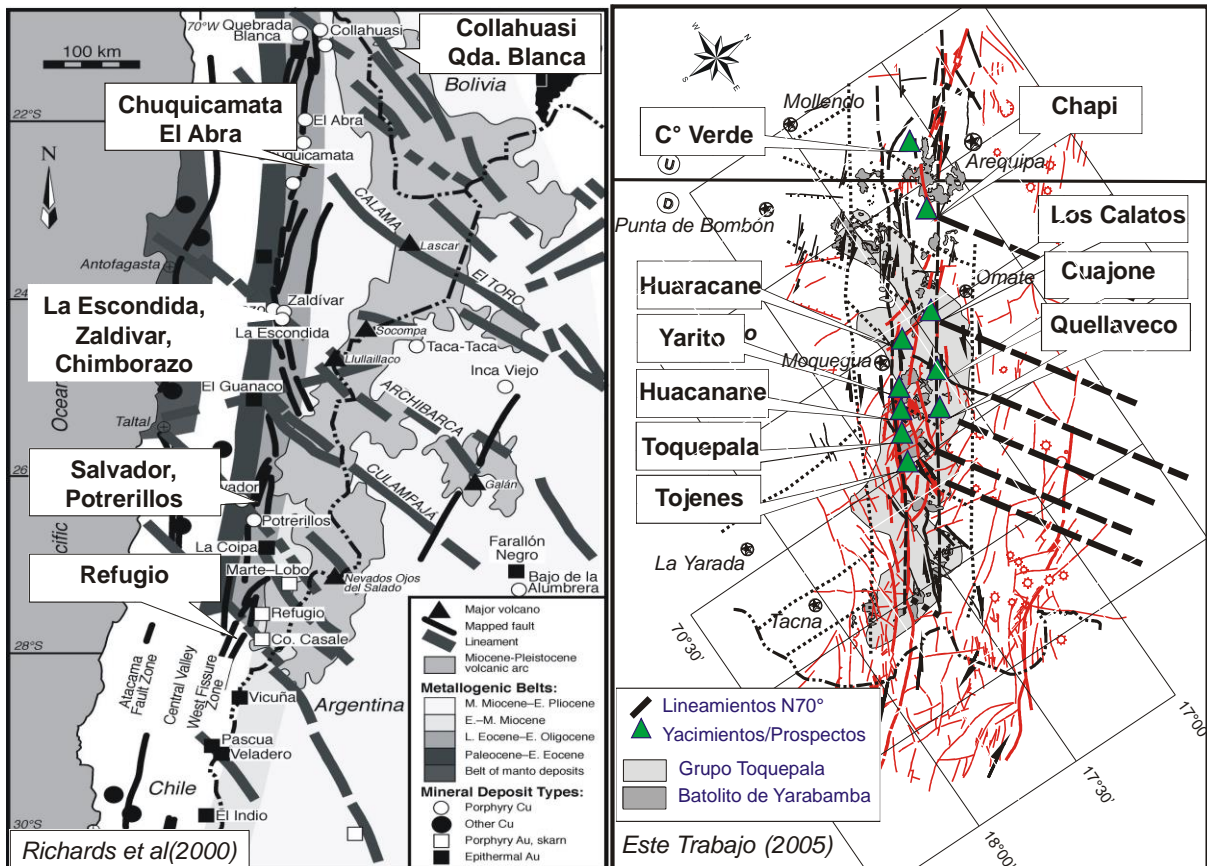


Figura 9.- Comparación estructural entre el norte de Chile (en **Richards et al, 2001**) y el sur de Perú; Nótese las intersecciones entre el SFI y los lineamientos aeromagnéticos que después de rotados N60° (Perú) son similares a los interpretados entre los paralelos 21° y 30° de Chile (N 120°-130°). Los mayores DPC se encuentran en estas intersecciones, mostrando un régimen de cizalla sinestrales/dextrales y cuencas de pull-apart asociadas.

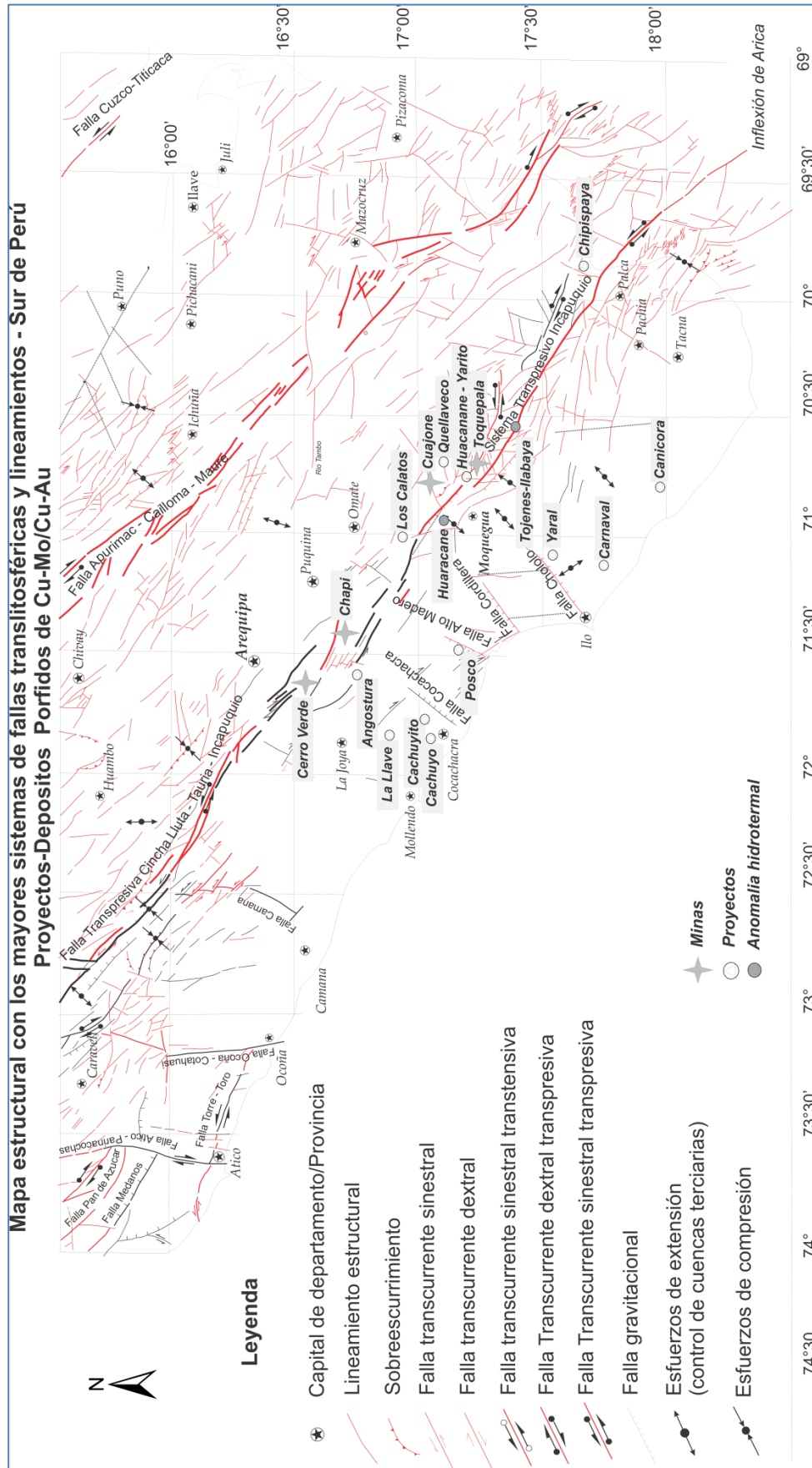


Figura.10.- Esquema con los mayores rasgos estructurales en el sur peruano. El Sistema de Fallas Incapuquio (SF1) ha controlado el emplazamiento de los cuerpos ígneos asociados directamente con los mayores DPC (línea gruesa). El control estructural transensivo es favorable en la concepción de estos depósitos. Modificado del mapa de controles estructurales del sur de Perú - 2003.

Varias de estas zonas de debilidad están asociadas a importantes yacimientos de pórfidos de Cu-Mo como: **Cerro verde, Chapi, Los calatos, Cuajone, Quellaveco, Toquepala**, así como a anomalías hidrotermales y prospectos: **Huaracane, Yarito, Huacanane Grande, Ilabaya** etc. Al parecer los pórfidos de Cu-Mo emplazados en la costa sobre terrenos jurásicos, también están asociados a este tipo de estructuras transcurrentes, justamente los proyectos **Tia Maria y La Tapada** se encuentran próximos al fallamiento dextral del Fiscal. Los datos magnéticos ayudaron a idealizar zonas de debilidad tectónica traducido en áreas de baja intensidad magnética, habiéndose identificado varios puntos estructuralmente extensionales y cizallados por donde fluidos magmáticos pudieron haberse emplazado vertical u horizontalmente. Estas zonas de debilidad se ubican entre **Cerro Verde** (Arequipa) y la frontera con Chile. Los lineamientos de dirección NO-SE se comportan como debilidades estructurales, desplazando cuerpos anómalos magnéticamente y similares a los movimientos dextrales o sinestrales del SFI. Por otro lado existen lineamientos con dirección N 50-70° (Anti-andinas) que son cortados y desplazados por los primeros y que son aparentemente similares en dirección (N 120-130°) a los estudiados en Chile por [SALFITY \(1985\)](#). Varias otras intersecciones a lo largo del SFI son potencialmente áreas de exploración, siendo las mayores perspectivas a lo largo de 225 km de longitud y un ancho promedio de 40 km, que es en promedio la línea de afloramientos en superficie y subsuelo del **Grupo Toquepala y Batolito de Yarabamba** no de mencionar la importancia de los terrenos Jurásicos en relación a sus intrusiones porfíricas muy fraccionadas que favorecieron el emplazamiento de magmas fértiles en el Jurásico.

#### 4.1.2. Nivel Estructural; Alto de Cocachacra – Omate

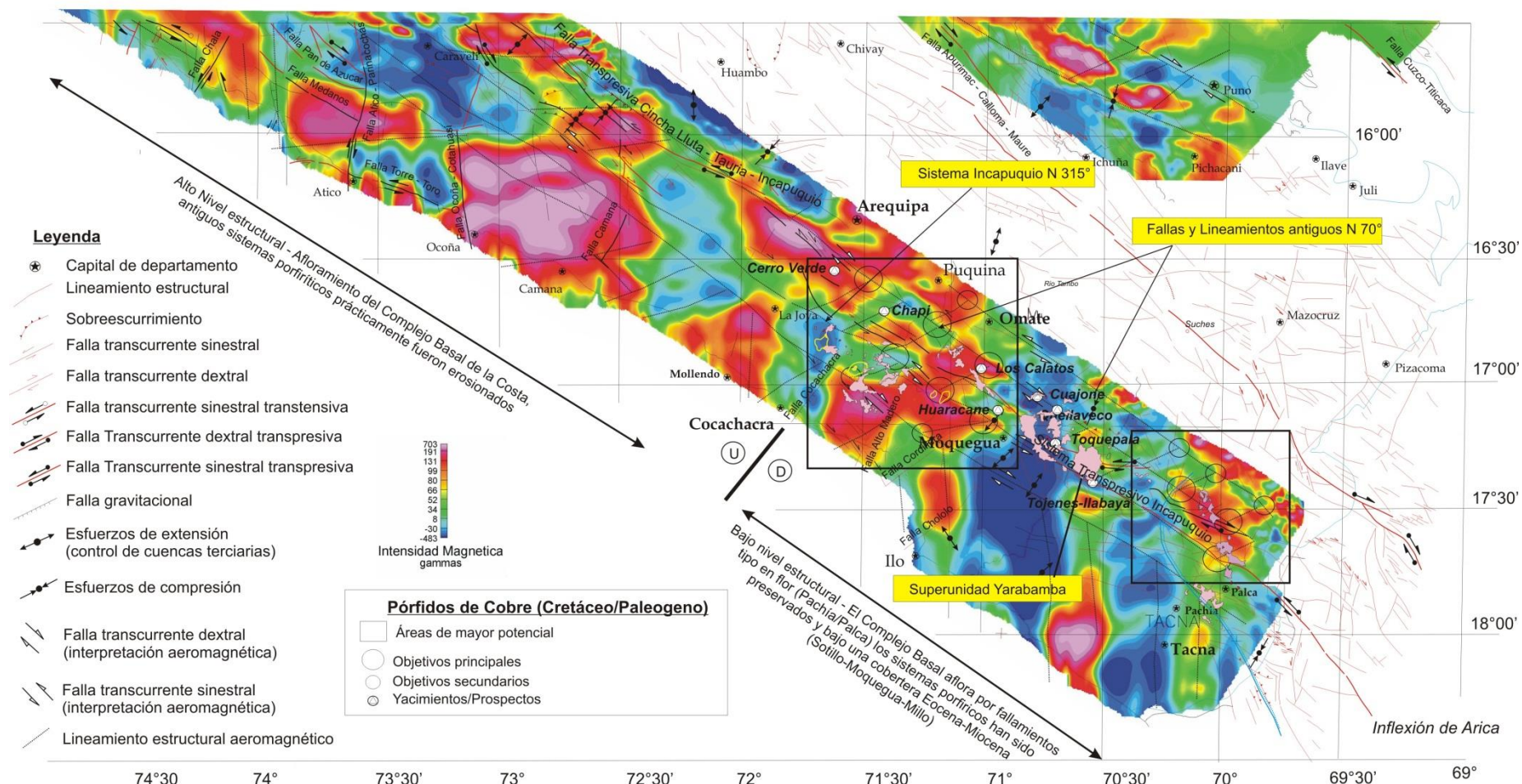
Entre Arequipa y Tacna, la mayoría de los DPCs, se encuentran entre **Cerro Verde y Toquepala** y que afloramientos del **Complejo Basal de La Costa** (CBC) se encuentran en **Cocachacra, La Joya y Omate**, esto sugiere aparentemente que el **sector norte** se comporta como un alto estructural y dicha debilidad estaría a lo largo del río **Tambo** que funcionaría como una falla anti-andina. Este control estructural se encuentra desplazado por fallas transcurrentes de tendencia andina como **Incapuquio**. El bloque norte posiblemente haya sido sometido a una intensa erosión durante los últimos 10 Ma, que haya desaparecido prácticamente los cuerpos epitermales y los **DPC** si alguna vez fueron generados. **El bloque sur** se encuentra deprimido y no existe prácticamente basamento paleozoico o **CBC** aflorante, las secuencias más antiguas llegan al **Jurásico**. En la zona de **Pachia**, en afloramiento del **CBC**, se interpreta como exhumación en flor positiva.

La separación de estos dos bloques estructurales norte y sur (Figura 11) está comprendidos entre **Cocachacra y Omate**. Esta estructuración fue al parecer la que influyó en la conservación de **DPC** en el lado sur. Otra observación posible es que el nivel positivo norte, al parecer controla en parte el magmatismo **Toquepala – Yarabamba**, ya que pocas evidencias de su presencia se han cartografiado al norte de este nivel estructural. Estudios recientes al NO de **Arequipa** (Localidad de **Huanca**) infieren la presencia de esta unidad en los conglomerados de la **Formación Huanca** del **Eoceno medio-Oligoceno inferior** ([CRUZ et al., 2002](#)), cuyas características petrográficas son similares a las secuencias de **Grupo Toquepala inferior**, esto nuevamente pone en evidencia que una fuerte erosión destruyó en parte o totalmente el **arco Toquepala** durante el periodo **Eoceno –Oligoceno?**





**CONTROLES ESTRUCTURALES y AEROMAGNÉTICO (REDUCIDO AL POLO)  
Sur de Perú**



Esquema regional donde se muestra los mayores pórfidos/prospectos de DPC entre los 16 y 18° de latitud sur en relación con el Arco volcánico Toquepala y Arco jurásico Guaneros. Los datos de campo (fallas) muestran una buena correlación con las interpretaciones aeromagnéticas mostrando los desplazamientos transpresivos sinistres para el SFI. Note la intersección de fallas con dirección N 70° y el SFI y la correlación con los lineamientos aeromagnéticos interpretados. Se interpreta 9 anomalías mayores de baja presión donde se intersectan fallas con dirección N365 y N 70, y 6 anomalías secundarias con las mismas direcciones. Las áreas de mayor potencial exploratorio pueden estar representadas en estas intersecciones. Se ha interpretado dos bloques estructurales: norte y sur entre Cocachaca y Omate, que han jugado un rol importante en la preservación de los yacimientos porfíricos.

Figura 11.- Mapa Estructural / Aero magnético del sur peruano. Modificado del Mapa Aero magnético "Mapa de Rocas Ígneas del Sur de Perú" - 2003

## 5. FONDOS GEOQUÍMICOS

Los tipos de rocas tienen una fuerte influencia en el emplazamiento de pórfidos, generalmente estos yacimientos se desarrollan en magmas calcoalcalinos muy fraccionados con potasio medio y altas concentraciones de sílice. Estas condiciones potenciales las tiene el Grupo Toquepala, y los cuerpos intrusivos asociados a la Formación Guaneros.

### Óxidos Mayores

**La Formación Guaneros** está constituida en la parte inferior por secuencias de flujos lávicos, brechas y flujos piroclásticos de composición andesítica a basáltica, la secuencia media de facies de areniscas y limoarcillitas fosilíferas marinas y culminan con flujos piroclásticos de ignimbritas continentales. Químicamente la Formación Guaneros son andesitas basálticas, andesitas y traquiandesitas con promedio de SiO<sub>2</sub> entre 52 y 60% y bajo potasio a excepción de unas facies de ignimbritas soldadas (facies superiores) con alto porcentaje de SiO<sub>2</sub>: 62 a 72%.

**El Grupo Toquepala** está constituido por flujos piroclásticos de composición riolítica a traquidacitas/dacitas intercalado con secuencias sedimentarias continentales. Esta unidad muestra valores de SiO<sub>2</sub> entre 65 y 75% comprendiendo mayormente las dacitas, traquidacitas y riolitas, que se encuentran como flujos piroclásticos (Huaracane) muy soldados (ignimbritas) y restringidos flujos de lavas (Paralauque/Quellaveco).

### Tierras raras (REE) y patrones Spider

**El Grupo Toquepala** muestra espectros cogenéticos entre las diferentes muestras obtenidas de las secuencias inferiores. La anomalía negativa de Eu, puede ser indicativo de fraccionación de plagioclasa durante la evolución de magma. Las razones de La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> para las formaciones **Huaracane y Quellaveco** (asociados a los DPC) se encuentran entre 5 y 15 respectivamente y la relación Eu<sub>n</sub>/Eu\* < 1. Esto sugiere que el **Grupo Toquepala** inferior tenía poca fraccionación de anfíbol y bastante de feldespatos sugiriendo la “poca influencia de agua y bajas condiciones de oxidación” en el sistema. Los **DPC de Chile** para el **Paleoceno** tienen razones La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>: 9-16 y anomalías negativas de Eu, muy similares a **Toquepala** (CAMUS, 2003). **Los espectros de tierras raras (REE)** normalizados al manto primitivo muestran empobrecimiento en Nb, Ti y Ni (< 30 ppm) y altas concentraciones de Pb, Rb (100-200 ppm) y Sr (200-500 ppm). **Los cuerpos subvolcánicos asociados a la Formación Guaneros**, muestran buena fraccionación y linealidad entre las muestras. Las relaciones La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> se encuentran entre 12 y 22. Una comparación con los grandes yacimientos de **Chile**, de edad **Eocena-Miocena**, muestran razones La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> entre 10-30 para los intrusivos asociados a los DPC, y Eu<sub>n</sub>/Eu\* entre 0.9 - 1.2, (ver Figura 13) esto se interpreta como magmas “altamente hidratados y fuerte oxidación”<sup>5</sup> (véase RICHARDS, 1999., RICHARDS et al., 2001). En la Figura 14, se observa que no hay anomalías de Eu marcadas y de Dy a Lu (HREE) los espectros son paralelos, esto nos indica que no hay en el residuo la presencia de granate, y los espectros de La a Sm presentan una pendiente pronunciada esto nos indica que los LREE se van del líquido y se meten en la cristalización de los minerales como plagioclasa.

La alta fraccionación de los magmas parentales evolucionaron desde condiciones con presión intermedia (1 Gpa?), con generación de anfíbol hasta condiciones de altas presiones (> 1.5 Gpa) y dominada por granate. Este cambio de condiciones libero agua, con lo cual se formaron magmas más hidratados capaces de transportar a los metales base más eficientemente y a niveles de corteza superior. Por ultimo estos magmas se emplazaron como posibles pórfidos de cobre, molibdeno y oro.

Los yacimientos porfíricos del sur del **Perú** se encuentran condicionados a la fertilidad del magmatismo que los origina. Diversos arcos magmáticos han sido definidos (PITCHER et al., 1985; MARTÍNEZ et al., 2006; MAMANI et al., 2010) y su evolución en el tiempo ha sido analizada con las diversas herramientas disponibles (geofísica, litogeoquímica, geocronología, controles estructurales, entre otras). Para las fajas magmáticas Jurásicas-Cretáceas, Paleógenas y Miocenas identificamos metalotectos ígneos regionales en base a las Superunidades intrusivas del Batolito de la Costa definidas por PITCHER et al. 1985 y para las **Formaciones Chocolate**, definida por JENKS, 1948; la **Formación Guaneros** definida por BELLIDO, 1979, las Formaciones del **Grupo Toquepala**

<sup>5</sup> Según CAMUS (2003), para edades Eocena-Oligocena: La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>: 23-30, y Miocena-Pliocena, La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> : 31-42. sin anomalías negativas de Eu.

redefinidas por MARTÍNEZ y ZULOAGA (2000) y el volcanismo miocénico representado por el **Grupo Tacaza**, y evaluamos el potencial generador de yacimientos que presentan a nivel regional a comparación del resto. Mediante el empleo de la litogeoquímica de rocas ígneas y los diagramas de Tierras Raras (Rare Earth Elements-REE) así como de los diagramas Spider, caracterizamos las principales unidades ígneas regionales a partir de datos recopilados de diversas fuentes tales como el Proyecto GR1: Estudio de arcos magmáticos Mesozoicos-Cenozoicos Sur de Perú (2005); MARTÍNEZ *et al.* (2006), BOEKHOUT (2012), Atlas Litogeoquímico del Perú-INGEMMET, así como muestras representativas tomadas por el presente proyecto. Se indican la cantidad de muestras empleadas para la elaboración de las franjas.

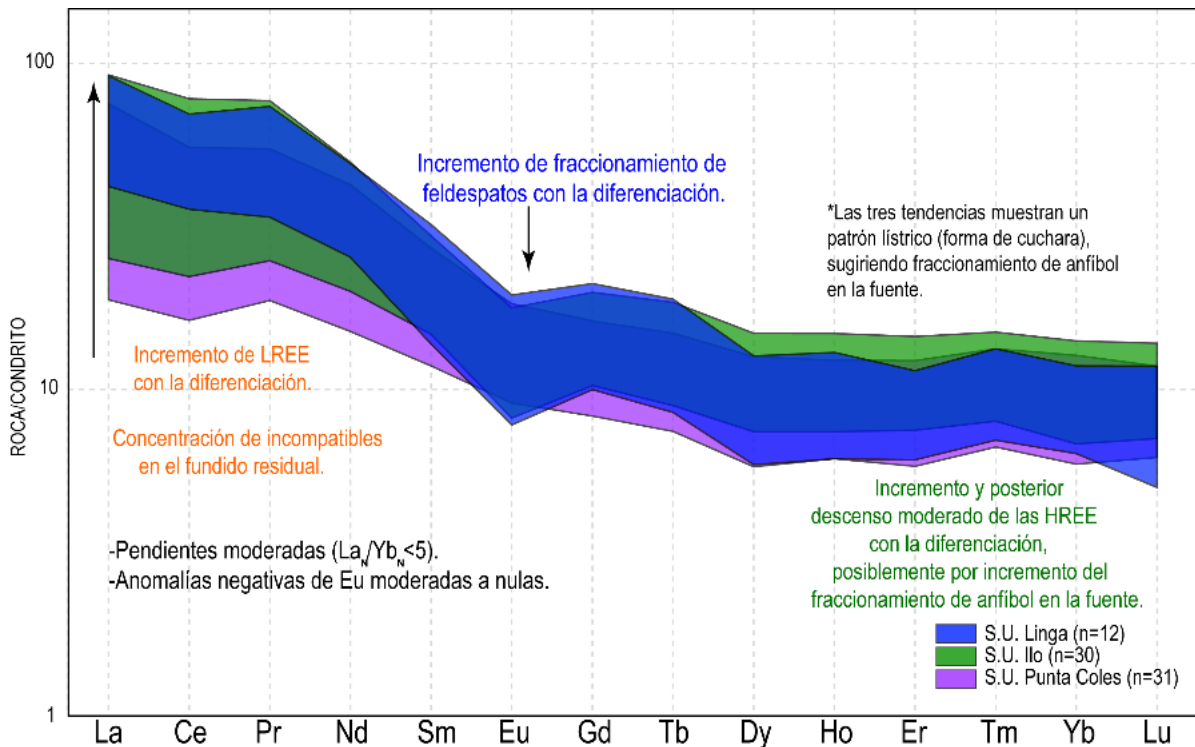


Figura 12. Diagrama REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin *et al.* (1968) para las Superunidades Punta Coles, Ilo y Linga. Se indican las características más resaltantes tales como incremento de LREE con la diferenciación, patrón lítrico (forma de cuchara) e incremento de fraccionamiento de feldespatos con la diferenciación.



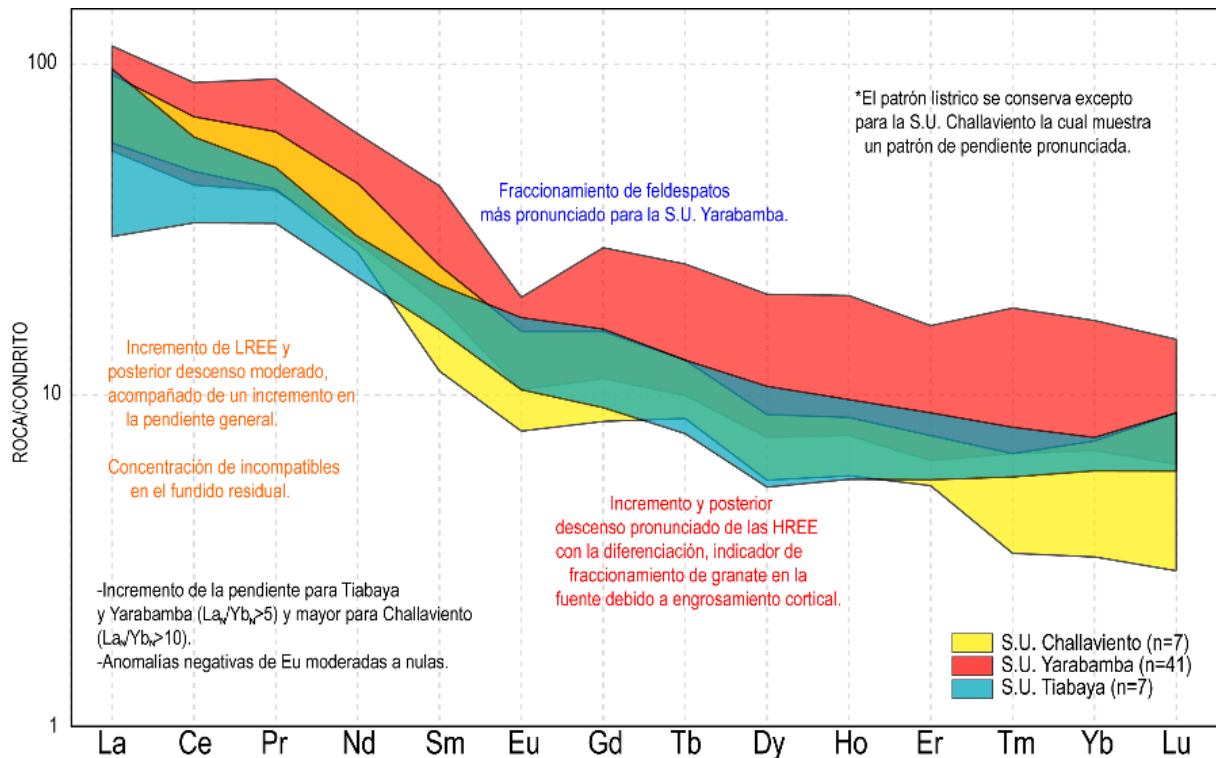


Figura 13.- Diagrama REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin et al. (1968) para las Superunidades Tiabaya, Yarabamba, Challaviento. Se observa el mayor incremento de LREE conforme aumenta la diferenciación. El fraccionamiento de feldespatos es más pronunciado para la Superunidad Yarabamba, sugiriendo mayor permanencia en la corteza superior y estabilidad para el fraccionamiento respecto a las demás unidades. El patrón general se encuentra sobre el resto de Superunidades, indicando un mayor enriquecimiento general respecto al resto.

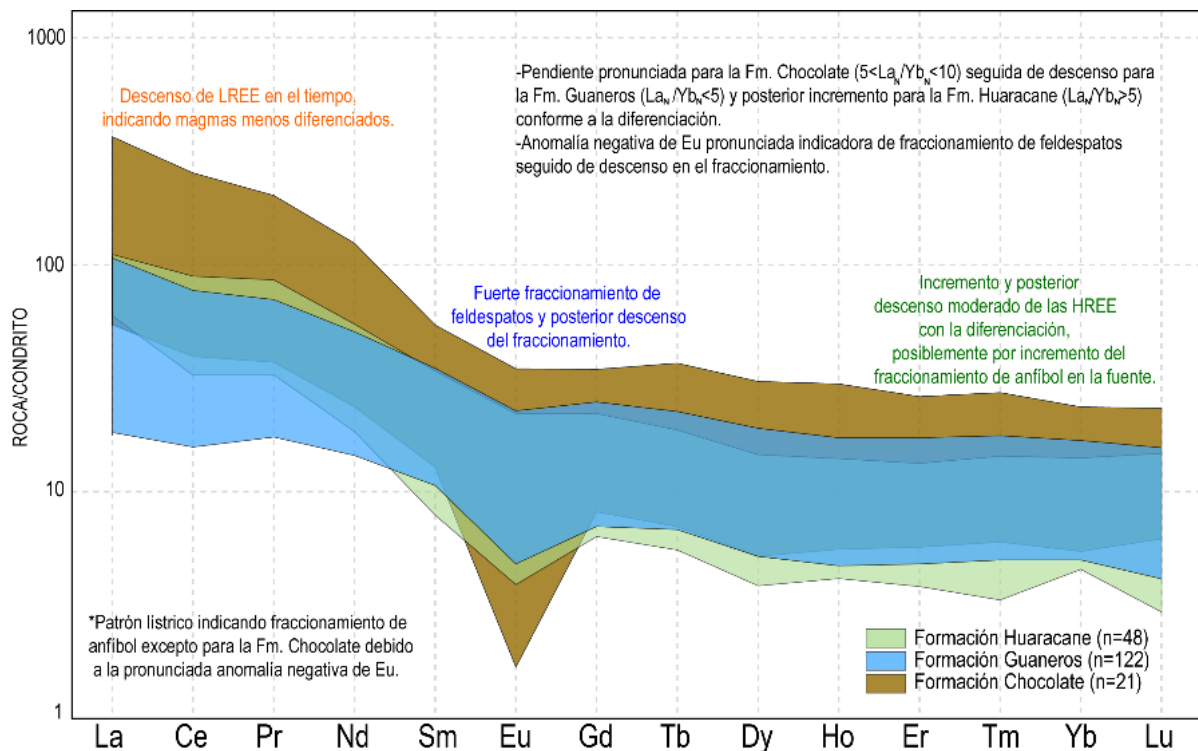


Figura 14. Diagrama REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin et al. (1968) para los volcánicos Chocolate, Guaneros y Huaracane (Grupo Toquepala inferior). Se observa claramente un descenso del fraccionamiento de la Formación Guaneros respecto a la Formación Chocolate. La Formación Huaracane muestra mayor pendiente que la Formación Guaneros del Jurásico inferior tal como se indica en el gráfico.



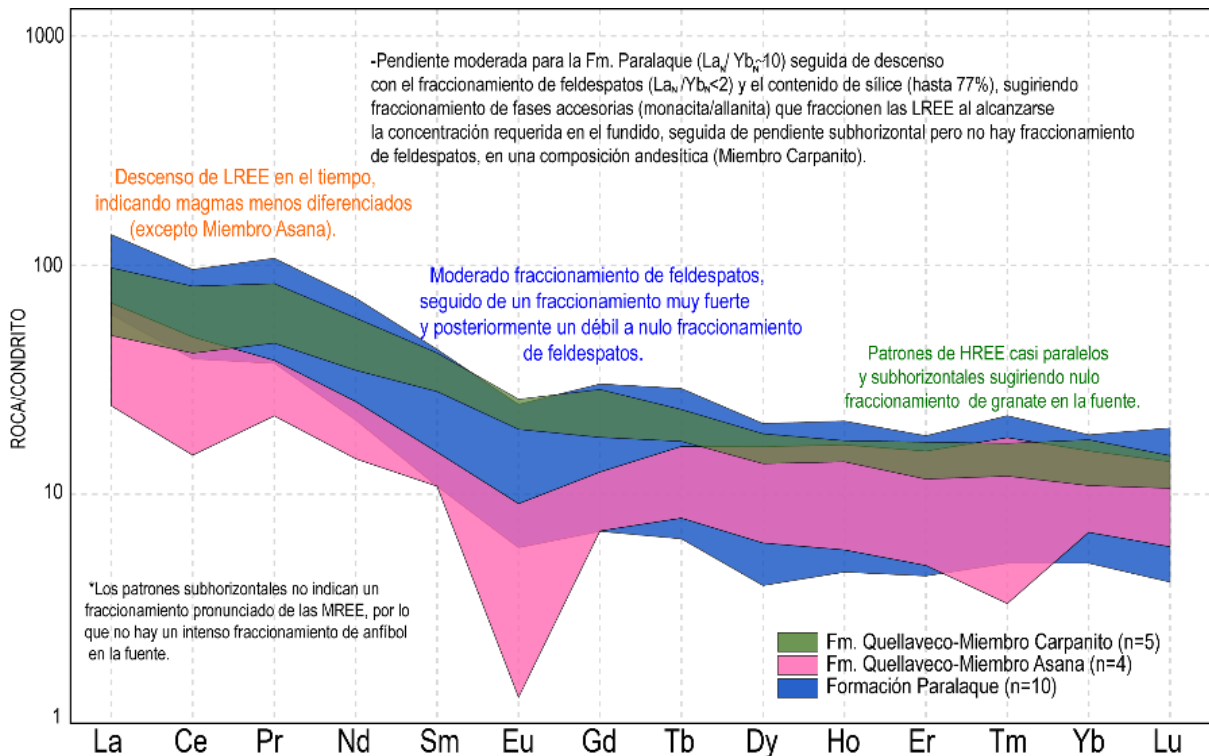


Figura 15.- Diagrama REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin et al. (1968) para los volcánicos Paralaque, y Grupo Toquepala superior (Formación Quellaveco, Miembros Asana y Carpanito). La Formación Paralaque muestra una pendiente similar a la Formación Huaracane, aunque fraccionamiento de feldespatos ligeramente menor. Para el Grupo Toquepala superior se observa un fuerte fraccionamiento de feldespatos como se indica en el gráfico, seguido de una pendiente suave y débil fraccionamiento de feldespatos.

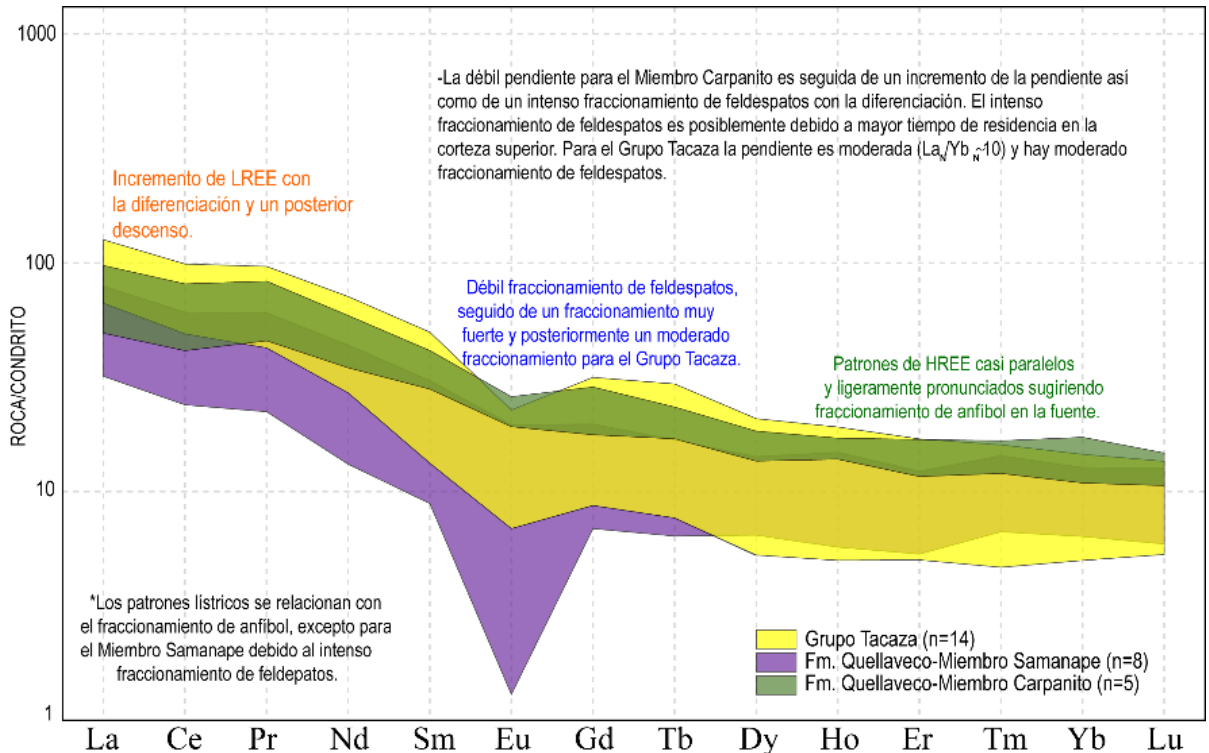


Figura 16.- Diagrama REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin et al. (1968) para los volcánicos Carpanito, Samanape (Grupo Toquepala superior-Formación Quellaveco), así como para el volcánico Miocénico Tacaza. Para el Miembro Samanape observamos nuevamente un fuerte fraccionamiento de feldespatos similar al Miembro Asana, pero sin el empobrecimiento pronunciado de LREE. Para el Grupo Tacaza observamos una pendiente moderada y moderado fraccionamiento de plagioclasas.

De los diagramas REE, podemos sintetizar: Marcada diferencia entre el volcanismo **Chocolate** (arco en el margen occidental de la cordillera andina de edad Pérmica Superior?-Jurásica inferior) y el volcanismo **Guaneros** posterior

(arco costero de edad Jurásica inferior), representada por la pendiente  $La_N/Yb_N$  comprendida entre 5 y 10 (**Formación Chocolate**) y anomalía negativa de Europio pronunciada, en contraste con el posterior descenso de la pendiente de  $La_N/Yb_N$  a valores menores a 5 (**Formación Guaneros**) así como menor fraccionamiento de feldespatos (Figura 14). El plutonismo Jurásico en la costa representado por la Superunidad **Punta Coles** muestra pendientes moderadas ( $La_N/Yb_N$  menor a 5) y anomalía de Eu débil (Figura 13), por lo que muestra una relación espacial, geocronológica y geoquímica con el volcanismo **Guaneros**, siendo este último lavas correspondientes al mismo magmatismo en una relación cámara magmática-volcanismo efusivo.

Posteriormente tenemos el plutonismo de la **Superunidad Ilo** en la costa, de edad Cretácica inferior, mostrando mayor enriquecimiento y diferenciación que la **Superunidad Punta Coles**, seguido del plutonismo de la **Superunidad Linga** en el margen occidental de la cordillera andina mostrando mayor pendiente del patrón de Tierras Raras así como una moderada anomalía negativa de Eu. Se inicia el volcanismo Toquepala, iniciando con las secuencias de tobas riolíticas de la Formación Huaracane de edad Cretácica superior en el margen occidental de la cordillera andina, mostrando mayor pendiente del patrón de Tierras Raras y mayor fraccionamiento de feldespatos respecto al volcanismo costero del Jurásico superior correspondiente a la **Formación Guaneros**, así como el plutonismo de la **Superunidad Tiabaya** (Figura 15) mostrando una pendiente más pronunciada del patrón de Tierras Raras y una débil anomalía de Eu seguido del plutonismo de la **Superunidad Yarabamba**, importante metalotecto regional que alberga a la mayoría de los pórfidos del sur del Perú, el cual muestra un marcado enriquecimiento respecto al condrito en contraste con el resto de Superunidades que conforman el Batolito de la Costa, sumado a una moderada anomalía de Eu, indicador de fraccionamiento de feldespatos, lo que se da en la corteza superior. La Formación Paralaque (Figura 16), del Grupo Toquepala inferior, muestra un patrón similar a la **Formación Huaracane** mientras que, el **Miembro Asana** de la **Formación Quellaveco (Grupo Toquepala Superior)**, muestra una fuerte anomalía negativa de Eu, indicando esto que proviene de un magma muy diferenciado en la corteza superior. La anomalía negativa de Eu se hace más pronunciada a medida que se asciende en la secuencia, siendo este hecho observado también para el **volcanismo Chocolate (MARCHENA, 2017)**. El enriquecimiento de LREE para este miembro riolítico aumenta hasta descender fuertemente hasta ser subparalelo al ratio condritico, presumiblemente por haberse alcanzado la saturación necesaria en LREE para el fraccionamiento de monacita/allanita (MILLER y MITTFELDT, 1982) o posiblemente debido a provenir de diferenciación de magmatismo intermedio en corteza muy delgada, en un contexto de adelgazamiento, como ha sido observado por BURKART y SELF (1985), DEERING *et al.* (2011). Continúa el volcanismo andesítico del **Miembro Carpanito** el cual muestra un patrón subparalelo al ratio condritico y con una anomalía muy débil de Eu, ambos indicadores de poco tiempo de residencia en la corteza superior, sugiriendo esto el ascenso de estas lavas poco diferenciadas probablemente debido al sistema de fallas que controlaría posteriormente el emplazamiento del cluster de pórfidos **Cuajone, Quellaveco, Toquepala**, reforzando esta hipótesis a la anterior mencionada de un fallamiento relativo a adelgazamiento por el control estructural local. Continúa el volcanismo del Miembro Samanape, evidentemente más fraccionado que el **Miembro Carpanito** (Figura 16) pero aún con una fuerte anomalía de Eu, indicando similarmente que para el caso de Asana, la proveniencia de fraccionamiento de un reservorio magmático en la corteza superior. Es destacable el hecho de la anomalía de Eu presente principalmente para la **Formación Quellaveco (Grupo Toquepala superior)** en patrones a veces similares al ratio condritico (muestras con anomalía de Eu negativa pronunciada y de  $SiO_2$  de 77% del **Miembro Asana**) en contraste con los patrones para el magmatismo Jurásico costero **Punta Coles-Guaneros**, el cual también presentaba ratios subparalelos al condritico pero sin la marcada anomalía de Eu de la **Formación Quellaveco**, siendo entonces la anomalía de Eu un marcador destacable de tiempo prolongado de residencia en reservorios de la corteza superior, de fraccionamiento ocurrido en la corteza superior o ambos. La anomalía negativa de Eu se correlaciona con magmas reducidos (debido a la facilidad de la especie reducida, el  $Eu^{2+}$ , para ser captada por las plagioclasas, especialmente las cálcicas, por la sustitución con el  $Ca^{2+}$ ) hecho que fue observado por DRAKE y WEILL (1975) al señalar el incremento del coeficiente de partición del Eu en plagioclasas a medida que se disminuye la  $fO_2$ , y el fraccionamiento de plagioclasas se correlaciona con condiciones anhidras ya que magmas hidratados tienden a suprimir el fraccionamiento de plagioclasas (RICHARDS y KERRICH, 2007). De aquí el hecho que la anomalía negativa de Eu se correlacione con magmas relativamente secos y reducidos.

Para los diagramas Spider normalizados al condrito de Thompson (1982), tenemos:

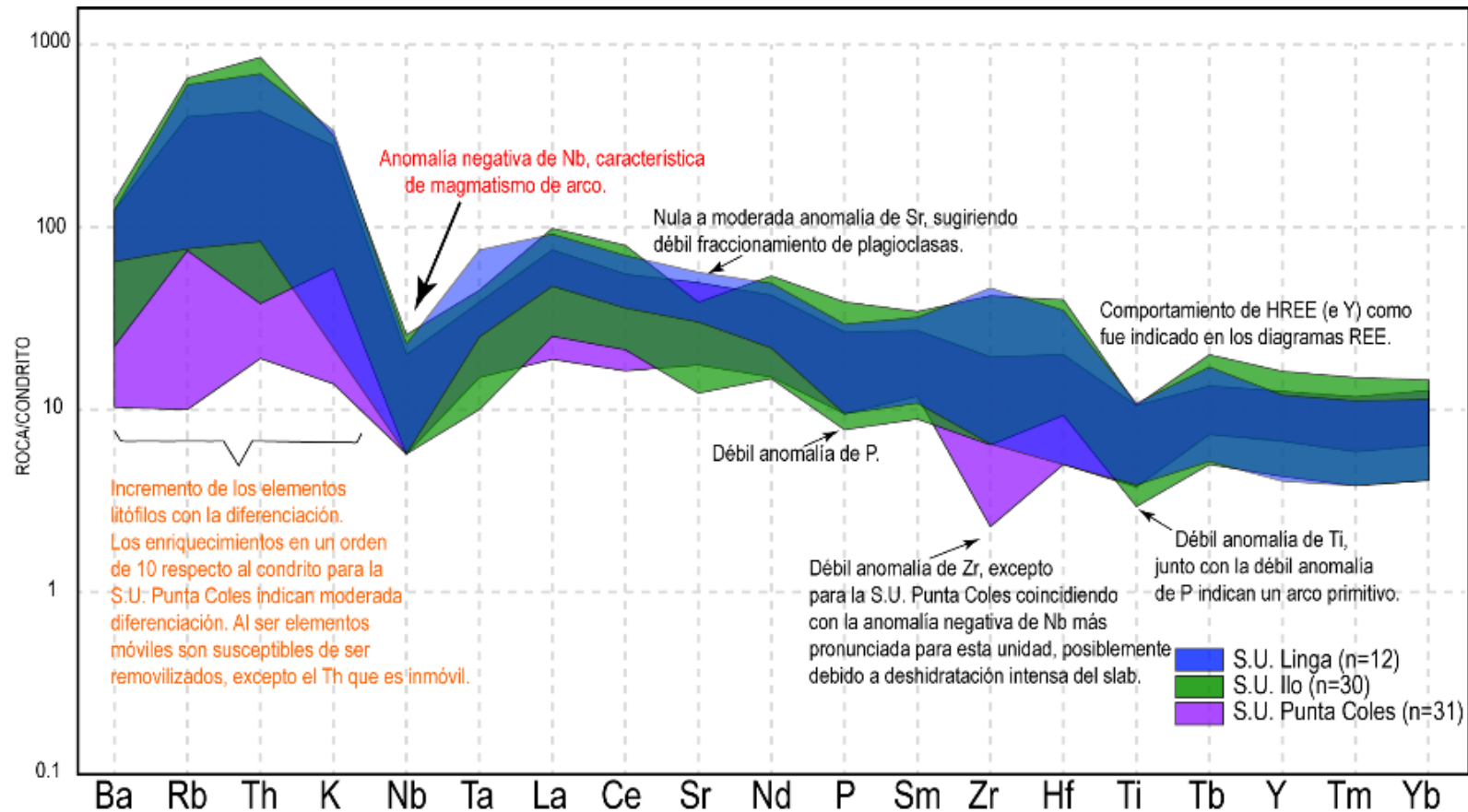


Figura 17.- Diagrama Spider normalizado al condrito de Thompson (1982) excepto el Rb, K y P-manto primitivo, para las Superunidades Punta Coles, Ilo y Linga. Se observa el incremento en Litófilos con el tiempo, distinguiéndose Punta Coles de Ilo, así como en la anomalía negativa de Zr, la cual puede deberse al enriquecimiento preferencial de la cuña astenosférica en los demás elementos debido al carácter inmóvil del Nb y Zr, haciendo que los fundidos que provengan de dicha cuña estén de por sí empobrecidos en estos elementos inmóviles en el contexto de deshidratación del slab. El Sr débil es indicador de fraccionamiento de feldspatos similarmente que el caso del Eu, pero el Sr es fraccionado específicamente por las plagioclasas, mientras que el Eu puede ser fraccionado por feldspatos en general. Las débiles anomalías de P, Ti y en general de Zr-Hf indican un arco primitivo.

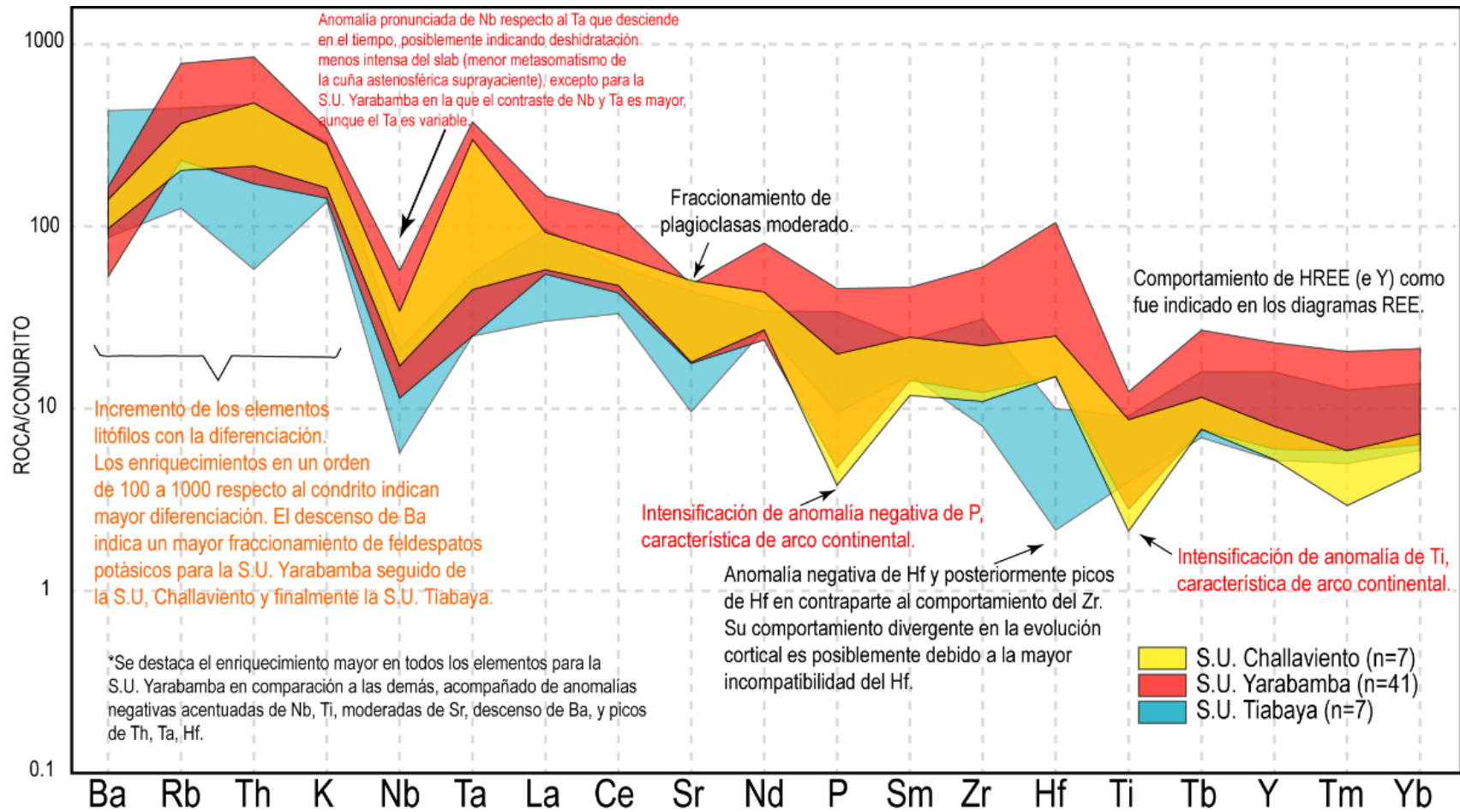


Figura 18.- Diagrama Spider normalizado al condrito de Thompson (1982) excepto el Rb, K y P-manto primitivo, para las Superunidades Tiabaya, Yarabamba y Challaviento. El enriquecimiento de Litófilos respecto al condrito es 10 veces superior al del magmatismo Punta Coles, indicando mayor diferenciación. El Ba, influenciado por los feldespatos potásicos, se ve marcadamente empobrecido para las Superunidades Yarabamba y Challaviento, indicando que se fracciona feldespato potásico en estos intrusivos, en contraste con la Superunidad Tiabaya la cual no fracciona fuertemente feldespatos potásicos pero sí plagioclasas, por lo que indica el valle en Sr. Las anomalías de Nb, P, Hf, Ti más pronunciadas son indicadores de evolución de la subducción hacia características marcadamente de arco continental.

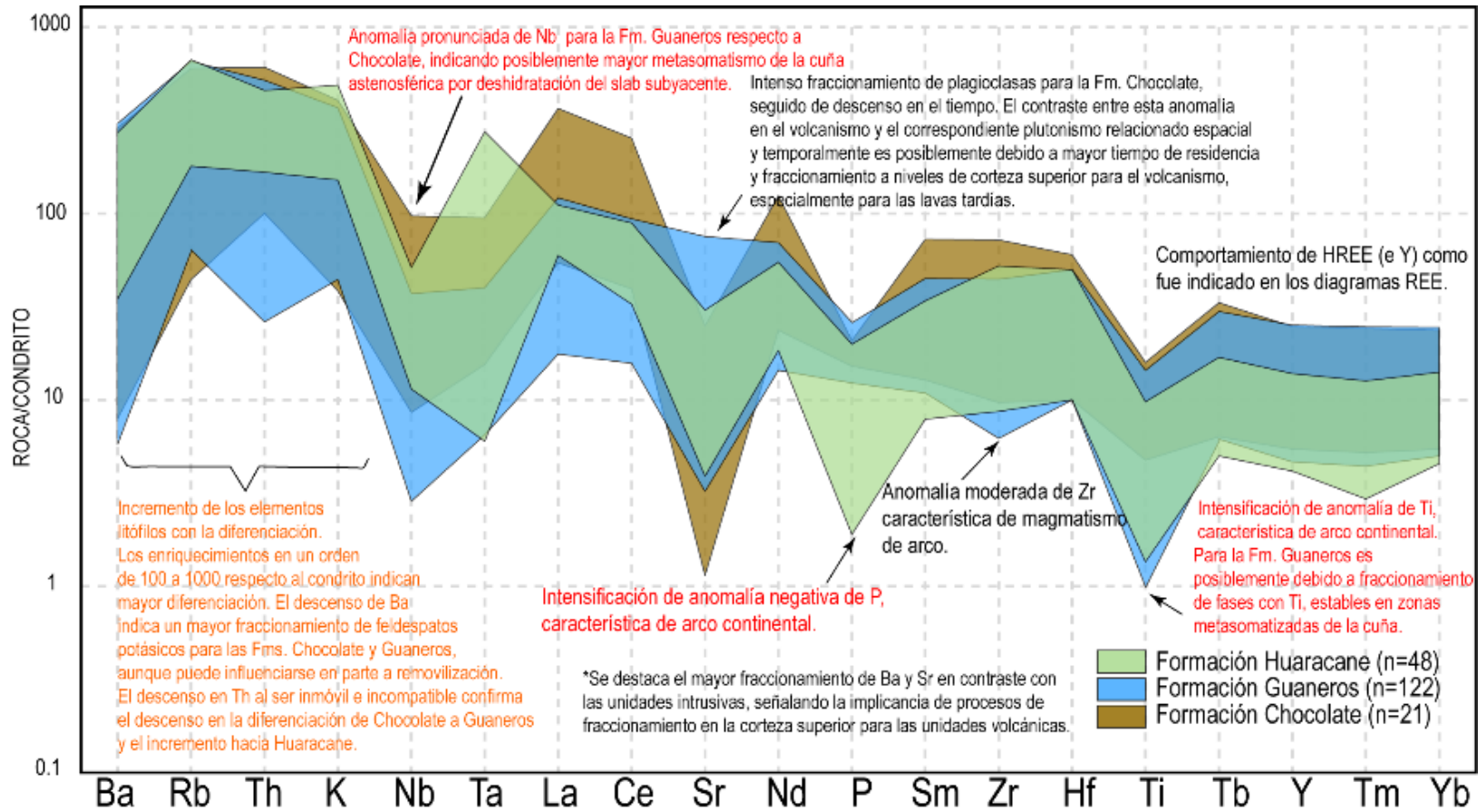


Figura 19.- Diagrama Spider normalizado al condrito de Thompson (1982) excepto el Rb, K y P-manto primitivo, para los volcánicos Chocolate, Guaneros y Huaracane (Grupo Toquepala inferior). Las diferencias más marcadas respecto a las unidades intrusivas es reflejo de la intensificación de los eventos AFC que experimenta el volcanismo en su ascenso a través de la corteza. El Th, elemento fuertemente incompatible, se encuentra menos concentrado en la Formación Guaneros respecto a la Formación Chocolate, indicando que la Formación Chocolate presenta mayor diferenciación. El Nb<sub>N</sub> menor para la Formación Guaneros respecto a la Formación Chocolate indica que la primera proviene de fusión de una cuña mantélica más metasomatizada por la deshidratación del slab y por ende más hidratada. Las anomalías características de arco continental se intensifican para la Formación Huaracane. El Ti<sub>N</sub> bajo para la Formación Guaneros, siendo esta característica normalmente interpretada como característica de arco continental evolucionado, puede deberse al fraccionamiento de fases minerales con Ti, de las cuales las predominantes no son estables en la cuña peridotítica pero son estables en zonas metasomatizadas de la cuña.



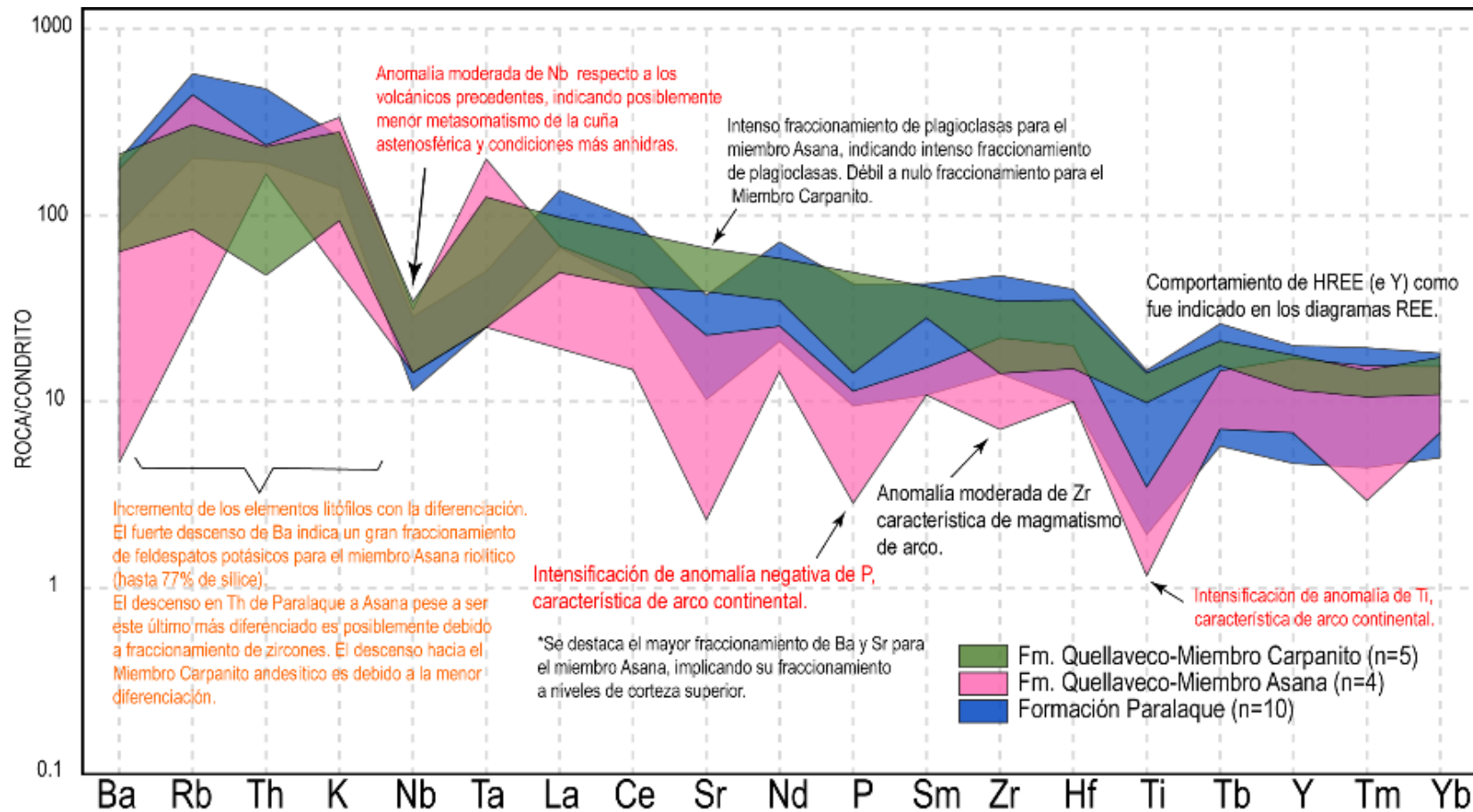


Figura 20.- Diagrama Spider normalizado al condrito de Thompson (1982) excepto el Rb, K y P-manto primitivo, para los volcánicos Paralaque (Grupo Toquepala inferior) y la Formación Quellaveco-Miembros Asana y Carpanito (Grupo Toquepala superior). La Formación Paralaque muestra similar comportamiento respecto a la Formación Huaracane, sin embargo el patrón es más acotado que el anterior, por lo que marca un ligero rejuvenecimiento en el volcanismo. Para la Formación Quellaveco-Miembro Asana (Grupo Toquepala superior) ocurren diferencias muy marcadas, entre las que destacan el fuerte fraccionamiento de Ba, consecuencia de fraccionamiento de feldespatos potásicos en la corteza superior. Otros indicadores de fraccionamiento en la corteza superior son la fuerte anomalía de Sr, la que indica que proviene de un magma que fraccionó abundantes plagioclasas, la anomalía más pronunciada de Ti, P características de arco continental evolucionado. El descenso en La, Ce fue evaluado en el diagrama REE. También ocurre un marcado descenso general del patrón, incluso superior al mostrado por el posterior Miembro Carpanito, el cual no proviene de fraccionamiento de plagioclasas ni feldespatos potásicos marcadamente, marcando esto su carácter primitivo.

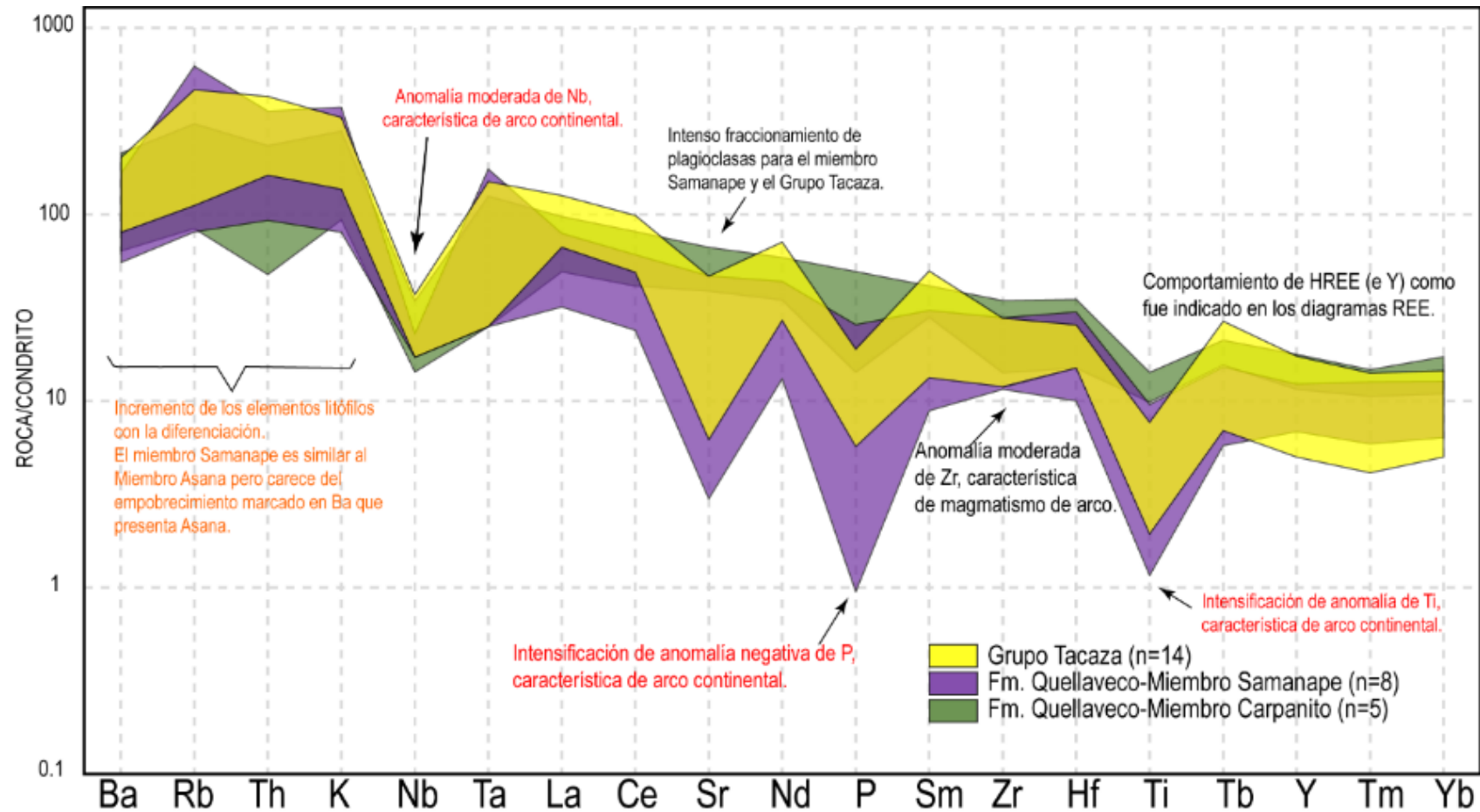


Figura 21.- Diagrama Spider normalizado al condrito de [Thompson \(1982\)](#) excepto el Rb, K y P-manto primitivo, para los volcánicos Carpanito, Samanape (Formación Quellaveco-Grupo Toquepala superior) y para el Grupo Tacaza de edad Miocénica. Para el Miembro Samanape observamos evolución del magmatismo respecto a Carpanito, hacia características de arco continental, sin embargo podemos observar características similares a Ašana, así como un patrón empobrecido respecto al Miembro Carpanito. Para el Grupo Tacaza observamos en comparación con las facies terminales del Grupo Toquepala, un patrón igualmente no muy enriquecido, excepto en REE en los que se separan las LREE positivamente y las HREE negativamente, pero sí diferenciado.

Los diagramas Spider al exhibir mayor cantidad de elementos de comportamientos distintos en comparación al grupo coherente de las REE, nos permiten observar otros patrones que caracterizar a uno o varios eventos petrogenéticos.

Para el Jurásico observamos que para la **Superunidad Punta Coles** (Figura 18) tenemos unos valores más bajos en Litófilos respecto al resto de superunidades, resaltando ello su carácter primitivo. La anomalía negativa de Zr, incompatible e inmóvil, así como la de Nb, se da por enriquecimiento preferencial de la cuña astenosférica en los demás elementos debido al carácter inmóvil de estos HFSE (TATSUMI y EGGINS, 1995), es por ello que los fundidos que provengan de dicha cuña metasomatizada y enriquecida en los demás elementos se encontrarán empobrecidos en estos elementos inmóviles (Nb, Zr, Hf) durante la deshidratación del slab (RUDNICK, 2005).

El Sr indica fraccionamiento de plagioclasas, similarmente que para el Eu, salvo que el Eu se relaciona con fraccionamiento de feldespatos en general. Observamos un débil fraccionamiento de Sr, lo que indica que no hubo fraccionamiento significativo en la corteza superior. Debido a que las anomalías de P, Ti y Zr-Hf en general son débiles, son indicativas de subducción en un arco primitivo. Para los volcánicos observamos patrones más marcados respecto a los patrones de unidades intrusivas, siendo estas diferencias marcadas reflejo de intensificación de los eventos AFC que experimenta el volcanismo en su ascenso a través de la corteza.

Entre el **volcánico Chocolate y Guaneros** (Figura 21) se observan diferencias tales como el  $Th_N$  el cual se encuentra menos enriquecido en la **Formación Guaneros**, indicando esto mayor diferenciación para la **Formación Chocolate**. Para el parámetro de  $Nb_N$ , menor para la **Formación Guaneros** que para la **Formación Chocolate**, es indicativo de mayor hidratación de la cuña astenosférica, haciendo que los magmas derivados de ella tales como la **Formación Guaneros** y la **Superunidad Punta Coles** se encuentren más hidratados.

El  $Nb_N$  menor para la **Formación Guaneros** respecto a la **Formación Chocolate** indica que la primera proviene de fusión de una cuña mantélica más metasomatizada por la deshidratación del slab y por ende más hidratada. El  $Ti_N$  bajo para la **Formación Guaneros**, siendo esta característica normalmente interpretada como característica de arco continental evolucionado, puede deberse al fraccionamiento de fases minerales con Ti, de las cuales las predominantes no son estables en la cuña peridotítica (GREEN y PEARSON, 1986; RYERSON y WATSON, 1987; WOODHEAD *et al*, pero son estables en zonas metasomatizadas de la cuña; RINGWOOD, 1990).

Las LREE son un contraste entre la **Superunidad Punta Coles** y la **Superunidad Ilo**, siendo analizado esto en el diagrama REE (LREE más diferenciadas respecto al condrito para la **Superunidad Ilo**). A su vez, las HREE se encuentran ligeramente empobrecidas para la **Superunidad Ilo** respecto a **Punta Coles** y los elementos Litófilos también se encuentran enriquecidos para la Superunidad Ilo, distinguiéndose claramente por estos parámetros como una unidad más diferenciada que **Punta Coles**.

La **Superunidad Linga** muestra una firma similar a Ilo pero más enriquecida en LREE, Litófilos y menor fraccionamiento de feldespatos y plagioclasas, así como una anomalía negativa pronunciada de  $Nb_N$ , sugiriendo mayor metasomatismo de la cuña astenosférica.

Se inicia el **volcanismo Toquepala** y las anomalías características de arco continental se intensifican para la **Formación Huaracane** (Grupo Toquepala inferior) con débiles anomalías de Nb-Ta, Zr-Hf sugiriendo provenir de magmatismo de una cuña astenosférica no muy hidratada, pero exhibiendo los demás rasgos típicos de arco continental de subducción tales como anomalía negativa pronunciada de P y Ti. También muestra un empobrecimiento moderado en HREE y enriquecimiento de LREE signo de diferenciación acompañada del engrosamiento cortical. Se muestra mayor fraccionamiento de Ba y Sr, sugiriendo la evolución del magmatismo en reservorios de la corteza superior.

El plutonismo de la **Superunidad Tiabaya** (Figura 19) muestra poco fraccionamiento de Ba pero anomalías negativas pronunciadas de  $Nb_N$  y  $Zr_N$ , sugiriendo deshidratación pronunciada del slab subductante. Muestra también un ratio  $Nb_N/Ta_N$  bajo, por lo que es un metalotecto regional así como **Yarabamba**, el cual muestra mayor enriquecimiento en general de todos los elementos respecto al condrito respecto al resto de superunidades, pero con mayor fraccionamiento de  $Ba_N$ , señal de fraccionamiento en la corteza superior. Muestra un marcado contraste en  $Nb_N$  y  $Ta_N$  sugiriendo procesos de hidratación intensos de la cuña astenosférica y posterior fraccionamiento de  $Ta_N$ .

La **Formación Paralaque** (Figura 21) muestra similar comportamiento respecto a la **Formación Huaracane**, sin embargo el patrón es más acotado que el anterior, por lo que marca un ligero rejuvenecimiento en el volcanismo. Para el **Miembro Asana (Grupo Toquepala superior)** se observan marcadas diferencias respecto al volcanismo precedente. Estas tobas riolíticas tienen hasta 77% de  $SiO_2$ . Sin embargo, se observa un descenso general del



patrón, inclusive mayor al posterior **Miembro Carpanito** de composición más primitiva, lo que indica que no solamente hubo fraccionamiento de monacita/allanita para empobrecer las LREE, sino que esta riolita probablemente proviene de fraccionamiento de un reservorio de magmatismo intermedio en la corteza superior y menos diferenciado por estar menos enriquecido respecto al manto debido a adelgazamiento litosférico ocurrido por un control local de sistemas de fallas en el entorno de los DPC, debido a que esta riolita así como el **Miembro Carpanito** andesítico también de un patrón primitivo se encuentran geográficamente en la misma ubicación espacial.

Continúa el volcanismo del **Miembro Carpanito**, lavas andesíticas gris oscuras (MARTÍNEZ y ZULOAGA, 2002), en las que se observa un patrón subparalelo al condrito, de baja pendiente pero más enriquecido que el **Miembro Asana**, con menores rasgos de magmatismo de arco salvo la anomalía negativa de Nb, sugiriendo todo esto proveniencia de una fuente profunda poco fraccionada pero enriquecida respecto al condrito, posiblemente por ascenso a través de un sistema de fallas en el contexto de corteza delgada distensivo así como se expresó para el **Miembro Asana** como sugiere su geoquímica. Posteriormente tenemos para el Miembro Samanape un patrón similar a Asana pero sin el marcado fraccionamiento de Ba. Para la **Superunidad Challaviento** observamos un patrón paralelo a **Yarabamba** pero menos enriquecido y marcadamente empobrecido en HREE, sugiriendo la presencia de granate en la fuente. El **Grupo Tacaza** (Figura 22) muestra una firma diferenciada pero moderadamente fraccionada en comparación con el fuerte fraccionamiento de HREE la **Superunidad Challaviento**.

En base a las unidades regionales identificadas con mayor potencial fértil para DPC en base a las franjas REE y Spider, se tomaron la Superunidad Punta Coles, Superunidad Yarabamba y Grupo Tacaza (en ausencia de plutonismo Miocénico) como magmatismos generadores (parentales) de pórfidos de Cu (-Mo, Au), como en el caso de **Tía María, La Tapada, Los Calatos, Cuajone, Quellaveco, Toquepala, Chipispaya**. Se discriminó aquellas muestras que se encontraban en el mismo yacimiento y en el entorno inmediato, del resto de muestras de la unidad parental, con el objetivo de tener la apreciación espacial de la variación del magmatismo en torno a la generación de estos depósitos. Se compararon inicialmente los diagramas REE y Spider como se muestra a continuación:

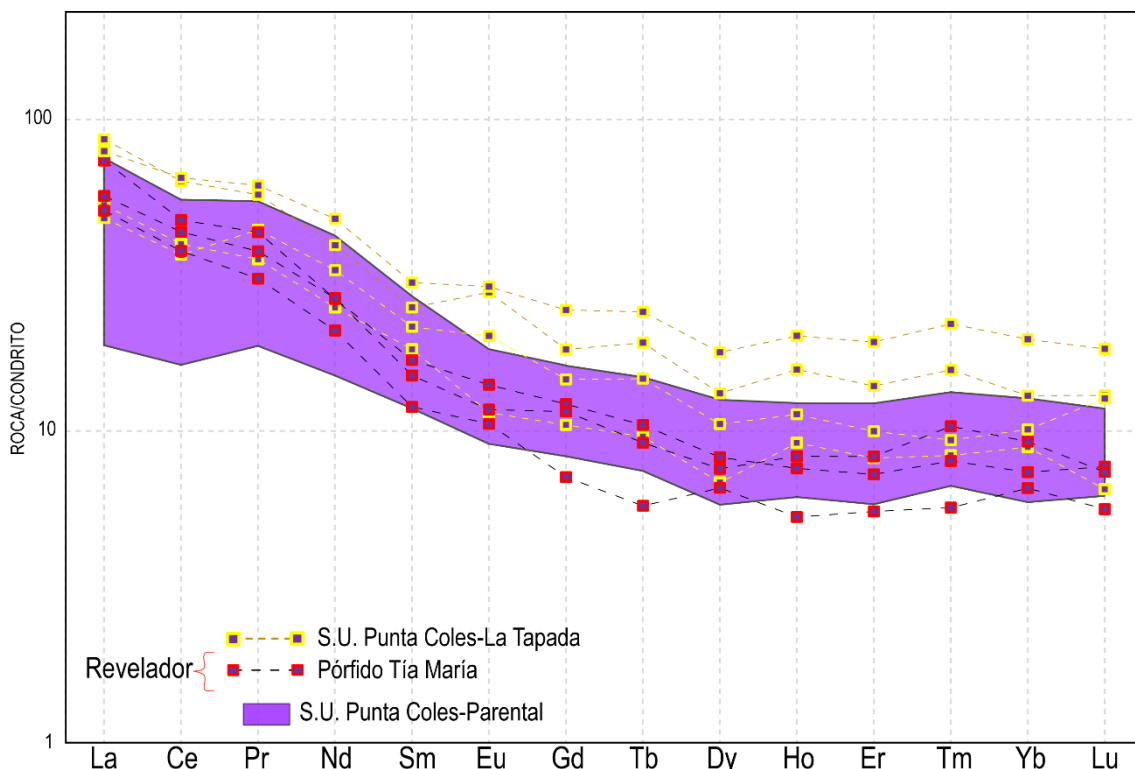


Figura 22.- Diagrama REE para la Superunidad Punta Coles regional (parental) y para muestras de la Superunidad Punta Coles en el pórfido La Tapada, así como para los pórfidos reveladores de Tía María.

Observamos de la Figura 22 que para el pórfido **Tía María** los patrones se encuentran un poco más pronunciados que el intrusivo parental regional-la Superunidad Punta Coles, indicando mayor diferenciación para estos pórfidos. No se observa anomalía negativa de Eu, por lo que no ha habido significativa diferenciación en la corteza superior. Las Tierras Raras Intermedias (Middle Rare Earth Elements-MREE) se encuentran empobrecidas, siendo esto indicador de fraccionamiento de anfíbol en la fuente, el cual es más pronunciado para estos pórfidos respecto al intrusivo regional. Para las muestras de la **Superunidad Punta Coles** en **La Tapada**, observamos menor diferenciación y un patrón más primitivo que para los pórfidos de Tía María y que para el intrusivo regional, pero con un mayor enriquecimiento respecto al condrito. Los patrones que tienden a ser subhorizontales pero con un patrón general lístrico y con empobrecimiento en MREE indican fraccionamiento y fusión de anfíbol en la fuente. La ausencia de empobrecimiento en HREE indica que este sistema se desarrolló en una corteza delgada a moderadamente gruesa, controlada principalmente por el fraccionamiento y fusión de anfíbol.

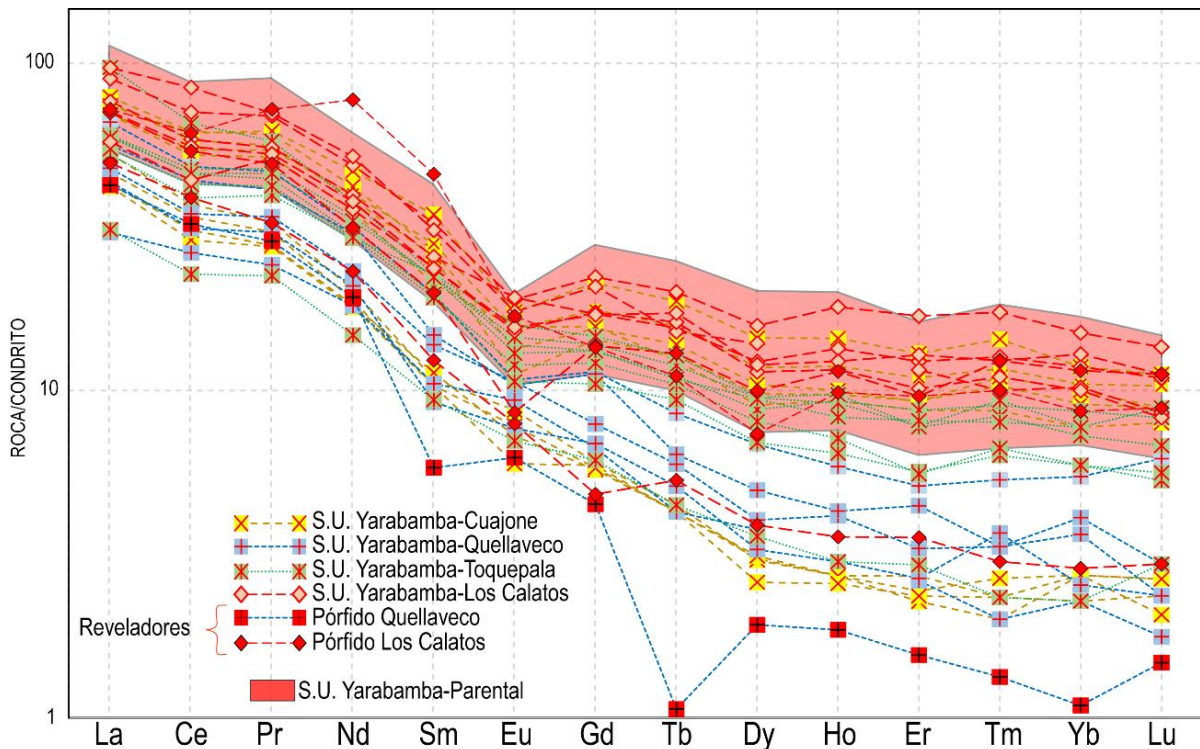


Figura 23.- Diagrama REE para la Superunidad Yarabamba regional (parental) y para las muestras de la Superunidad Yarabamba en el entorno inmediato y en los pórfidos de Los Calatos, Cuajone, Quellaveco, Toquepala, así como para los reveladores.

Observamos de la Figura 23 marcado empobrecimiento de HREE para las muestras de **Yarabamba** en el entorno inmediato y en los yacimientos, siendo marcadamente bajos para **Cuajone y Quellaveco**, seguidos de **Toquepala y Los Calatos**. Este empobrecimiento en HREE sugiere masivo fraccionamiento de granate en la fuente, posiblemente por buscar la estabilidad hacia una zona de corteza más engrosada

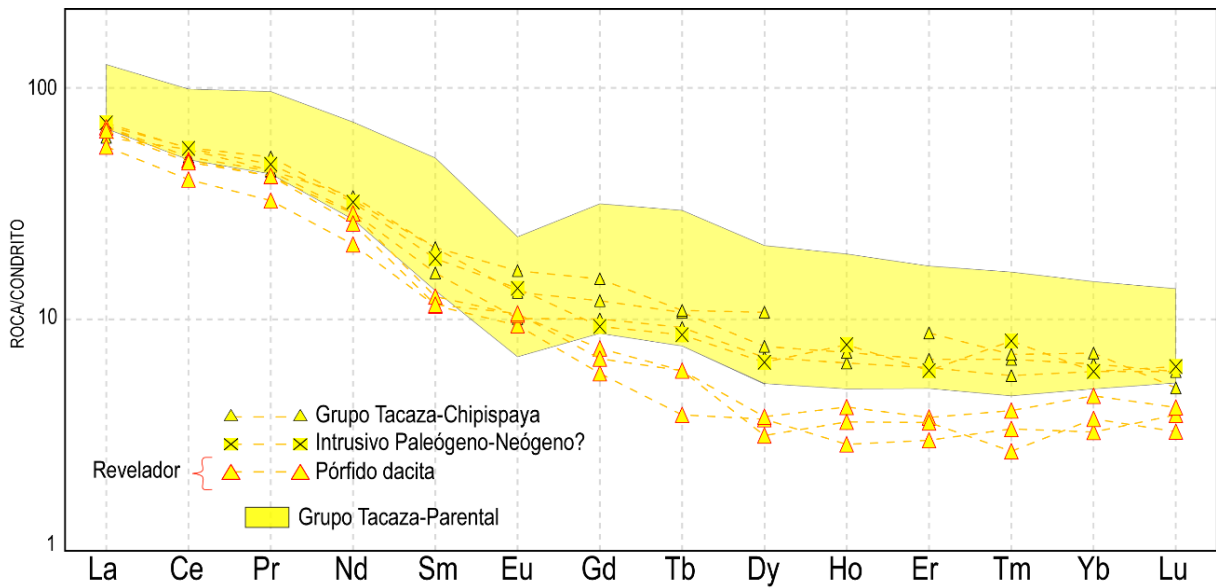


Figura 24.- Diagrama REE para el Grupo Tacaza regional (parental), en el entorno inmediato de Chipispaya, así como para el pórfido revelador. Se encontró un intrusivo distinto a Yarabamba posiblemente de edad Paleógena-Neógena en el yacimiento, así que se le considera asociado a la fertilidad del sistema.

Se observa de la Figura 24 que el **Grupo Tacaza** en el entorno inmediato al depósito se encuentra más empobrecido respecto al condrito que la unidad ígnea regional, lo mismo sucede para el intrusivo encontrado. El **Grupo Tacaza** en el entorno inmediato al depósito se comporta en el rango de lo general pero con una pendiente ligeramente más pronunciada, sugiriendo fraccionamiento de anfíbol. El intrusivo posiblemente Paleógeno-Neógeno muestra un comportamiento afín a Tacaza en el entorno inmediato y las muestras pórfido dacíticas reveladoras del yacimiento muestran un marcado empobrecimiento en HREE, sugiriendo moderado fraccionamiento de granate en la fuente.

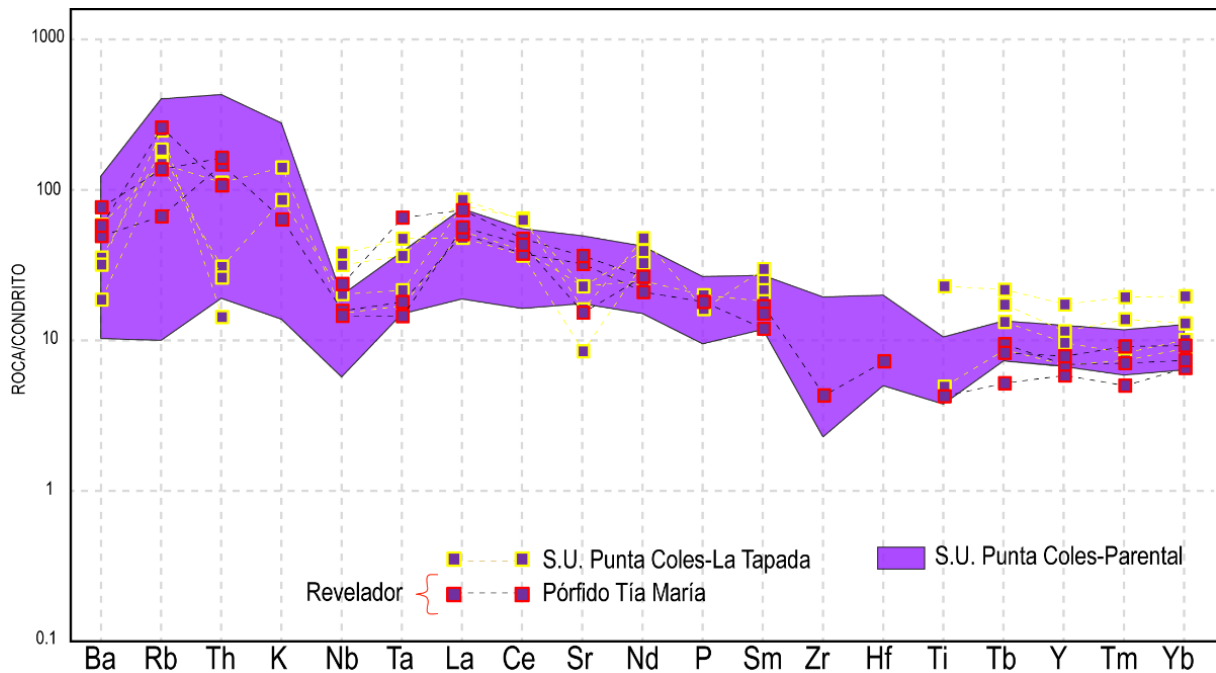


Figura 25.- Diagrama Spider para la Superunidad Punta Coles regional (parental) y para muestras de la Superunidad Punta Coles en el pórfido La Tapada, así como para los pórfidos reveladores de Tía María.

Observamos de la Figura 25 que para el pórfido **Tía María** los patrones muestran mayor enriquecimiento en LILE, contrastando especialmente el Th respecto a las muestras intrusivas de **La Tapada**. También se observa que el ratio  $Nb_N/Ta_N$  tiende a ser 1 a diferencia del intrusivo regional, la **Superunidad Punta Coles**. El Sr empobrecido sugiere fraccionamiento de plagioclasas en una corteza delgada, hecho que puede haber sido enmascarado en los diagramas REE por el abundante fraccionamiento de anfíbol que contrarresta este efecto en la anomalía de Eu. Se sigue observando la marcada tendencia a la subhorizontalidad de los patrones de La Tapada, pero con mayor enriquecimiento respecto al condrito que los pórfidos de **Tía María** y que la **Superunidad Punta Coles** parental.

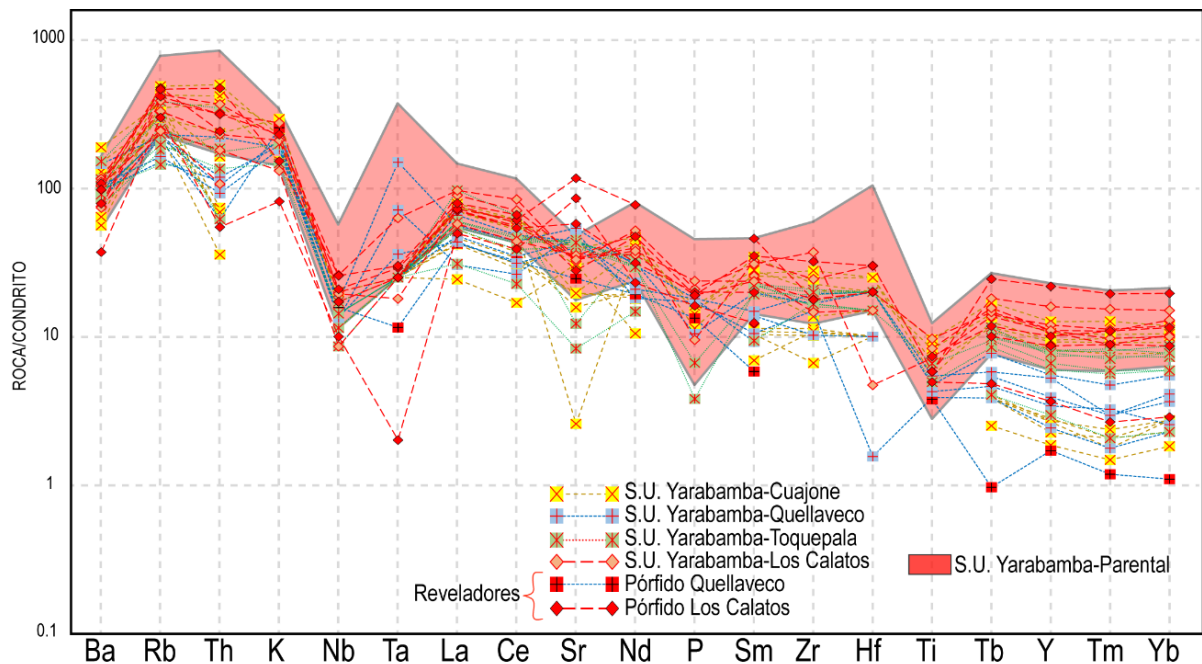


Figura 26.- Diagrama Spider para la Superunidad Yarabamba regional (parental) y para las muestras de la Superunidad Yarabamba en el entorno inmediato y en los pórfidos de Los Calatos, Cuajone, Quellaveco, Toquepala, así como para los pórfidos reveladores de Los Calatos y Quellaveco.

De la Figura 26, como tendencia general, todos los patrones se encuentran menos enriquecidos respecto al condrito a comparación de la **Superunidad Yarabamba** regional pero especialmente pronunciado en Nb, La-Ce-Sm-Nd-Tm-Tb-Yb (tierras raras, cosas que se visualizó mejor en los diagramas REE), Zr, Hf y en menor grado Ta, Ti como se esperaba al ser HFSE como el Nb (expresión de hidratación de la cuña astenosférica por deshidratación del slab) así como el Ti y también en P. Los valores de  $Nb_N$  son los más bajos respecto al intrusivo parental, mostrándose esta característica marcadamente respecto a otros elementos en los cuales hay mayor dispersión de los valores. El ratio  $Nb_N/Ta_N$  tiende a ser 1 para los pórfidos reveladores e inclusive se invierte de  $<1$  a  $>1$  para una muestra del pórfido **Los Calatos** y para el pórfido **Quellaveco**. El Sr variable indica fraccionamiento variable de plagioclasas, observándose que para las muestras de pórfidos este fraccionamiento es débil a nulo.

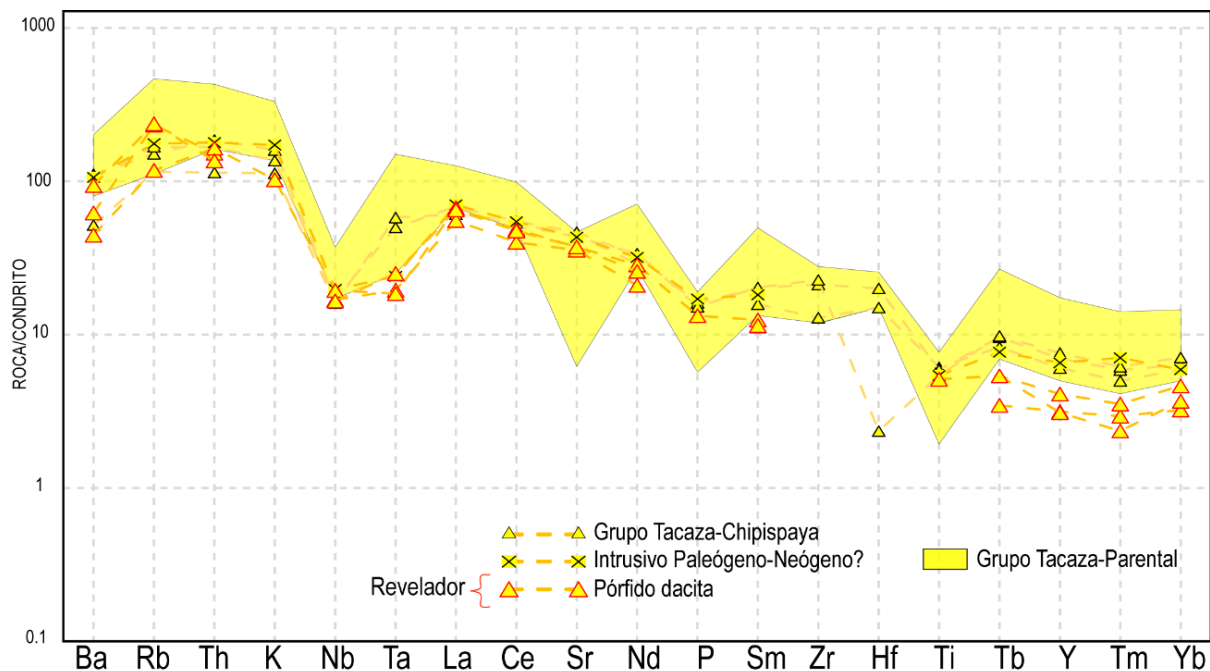


Figura 27.- Diagrama Spider para el Grupo Tacaza regional (parental), en el entorno inmediato de Chipispaya. Se encontró un intrusivo distinto a Yarabamba posiblemente de edad Paleógena-Neógena en el yacimiento, así que se le considera asociado a la fertilidad del sistema.

Se observa en la Figura 27 que el **Grupo Tacaza** en el entorno inmediato al depósito se encuentra más empobrecido respecto al condrito que la unidad ígnea regional, lo mismo sucede para el intrusivo encontrado. El fraccionamiento de Sr es nulo para estas muestras, indicando nulo fraccionamiento de plagioclasas en el entorno. El ratio  $Nb_N/Ta_N$  tiende a ser 1 al igual que en los casos evaluados para el Jurásico y el Cretáceo superior-Paleoceno.

## 6. FERTILIDAD DE LOS PORFIDOS DE COBRE

Diversos autores (THIÉBLEMONT *et al.*, 1997; DREHER *et al.*, 2005, RICHARDS y KERRICH, 2007; RICHARDS, 2011), han propuesto una serie de parámetros en las rocas ígneas asociadas a los sistemas de pórfidos de cobre en el mundo.

Entre los parámetros geoquímicos y tectónicos que controlan la fertilidad de un sistema porfírico se han indicado: contenido de agua y volátiles del sistema, estado de oxidación del magma, fusión parcial del slab subducido, fusión parcial y cristalización fraccionada de manto astenosférico, cuña mantélica astenosférica metasomatizada por fluidos derivados del slab subductante, espesor cortical, fraccionamiento de fases tales como clinopiroxenos-anfiboles-granates, saturación de magnetita/ilmenita, anomalías tectónicas tales como subducción de dorsales asísmicas o variación del ángulo de subducción, sistemas de fallas corticales, entre otros. Para evaluar estas condiciones, los elementos de las Tierras Raras (Rare Earth Elements-REE) son de gran utilidad, ya que mediante la identificación de patrones geoquímicos en los diagramas que se pueden elaborar a partir de ellas podemos conocer la participación de fases minerales en la formación de estos depósitos. Los orígenes mineralógicos de estos patrones geoquímicos no tienen en sí mismos un efecto directo en la fertilidad de los magmas para generar depósitos hidrotermales, ya que estas no particionan los metales. En vez de esto, son indicadores de condiciones favorables, tales como temperatura, presión, estado de oxidación y contenido de agua, durante su formación o ascenso. Entre los patrones más útiles para indicar la fertilidad de un sistema porfírico se encuentran aquellos que indiquen el fraccionamiento de anfíbol, tales como un patrón lístrico en un diagrama de REE normalizado al condrito. El fraccionamiento del anfíbol hornablenda es importante debido a que es una fase hidratada, contribuyendo a la hidratación del magma, el cual posteriormente exsolverá una fase acuosa (BURNHAM, 1979) la cual tiene el potencial, junto con sales y volátiles, de movilizar metales en fluidos mineralizantes hacia niveles superiores en la corteza donde eventualmente se precipitarán en el sistema de vetas de pórfidos de Cu-Mo, Au. Los anfíboles en la corteza inferior pueden ser utilizados para comprender la significancia metalogenética del



almacenamiento de magma en la corteza inferior a media, mientras que los anfíboles en los intrusivos de la corteza superior pueden ser empleados para evaluar la fertilidad de depósitos de magma superficiales. La evidencia de gran cantidad de agua magmática puede, de hecho, ser reconocida incluso sin el recurso de los Elementos traza: las suites magmáticas fértiles deberían contener fenocristales de anfíbol o biotita o evidencia de pseudomorfo de los mismos. Esto es sugerido usualmente como el primer indicador simple de la prospectividad de cualquier suite de arco magmático para pórfidos (RICHARDS, 2011). La estabilidad de la hornblenda en magmas requiere concentraciones de  $H_2O$  relativamente altas (>4% según. Un efecto adicional del alto contenido de agua magmática es la supresión de cristalización de plagioclasa respecto a la hornblenda, resultando en incrementos tempranos en el contenido de Sr, y una débil o ausente anomalía de Eu en diagramas de REE normalizados. La presencia de abundantes fluidos hidratados en el sistema es determinante, ya que sin estos el sistema no ocurrirá, aunque otras condiciones tales como un magma oxidado sean cumplidas (RICHARDS, 2001). Un fundido puede evolucionar también hacia composiciones más hidratadas por fraccionamiento de silicatos anhidros. Un arco magmático debe ser lo suficientemente hidratado para tener el potencial de generar depósitos metalíferos. Si se da la condición principal, un sistema muy hidratado, los demás parámetros son indicadores de condiciones favorables en su evolución hacia un sistema porfírico. El estado de oxidación del magma es importante debido a que un magma oxidante previene el fraccionamiento temprano de sulfuros permitiendo que se saturan en los fluidos acuosos de los últimos estadios de cristalización magmática que, junto con cloruros y metales, producen fluidos mineralizantes de pórfidos. La estabilidad de la esfena refleja altos estados de oxidación magmáticos (FOLEY y WHELLER, 1990) que, junto con la presencia de hornblenda, son características comunes de magmas de arcos en el mundo. Un paso intermedio de saturación de sulfuro magmático, típicamente como un fraccionamiento menor de un fundido de sulfuro rico en hierro, puede ser alcanzado por mezcla de magmas o por descenso de la  $fO_2$

Debido a saturación de magnetita llevando a un secuestro transitorio de Cu y otros metales calcófilos. La presencia de sales y volátiles es importante en la evolución del sistema ya que estos captan los metales y los movilizan en los fluidos. Estudios experimentales de muestran que el Cu y Au prefieren ser movilizados en la fase vapor en vez de la fase líquida, la cual es preferida por el Mo. Una mayor fracción de Au y una fracción significativa de Cu pueden ser transferidas por el vapor residual a partes más superficiales del sistema hidrotermal. El  $H_2S$  capta más al Au mientras que el HCl capta más al Cu.

Respecto a la fertilidad del magmatismo generador de yacimientos de tipo pórfido de Cu ( $\pm$  Mo, Au), **el contenido de  $H_2O$  del sistema es considerada la característica de mayor importancia** (RICHARDS, 2011). El engrosamiento cortical y la variación del mismo también ha sido propuesta como otro factor crítico en la generación de magmas fértiles, tal como proponen KAY y MPODOZIS (2001) con el siguiente modelo (Figura 28):

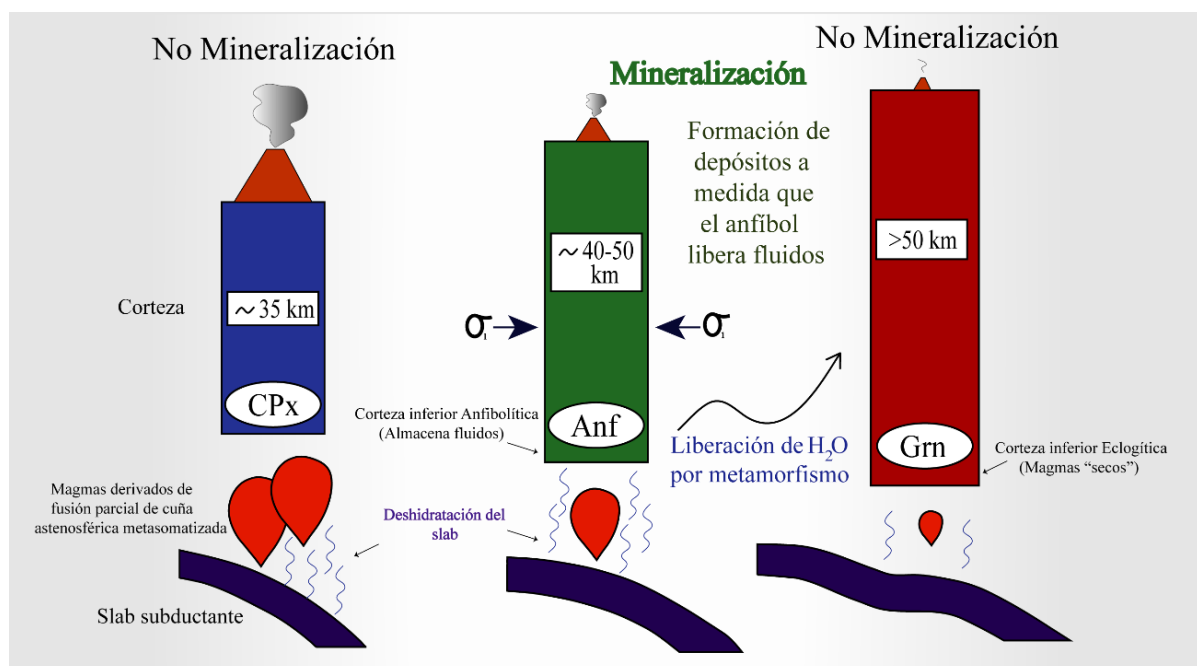


Figura 28.- Representación esquemática de los procesos implicados en la hidratación de los sistemas porfíricos: deshidratación del slab subductante, fraccionamiento de anfíbol almacenando H<sub>2</sub>O generando magmas húmedos y su posterior liberación por metamorfismo debido a engrosamiento cortical por esfuerzos compresivos y fraccionamiento de granate, el cual no almacena H<sub>2</sub>O en su estructura, generando magmas secos tras su fusión. La mineralización ocurre durante la liberación de fluidos acuosos, entre la 2ª y 3ª etapas mostradas en la figura. Se señala a su vez el volcanismo intenso en el contexto de una cuña astenosférica gruesa por una subducción de pendiente pronunciada y luego el volcanismo es suprimido por adelgazamiento de la cuña astenosférica debido al régimen compresivo. Modificado de [Kay y Mpodozis \(2001\)](#).

Este modelo es aplicable a los pórfidos Paleocenos **Los Calatos, Cujone, Quellaveco, Toquepala**. Sin embargo, este engrosamiento cortical es poco probable para el caso de los pórfidos Jurásicos **Tía María y La Tapada**. Por ello, para este caso, existen otras condiciones más que la presión y engrosamiento cortical solamente para que el anfíbol(± granate) pueda ser estable y fraccionar las HREE en el contexto de una corteza no tan engrosada, y esto es el contenido de agua ([ALONSO-PÉREZ et al. 2009](#); [RICHARDS, 2011](#); [BISSIG et al. 2017](#)). Por ello, para evaluar si el contenido de agua para el magmatismo Jurásico fue superior al de la **Superunidad Yarabamba** lo suficiente como para poder soportar la hipótesis de prescindir del engrosamiento cortical como factor crítico, analizamos algunos gráficos que indirectamente nos indican la hidratación del magma (Figura 29):

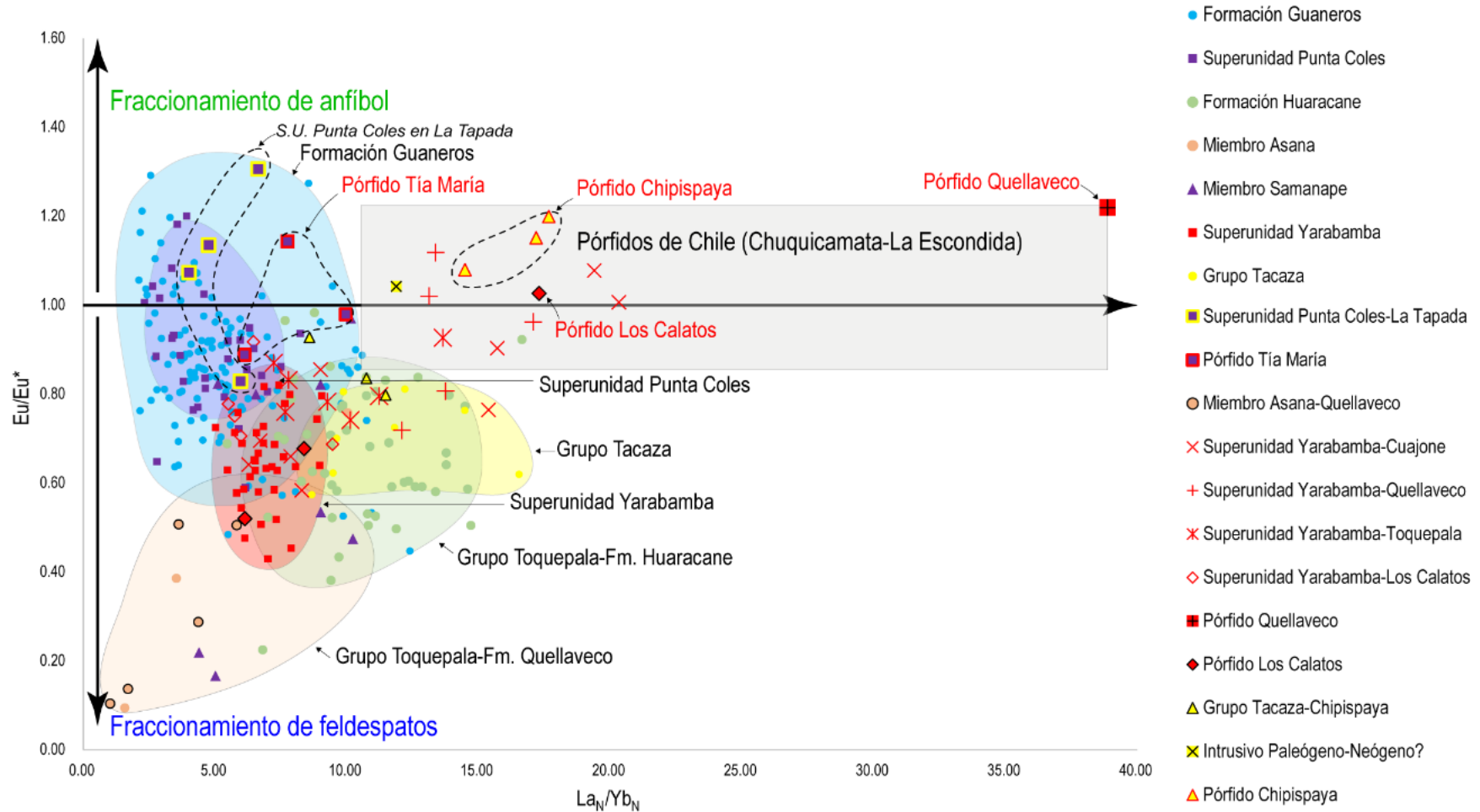


Figura 29.-  $La_N/Yb_N$  vs  $Eu/Eu^*$  para las unidades intrusivas y volcánicas relacionadas a mineralización de pórfidos de Cu (-Mo, Au) desde el Jurásico hasta el Mioceno. Los datos fueron normalizados al condrito de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin *et al.* (1968). El rango de anomalía de Eu y  $La_N/Yb_N$  para los pórfidos Paleógenos-Neógenos en Chile corresponde a Richards (1999)

Observamos que la **Superunidad Punta Coles** está marcadamente más hidratada relativamente a la **Superunidad Yarabamba** y al **Grupo Tacaza**. Tenemos valores  $L_N/Yb_N$  en torno a 5 para **Punta Coles**, mayores a 5 y menores a 10 para Yarabamba y valores comprendidos entre 8 y 17 para el Grupo Tacaza, conforme a la diferenciación. Es destacable la dispersión del volcanismo **Guaneros** respecto a su respectivo magmatismo intrusivo, la **Superunidad Punta Coles**.

Se observa también las dos series del **Grupo Toquepala**, superior e inferior, en donde la serie inferior se encuentra marcadamente más hidratada respecto a la superior, siendo el Grupo Toquepala inferior en este sentido más afín al magmatismo intrusivo **Yarabamba**.

Observamos también como las muestras relacionadas a los pórfidos **Tía María-La Tapada** se encuentran **marcadamente más hidratadas** que el resto de unidades ígneas para cualquier otro arco, **especialmente** aquellas de **La Tapada**. Esto soporta la hipótesis que **fue la** hidratación del sistema, más que el engrosamiento cortical, lo que controló el fraccionamiento de anfíbol principalmente y el desarrollo de sistemas porfíricos para este sistema Jurásico. El magmatismo de la **Superunidad Punta Coles** evoluciona desde tholeítico cerca a la fosa hacia calcoalcalino de alto K para los plutones más alejados de la fosa, en el margen costero. Esta última franja calcoalcalina de alto K contiene a los pórfidos **Tía María-La Tapada**. La **Formación Guaneros** muestra igualmente un magmatismo calcoalcalino y calcoalcalino de alto K. Para discriminar, en el contexto de subducción, si este magmatismo **Punta Coles-Guaneros** corresponde a magmas de arco de islas o de arco continental, empleamos el diagrama discriminante tectonomagmático de **MÜLLER y GROVES (1993)** (Figura 30):

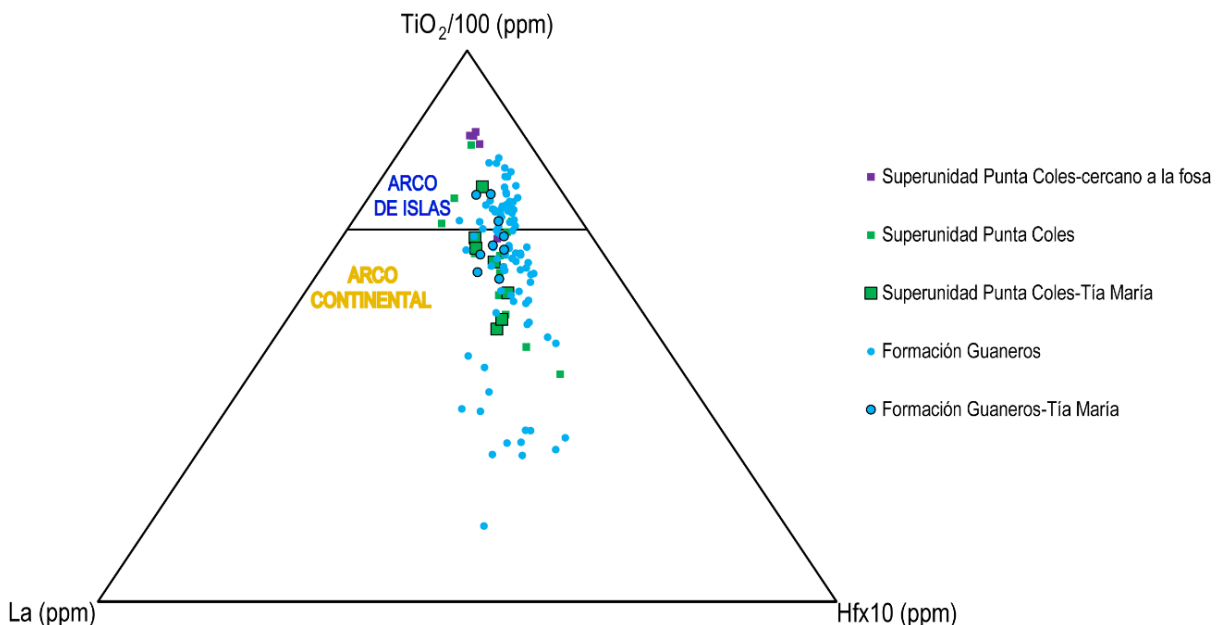


Figura 30.- Diagrama discriminante tectono-magmático La-TiO<sub>2</sub>-Hfx10 de Müller y Groves (1993) para distinguir entre magmatismo de arco de islas y de arco continental. Observamos que para la Superunidad Punta Coles el carácter geoquímico del magma indica una firma afín a arco de islas para las muestras cercanas a la fosa, especialmente aquellas ubicadas en Punta Coles (Moquegua, muestras moradas) mientras que para aquellas muestras a mayor distancia a la fosa el carácter geoquímico marca una evolución más afín a arco continental. Las muestras de Punta Coles en el entorno de Tía María-La Tapada se ubican predominantemente afines a esta última firma. Para la Formación Guaneros, observamos que sus secuencias más primitivas se encuentran en el entorno inmediato a Tía María-La Tapada, siendo el resto de muestras de mayor carácter afín a arco continental.

Las edades de la Superunidad Punta Coles se encuentran en torno a  $144 \pm 9.3$  Ma y  $230.1 \pm 11.1$  Ma según dataciones U-Pb en zircones realizadas por **BOEKHOUT (2012)**; la **edad más antigua para la Formación Guaneros es de  $154.7 \pm 1$  Ma** según el método U-Pb en zircón tomada por **DEMOUY et al. (2012)**. Una datación de  $162.6 \pm 1.5$  Ma por el método de Ar-Ar en sericita de la **Formación Guaneros** ha sido tomada por **QUANG (2005)** 20 km al SE del pórfido **La Tapada**. La alteración del pórfido **Tía María** ha sido datada en  $165.9 \pm 2.5$  por el método Ar-Ar en sericita en una muestra tomada por **QUANG et al. (2003a)**, por lo que no existe evidencia del volcanismo Guaneros previo al emplazamiento de estos pórfidos en este sector. Así como se sugiere en el

diagrama mostrado en la Figura 31, el inicio del volcanismo Guaneros debió darse, al menos para estos pórfidos Jurásicos, aproximadamente 90 Ma después del emplazamiento de su respectivo plutón parental, la **Superunidad Punta Coles**, así como también el **volcanismo Guaneros** debió haberse desencadenado, al menos en esta área, como consecuencia de la expresión de debilidad cortical ocasionada por grandes sistemas de fallas transtensivas pertenecientes al Sistema de Fallas Islay y a su vez, la **intersección** de estos sistemas de fallas con el control estructural que representa el **Alto Cocachacra-Omate** debió facilitar el emplazamiento de los pórfidos **Tía María-La Tapada**, razón por la que el desarrollo del sistema se dio previamente al inicio del volcanismo (al menos en esta área), previamente a la disipación de volátiles. MÜLLER (1995) señala que en arcos de islas tardíos, las rocas ígneas potásicas forman los productos volcánicos más jóvenes, los cuales son erupcionados después de rocas tholeíticas de bajo K y/o de rocas calcoalcalinas y más lejos de la fosa (características de la **Superunidad Punta Coles**). Según MUENOW *et al.* (1990) las lavas de arco oceánico tardío (tales como las facies de la **Formación Guaneros** en el entorno de **Tía María** según el Figura 31) son comúnmente más enriquecidos en volátiles respecto a otros basaltos. Razones para la relación del magmatismo de alto K y el Cu-Au incluyen enriquecimiento de los protolitos ígneos en metales, S, agua y Cl por los mismos procesos que causaron enriquecimientos de K y de LILE, y los altos estados de oxidación del magma, particularmente si están relacionados a arco (BLEVIN, 2001). De estas afirmaciones, podemos deducir que el plutonismo **Punta Coles** previamente al inicio del volcanismo **Guaneros** (al menos en el área de **Tía María**) se encontraba en un estado de máxima saturación en volátiles y altamente hidratado, hecho que al sumarse con la intersección estructural mencionada del sistema de **Fallas Islay** y el **Alto** estructural **Cocachacra-Omate**, permitió el emplazamiento de estos pórfidos de arco continental primitivo que presentan mayor afinidad al Au que al Mo (caso de **La Tapada**). Aunque hay excepciones, los DPC en arcos continentales son comúnmente más ricos en Mo y pobres en Au que aquellos en arcos oceánicos (SILLITOE, 1979). Poco después se desarrolla el **volcanismo Guaneros** en esta área disipando los volátiles capaces de concentrar los elementos metálicos en depósitos.

El pórfido **La Tapada** es un pórfido de Cu-Au mientras que el pórfido **Tía María** es un pórfido de Cu-Mo, estando separados 4 km. El pórfido **La Tapada** se encuentra mucho más cerca a la **Falla Tambo**, siendo esto interpretado como adelgazamiento y acuñamiento de la corteza en las cercanías de la falla, hecho que se observa en los diagramas REE de la figura K. En la siguiente figura podemos observar el engrosamiento cortical y las tendencias de fraccionamiento para estos 2 pórfidos, así como también para las demás unidades ígneas de este estudio:



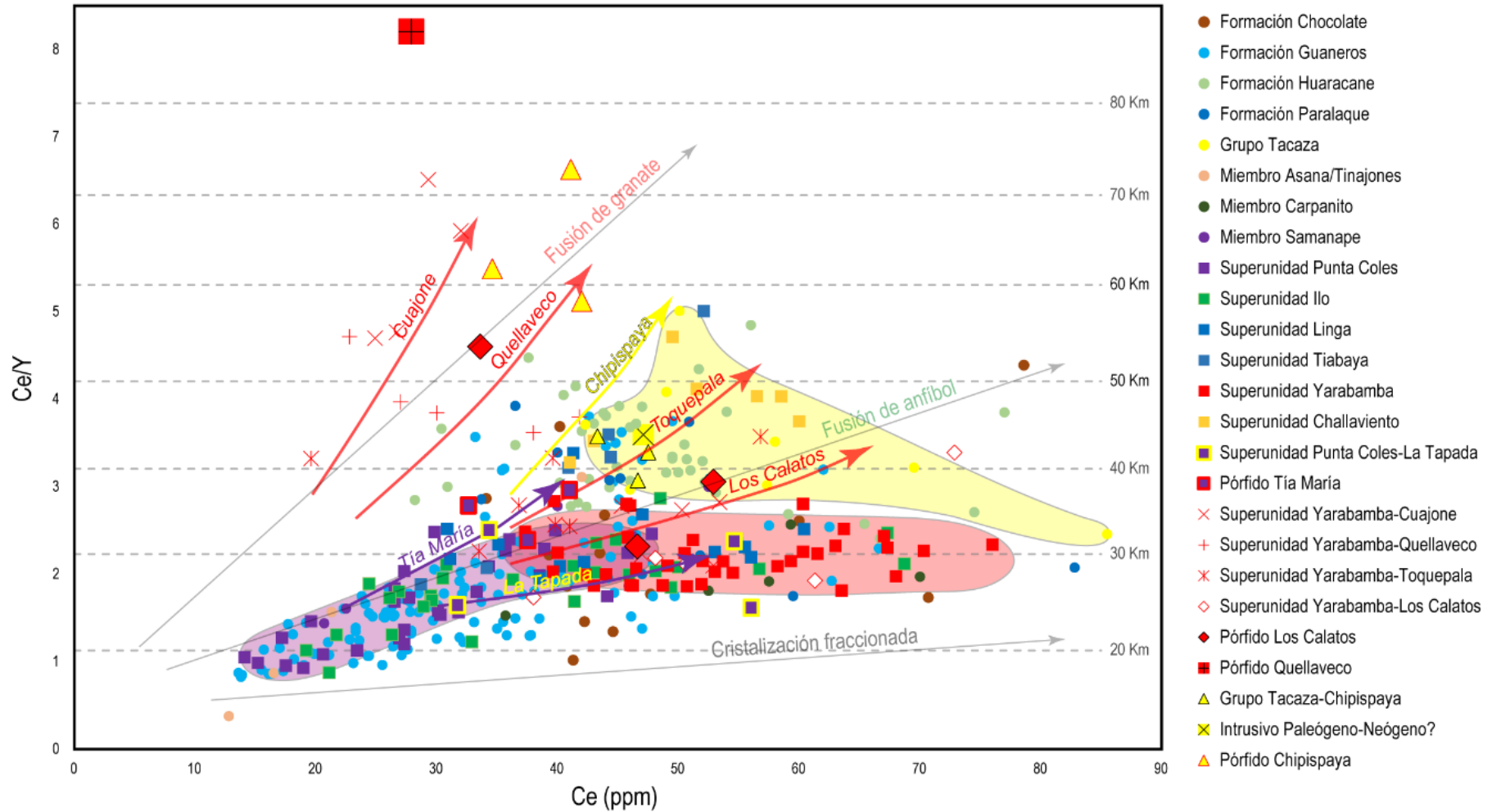


Figura 31.- Diagrama para estimar profundidad del Moho de Mantle y Collins (2008) y tendencias del fraccionamiento para las unidades ígneas regionales, incluyendo los pórfidos Tía María, Los Calatos, Cuajone, Quellaveco, Toquepala, Chipispaya

Observamos de la Figura 30 que **La Tapada** sigue una tendencia de corteza delgada y de magmas provenientes de fusión de anfíbol así como de cristalización fraccionada. Algunos valores de Ce son mayores que para la **Superunidad Punta Coles** parental y que para los pórfidos de **Tía María**, siendo esto señal de enriquecimiento a pesar de haber sido diferenciado y fraccionado en una corteza delgada. La Figura O a su vez muestra como **las rocas de La Tapada** se encuentran más hidratadas que cualquier otro sistema.

Un discriminante entre la afinidad por determinados elementos metálicos que presenta el magmatismo generador de los pórfidos Jurásicos (**Superunidad Punta Coles**) y el de los pórfidos Paleocenos (**Superunidad Yarabamba**) se obtiene del siguiente gráfico:

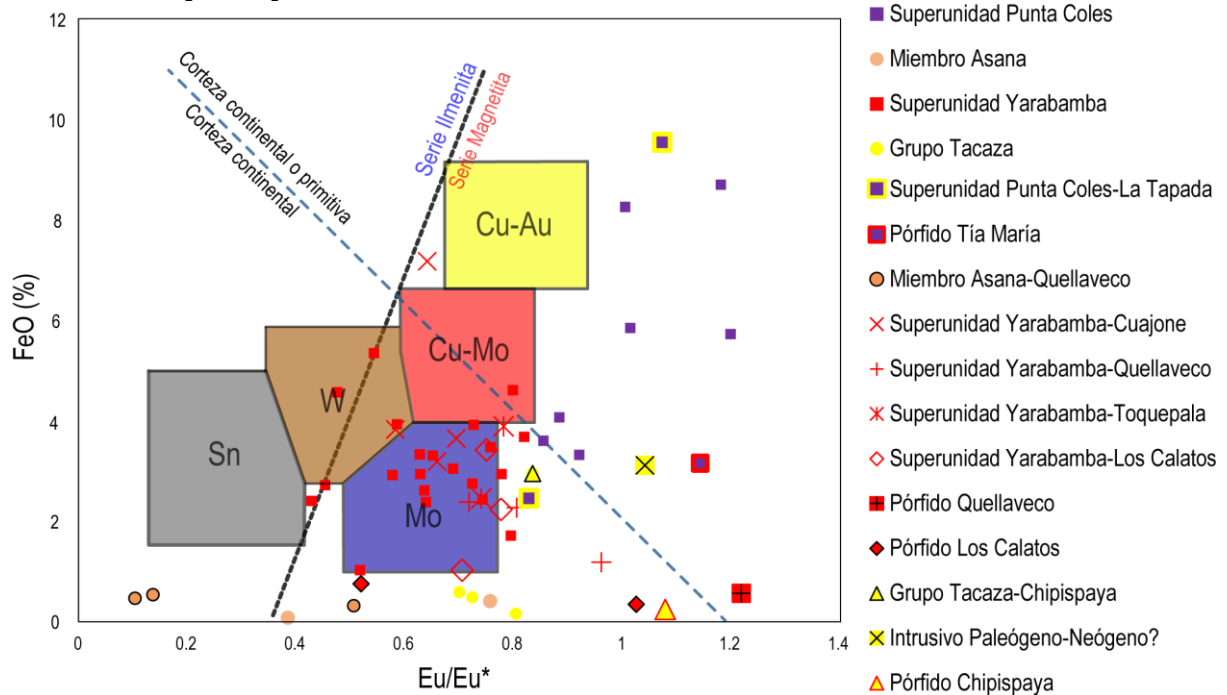


Figura 32.- Diagrama  $Eu/Eu^*$  vs  $FeO$  (%) para distinguir oxidación del magma y afinidad por elementos metálicos. Modificado de Lang y Baker (2001).

Observamos de la Figura 33 que el magmatismo **Punta Coles** muestra más afinidad por el Cu-Au y Cu-Mo, mientras que el magmatismo **Yarabamba** muestra más afinidad por el Cu-Mo y Mo. A su vez, la **Superunidad Punta Coles** es caracterizada en un ambiente geotectónico de corteza continental o primitiva mientras que la **Superunidad Yarabamba** es caracterizada predominantemente como de corteza continental. El pórfido **Tía María** muestra más afinidad al Cu-Mo, mientras que la **Superunidad Punta Coles** en el pórfido **Tía María** muestra afinidad al Cu-Mo pero también marcada afinidad al Cu-Au.

**Los pórfidos Paleocenos están principalmente controlados por el engrosamiento cortical**, tal como se indicó en la Figura N siguiendo la propuesta de KAY y MPODOZIS (2001). En el siguiente diagrama propuesto por DAVIDSON *et al.* (2013) podemos distinguir la diferenciación  $La_N/Yb_N$  así como la geometría de los patrones REE:

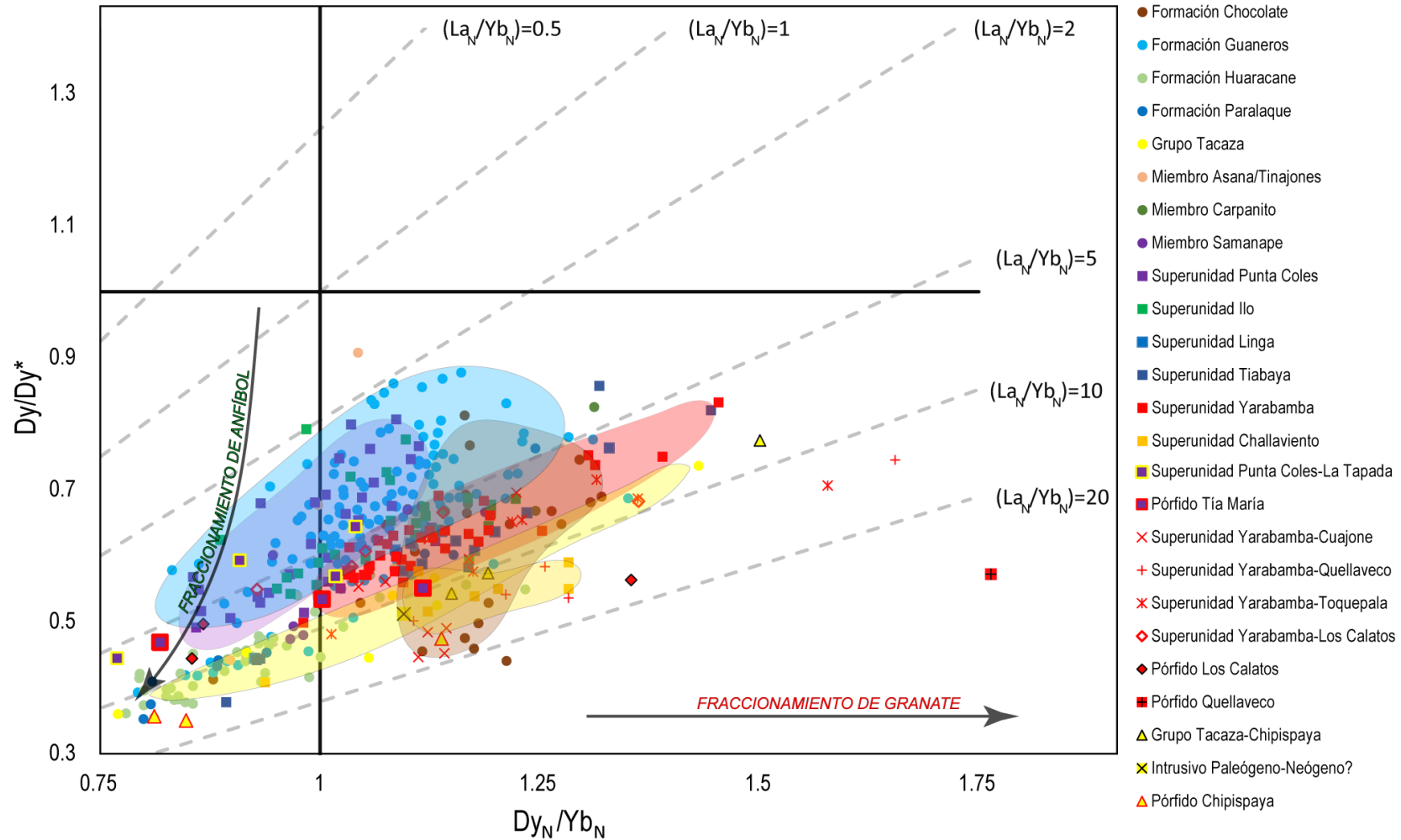


Figura 33.- Diagrama  $Dy_N/Yb_N$  de [Davidson et al. \(2013\)](#) el cual permite analizar las tendencias en la geometría de los patrones de REE. Los datos se encuentran normalizados al condrito de [Nakamura \(1974\)](#) con adiciones de [Haskin et al. \(1968\)](#). El parámetro  $Dy/Dy^*$ , indicador de la concavidad ( $<1$ ) o convexidad ( $>1$ ) del patrón de REE se obtiene de la siguiente manera:  $Dy/Dy^* = Dy_N / (La_N^{4/13})(Yb_N^{9/13})$ .

Observamos de la Figura 34 como claramente las unidades ígneas regionales así como los pórfidos siguen determinadas tendencias  $La_N/Yb_N$  bien definidas así como los pórfidos se ubican en los extremos de los cuadrantes generados. Para la **Formación Guaneros** tenemos rangos de  $La_N/Yb_N$  entre 2 y 5, lo mismo para la **Superunidad Punta Coles** pero con menor dispersión de la data y menor pendiente de HREE ( $Dy_N/Yb_N$ ) que para la **Superunidad Punta Coles**. La **Superunidad Yarabamba** tiene rangos de  $La_N/Yb_N$  entre 5 y 10, presentando en general mayor pendiente  $Dy_N/Yb_N$  que el magmatismo Jurásico. Para el volcanismo Tacaza tenemos valores  $La_N/Yb_N$  en torno a 8 y 17. Para la **Superunidad Challaviento** tenemos valores  $La_N/Yb_N$  mayores a 15. Las muestras de las unidades ígneas en el entorno y en los pórfidos muestran siempre mayores valores  $La_N/Yb_N$  que su correspondiente unidad ígnea parental, siendo los pórfidos Jurásicos condicionados a fraccionamiento de anfíbol predominantemente, los pórfidos Paleocenos condicionados a fraccionamiento de anfíbol ( $\pm$  granate) principalmente y el pórfido **Chipispaya** controlado por fraccionamiento de anfíbol principalmente. El contenido de Cu se correlaciona positivamente con el grado de oxidación e hidratación del magma, medido indirectamente por la anomalía de Eu, como se observa en la siguiente figura (Figura 34):

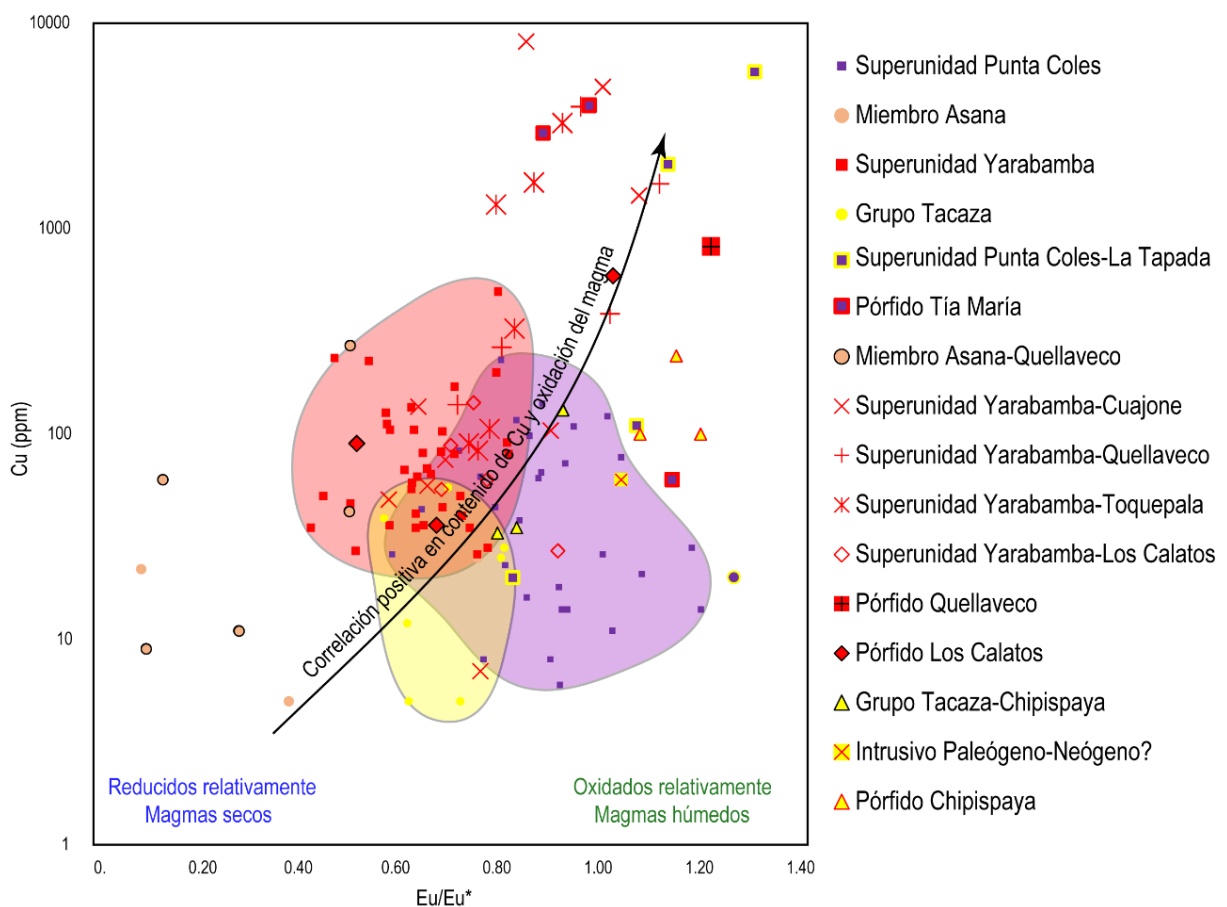


Figura 34.- Diagrama bivalente  $Eu/Eu^*$  vs Cu (ppm) para las unidades ígneas parentales y sus respectivos pórfidos e intrusiones en el entorno y en los yacimientos. La correlación positiva es particularmente buena para el magmatismo Cretácico superior-Paleoceno correspondiente al Grupo Toquepala y la Superunidad Yarabamba.

### El concepto de Adakita

Los ratios  $Sr/Y$  vs  $Y$  y  $La/Yb$  vs  $Yb$  también han sido señalados como indicadores de fraccionamiento de fases hidratadas y de granate. Valores altos para estos ratios ( $>20$ ), entre otras condiciones, generan magmas de composición denominada adakítica (término acuñado por Defant & Drummond, 1990). Originalmente se propuso que esta composición, asociada a pórfidos de Cu-(Mo, Au) en el mundo [THIÉBLEMONT et al. 1997; 1998;](#) [DDEFANT y KEPEZHINSKAS, 2001;](#) [RICHARDS, 2011;](#) [BISSIG et al. 2017](#)), se generaba por fusión del slab subductante. Sin embargo, diversos estudios posteriores; [ATHERTON 1990;](#) [KAY y KAY, 2002;](#) han demostrado que esta composición puede ser generada por diversos procesos distintos a la fusión del slab que impliquen

granate y/o anfíboles como fases residuales durante su génesis, tales como híbridos de fundido peridotita-adakita, interacción entre peridotita y fundidos derivados de material de la corteza inferior que ha sido delaminado en el manto, diferenciación de magma parental basáltico y fundidos derivados de peridotita metasomatizada por fusión de slab. Así, rocas ígneas con altos Sr/Y y La/Yb y bajos Y e Yb no pueden ser usados como indicadores definitorios de fusión del slab. Además, estudios de [DREHER \*et al.\*, \(2005\)](#), sugieren que la fuente de los metales asociados con rocas adakíticas es el manto y no la fusión del slab.

[RICHARDS \(2011\)](#) propone que en ausencia de evidencia de una relación entre fusión del slab y formación de depósitos, la hipótesis más simple demostrable (fraccionamiento y contaminación cortical) de magmas hidratados de arco debe ser la preferida, siendo la participación del slab no preferentemente por fusión, sino como una "componente de subducción" representada por la deshidratación del slab metasomatizando la cuña astenosférica sobre él. Como se mencionó anteriormente, un contenido de H<sub>2</sub>O magmática >4% causa abundante fraccionamiento de anfíboles (+/-granate) y supresión de cristalización de plagioclasa en la corteza profunda (produciendo débiles o nulas anomalías de Eu), lo que resulta resultando en un incremento de los ratios Sr/Y y La/Yb con la diferenciación, comúnmente hacia rangos "adakíticos", que es lo que se encuentra en muchos suites magmáticos relacionados a pórfidos; [RICHARDS y KERRICH \(2007\)](#) mostraron que las intrusiones asociadas con pórfidos en el mundo son típicamente altamente fraccionadas, comúnmente con tendencias de diferenciación desde composiciones no-adakíticas hacia composiciones adakíticas (alto ratio Sr/Y y La/Yb).

La evidencia permite afirmar, además, que incluso cuando el hidrotermalismo puede contribuir en algunos casos a aumentar la razón La/Yb, la firma geoquímica adakítica documentada en los pórfidos de cobre de clase mundial no es el resultado de la alteración hidrotermal de las rocas, sino una característica intrínseca de los magmas que refleja su ambiente de formación.

Mediante el empleo de los siguientes diagramas discriminantes podemos distinguir estas composiciones (Figuras 35 y 36):



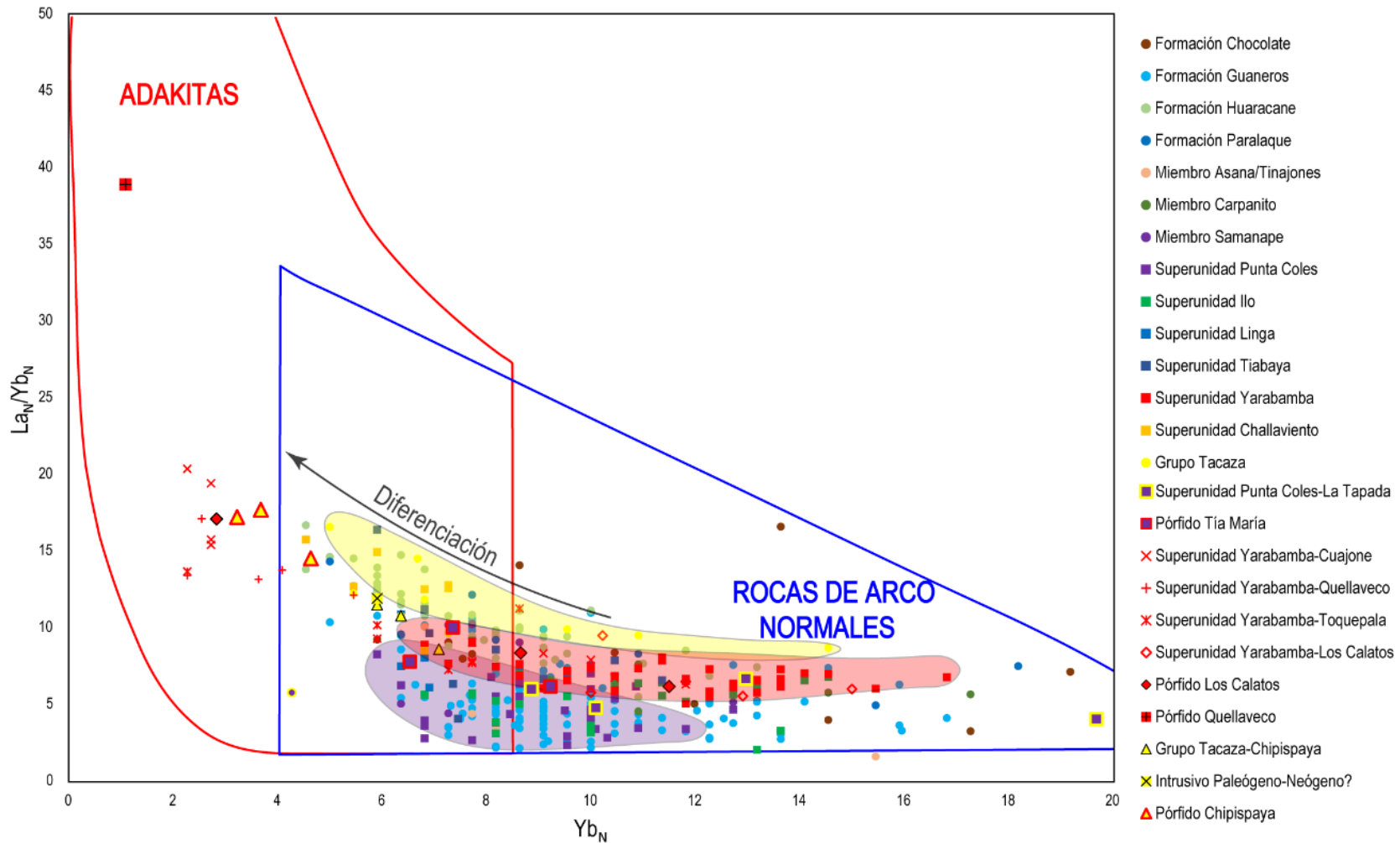


Figura 35.- Diagrama  $La_N/Yb_N$  vs  $Yb_N$  discriminante de Adakitas/ Rocas de arco normales. Campos de adakita y rocas de arco tomados de Defant et al. (2002) y Richards & Kerrich (2007)

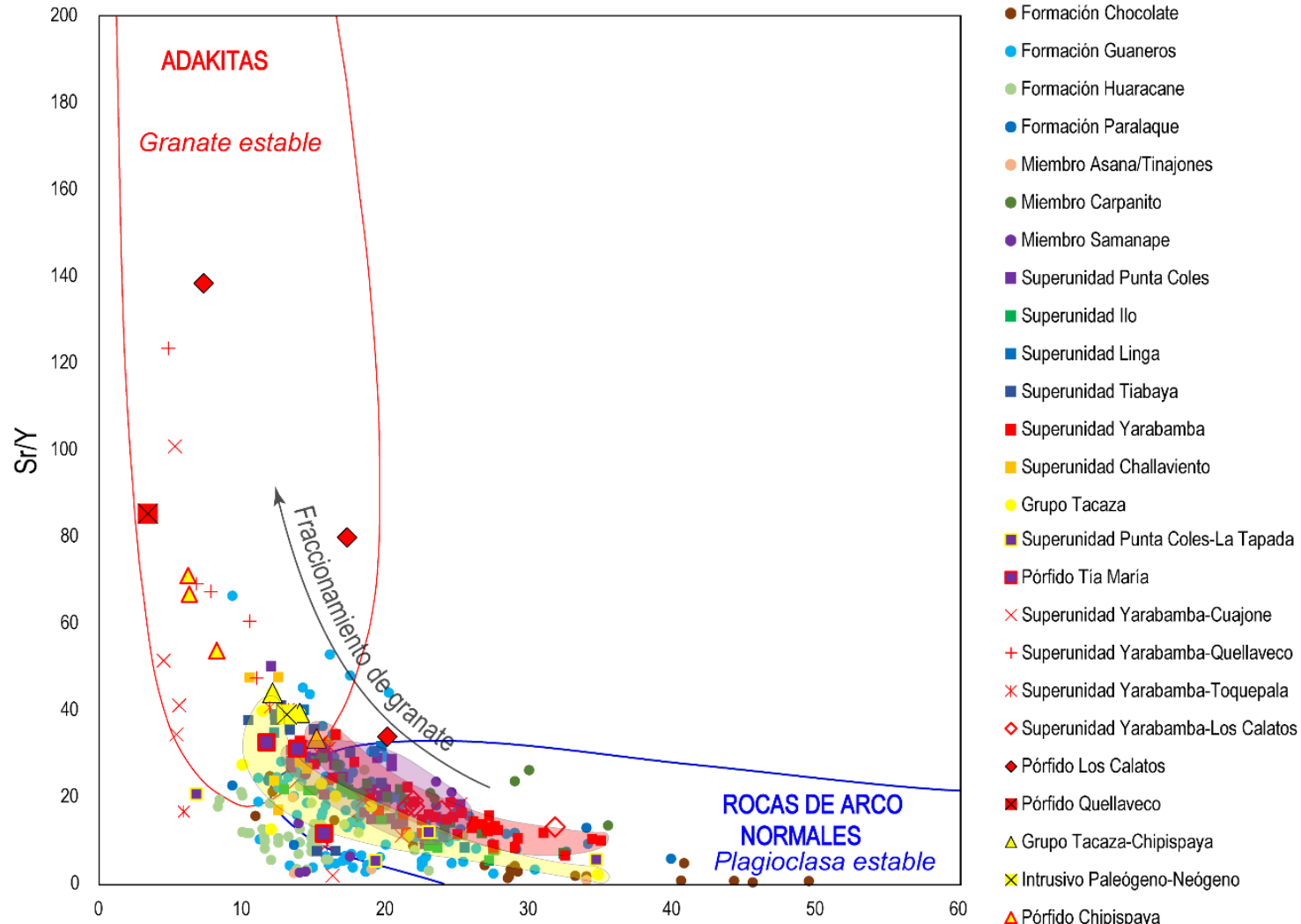


Figura 36.- Diagrama Sr/Y vs Y discriminante de Adakitas/ Rocas de arco normales. Campos de adakita y rocas de arco tomados de Defant et al. (2002) y Richards y Kerrich (2007).

Se observa como para el diagrama  $La_N/Yb_N$  vs  $Yb_N$  así como para el diagrama  $Sr/Y$  vs  $Y$  la **Superunidad Punta Coles** no muestra una serie continua composicional prolongada de diferenciación, a diferencia de la Superunidad Yarabamba la cual muestra una serie continua composicional de diferenciación más prolongada desde el extremo, indicando esto un sistema magmático que evoluciona desde composiciones primitivas y se diferencia fuertemente en el tiempo, especialmente para los pórfidos respectivos. El ratio  $La_N/Yb_N$  nos da una medida indirecta de la diferenciación del magmatismo mientras que el ratio  $Sr/Y$  nos da una medida indirecta del fraccionamiento de plagioclasas y granate a medida que evoluciona el magmatismo desde una corteza delgada (fraccionamiento de plagioclasas) hasta una corteza gruesa (fraccionamiento de granate). El Sr es consumido por la plagioclasa por lo que un ratio  $Sr/Y$  bajo nos indica fraccionamiento de plagioclasas y el Y es consumido por el granate principalmente (en menor medida por los anfíboles) por lo que incremento en el ratio  $Sr/Y$  nos indica descenso del Y y fraccionamiento de granate.

### Adakititas y eventos tectónicos

Es ampliamente aceptado que las adakititas son volumétricamente menores comparadas con el magma de arco típico derivado de la cuña del manto metasomatizada, incluso en los lugares en donde ocurren adakititas (DEFANT y DRUMMOND, 1990), esto se condice con la noción que las adakititas son exclusivamente generadas en zonas de subducción donde ocurren fenómenos tectónicos inusuales, tales como subducción de corteza oceánica joven, inicio de subducción, colisión, desprendimiento del slab y disminución del ángulo de subducción. Indica que episodios orogénicos compresivos promueven condiciones de alta presión en la zona caliente de la corteza inferior e incrementan el tiempo de residencia en la corteza de fundidos derivados favoreciendo diferenciación extensa llevando a fundidos ricos en agua (y oxidados?) félsicos, mientras que el fraccionamiento del anfíbol juega un rol importante. En el sur del Perú, el arco permaneció estacionario desde 90 hasta 52 Ma paralelo a la fosa, actualmente a 150-200 km de la fosa (NOURY *et al.* 2017). La actividad volcánica disminuyó entre 62 y 52 Ma (QUANG *et al.* 2005), lo que puede interpretarse como el inicio de una subducción casi horizontal (esta transición hacia un régimen más compresivo puede haber generado la mineralización de los pórfidos de cobre conocidos en el sur del Perú), migró alrededor de 150 km hacia el noreste hace 48 Ma generando en profundidad magmas secos y volcanismo menos extenso, y se ensanchó entre 45 y 30 Ma, migrando de regreso hacia el suroeste hace alrededor de 30 Ma y produjo grandes volúmenes de ignimbritas (debido al engrosamiento de la cuña mantélica bajo el arco), indicando aumento del ángulo de subducción (MAMANI *et al.* 2010).

Las lavas del Grupo Tacaza muestran parámetros indicadores de hidratación del magma similares al Grupo Toquepala inferior (Formación Huaracane), pero con mayor diferenciación indicada por el ratio  $La_N/Yb_N$ . Del patrón REE para Chipispaya así como de los demás gráficos, observamos que el volcanismo Tacaza en el entorno a Chipispaya así como el intrusivo presumiblemente Paleógeno-Neógeno que aflora en los alrededores muestra un empobrecimiento en HREE moderado, sugiriendo esto fraccionamiento de anfíbol y generación de magmatismo fértil, luego del periodo previo de engrosamiento cortical y magmas secos en un contexto de fusión de granate representado por el arco Challaviento (MAMANI *et al.* 2010), siendo el *rollback* del arco Tacaza hacia el arco Huaylillas dado alrededor de 24 Ma (VALDIVIA *et al.* 2014) determinante para que la base de la corteza se encuentre, debido al adelgazamiento, en la profundidad requerida para que pueda captar agua en su mineralogía, fraccionándose anfíbol en la estabilización de esta corteza y por fusión de esta corteza generando magmas húmedos, así como también este *rollback* permitió el ascenso mediante sistemas de fallas regionales, siendo el predominante en esta área el Sistema de Fallas Incapuquio, de magmas primitivos los cuales generaron un calentamiento de la corteza interactuando con ella y contaminándola.

Para la Figura Q que permite estimar la profundidad del Moho, las muestras de pórfidos caen en profundidades muy elevadas (hasta >80 km). Esto no se interpreta como que estas muestras provienen de magmatismo a estas profundidades, sino más bien como que estas muestras de pórfidos son el resultado de un intenso fraccionamiento de granate en la búsqueda del sistema mineralógico (facies metamórfica anfíbolítica) por encontrar el equilibrio a la mayor profundidad de la corteza engrosada (facies eclogítica) que se da en el contexto de engrosamiento cortical, sea por compresión, subducción plana u otras anomalías tectónicas, por lo que una vez alcanzado el equilibrio en la nueva corteza gruesa el fraccionamiento de granates ya no será tan intenso y el ratio  $Ce/Y$  así como el ratio  $Sr/Y$  ya no se verán tan fuertemente afectados, sino solo lo suficiente como para que el sistema de facies eclogítica permanezca estable. Es decir, estas anomalías observadas en los diagramas geoquímicos son de "transición". Los magmas que provengan de fusión de esta corteza inferior eclogítica serán "secos" (anhídros)

y no son favorables para la mineralización. El emplazamiento de los pórfidos debe darse en un contexto tectónico que les otorgue espacio para su emplazamiento pero que sea lo suficientemente angosto como para concentrar la mineralización, tal como la intersección de fallas corticales. Los sistemas de pórfidos de Cu (-Mo, Au) se emplazan a profundidades entre 4 y 10 km y tienen periodos de desarrollo desde los 100 años de años hasta 5 Ma (MATZEL *et al.* 2006; SCHALTEGGER *et al.* 2009; SCHOENE *et al.* 2012). Esta longevidad a este nivel de la corteza superior no es posible sin un rejuvenecimiento termal, implicando que el reservorio magmático en la corteza superior se ve periódicamente incrementado por *inputs* de magmas intermedios/máficos de reservorios en la corteza profunda-manto superior (GLAZNER *et al.* 2004, WILKINSON; 2013; SIMMONS *et al.* 2013; BURET *et al.* 2016). Este fenómeno puede ser observado mediante los ratios de elementos incompatibles, los cuales deberían permanecer constantes si el magmatismo evoluciona exclusivamente por cristalización fraccionada pero, cuando hay contaminación, se observa dispersión en la data de estos ratios, tal como se observó en los diversos diagramas para las unidades ígneas en estos yacimientos, así como para sus respectivos pórfidos reveladores.

Para el modelo de los pórfidos Jurásicos **Tía María** y **La Tapada** se propone el modelo de adelgazamiento cortical por sistemas de fallas transtensivas a su vez relacionadas al volcanismo Guaneros, el cual se inició en distintos tiempos a lo largo del arco magmático que comprende, siendo su generación presumiblemente posterior para el sector de estos pórfidos Jurásicos, los cuales son producto de diferenciación del intrusivo regional Punta Coles. Para el Cretácico superior-Paleógeno tenemos de las herramientas litogeoquímicas que los sistemas porfíricos se dieron principalmente por la confluencia de 3 eventos: por la intensa deshidratación del slab (conduciendo esto a la hidratación y metasomatismo de la cuña astenosférica suprayacente), por alcanzarse la profundidad del Moho suficiente como para que la zona de MASH se encuentre a las condiciones presión, temperatura correspondientes a facies anfibolítica capaz de retener agua en su estructura cristalocquímica y finalmente por posterior engrosamiento cortical y liberación de agua estructural del anfíbol por metamorfismo a medida que el ensamble mineralógico de la base de la corteza inferior alcanzaba el nuevo equilibrio en una facies eclogítica dominada por granate. Para el Mioceno en el contexto del *rollback* del arco **Tacaza** hacia el arco **Huaylillas** al oeste se generó adelgazamiento cortical, ascenso de magmas primitivos mediante el Sistema de Fallas Incapuquio y emplazamiento de stocks que generaron el emplazamiento del pórfido **Chipispaya**.

#### 7. RELACION CON EL BATOLITO DE LA COSTA

El batolito de la costa, es un importante metalotecto para el origen y emplazamiento de los sistemas DPC en el sur de **Perú**. Dentro de las unidades más proliferas y fértiles se encuentran las superunidades **Yarabamba**, **Challaviento** y **Tiabaya**, asimismo para el sistema porfírico **Tía María**, lo más probable es que los cuerpos intrusivos del batolito llo sean responsables de la mineralización a través de sus reveladores subvolcánicos asociados, presentes en los yacimientos **Tía María - La Tapada**. Los grandes yacimientos DPC **Los Calatos**, **Cuajone**, **Quellaveco** y **Toquepala**, están asociados al metalotecto **Yarabamba** y cuerpos intrusivos asociados. La unidad **Asana** que es parte del **Grupo Toquepala superior**, compuesta de riolitas con cristales de cuarzo y que es conocida como riolita QQ, presenta anomalías de Cu (>100 ppm), y está presente en los yacimientos **Cuajone**, **Quellaveco** y **Toquepala**, y al parecer, representa el metalotecto más importante para estos sistemas porfíricos.

#### 8. DESCRIPCIÓN GEOLOGICA DE LOS PRINCIPALES SISTEMAS PORFIRITICOS EN EL SUR DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

Sistemas de pórfidos (DPCs) desde **Ica** hasta **Tacna**, como **Los Pinos, Puquio, Pucacorrall, Lara, Pecoy Ocaña, Zafranal, La llave** o **Angostura**, fueron considerados una extensión de la faja de pórfidos de edad paleocena (**Los, Calatos, Cujone, Quellaveco, Toquepala**), mas dataciones realizadas, demostraron que son de una edad cretácea superior ([QUANG, 2005](#), [RIVERA, 2012](#), [ACOSTA, \(2006,2007\)](#), [QUISPE et al, \(2008\)](#) en más de 700 km, la alteración-mineralización de los sistemas porfiriticos mencionados tienen una edad entre 68 y 85 Ma., lo que infiere la adición de una sub-faja de mineralización de cobre-molibdeno. Por otro lado el **proyecto Chipispaya** en la sierra de **Tacna**, sería otra sub-faja de pórfidos de edad Miocena a manera de cuña entre la faja Paleocena de pórfidos (Figura 37).

Los principales depósitos de pórfidos de Cu-Mo al Oeste de la Cordillera Occidental se encuentran entre los 3000 y 4000 msnm y principalmente entre las latitudes de 16°S y 18°S, disminuyendo en dirección NO, y encontrándose pórfidos al norte de los 16° en alturas entre los 2000 y 2500 msnm. En la faja costanera asociado al magmatismo **Jurásico - Cretáceo** se tiene el pórfido **Tía María** que aflora entre 700 a 900 msnm siendo su magmatismo relacionado a magmas con mediana fraccionación de sus tierras raras. Los principales pórfidos están relacionados a las rocas ígneas formadas al final de la actividad de los **arcos magmáticos** de **Guaneros - Rio Grande** (170-130 Ma), S.U. **Incahuasi** (90-75 Ma), **Grupo Toquepala** (100?-55 Ma), **S.U. Yarabamba** (66 – 58 Ma) y Formación **Huaylillas** (24 - 20 Ma). El marco estructural esta dado por el metalotecto "**Sistema de Fallas Incapuquio, Cincha-Lluta**, donde se emplaza la mayoría de DPCs (Figura 38). Asimismo las unidades volcánicas e intrusivas asociadas también como metalotectos **Grupo Toquepala** y **Superunidad Yarabamba** respectivamente (Figura 39)

La mineralización económica está localizada generalmente a los últimos pulsos magmato-hidrotermales y depositados en estructuras como chimeneas que forman el stock del pórfido. La roca originaria es de composición diorita a monzodiorita (**S.U. Yarabamba**) y que a su vez alberga parte de las mineralizaciones. La extensión del área de alteración propilítica es de gran extensión estando la alteración filica restringida al área mineralizada, siendo de baja ley pero de gran tonelaje. Los altos valores de Cu se encuentran asociadas a las alteraciones potásicas o filicas y estando casi ausentes en las alteraciones propilíticas y argílicas. El enriquecimiento supérgeno ([QUANG et al., 2005](#)) se produjo en los periodos del Eoceno superior (38 Ma), Oligoceno (28 Ma), Mioceno (11 Ma) y Plioceno (5 Ma) siendo el mayor enriquecimiento supérgeno durante el Mioceno medio (14 - 11 Ma), periodo que coincide con la producción de grandes volúmenes de ignimbritas en el sur de Perú, y que se tradujeron con el soterramiento y conservación de los sistemas porfíricos.

Existe gran potencial entre los yacimientos de **Chapi y Los Calatos** (50 Km), de **Los Calatos** hacia **Cujone** (60 km), de **Toquepala** a **Chipispaya** (50 Km) con posibilidades de albergar yacimientos tipo DPC, teniendo la premisa que en la mayoría de los casos, la separación espacial entre los pórfidos se encuentran alrededor de los 20 – 30 Km y que posiblemente se encuentran soterrados por las unidades volcano sedimentarias de las unidades **Moquegua, Sotillo, Huaylillas y Millo**. Esta transecta puede ser explorada a lo largo de las quebradas que disecan la cordillera occidental siendo un ejemplo de ello la quebrada Huaracane, que nace en las pampas de Jaguay y recorre en dirección SO hacia la ciudad de **Moquegua**. En esta **quebrada Huaracane**, se evidencia una zona de alteración en imágenes de satélite y de tematización y limonitización intensa (en terreno) la cual tiene que ser evaluado como objetivo de exploración futura.



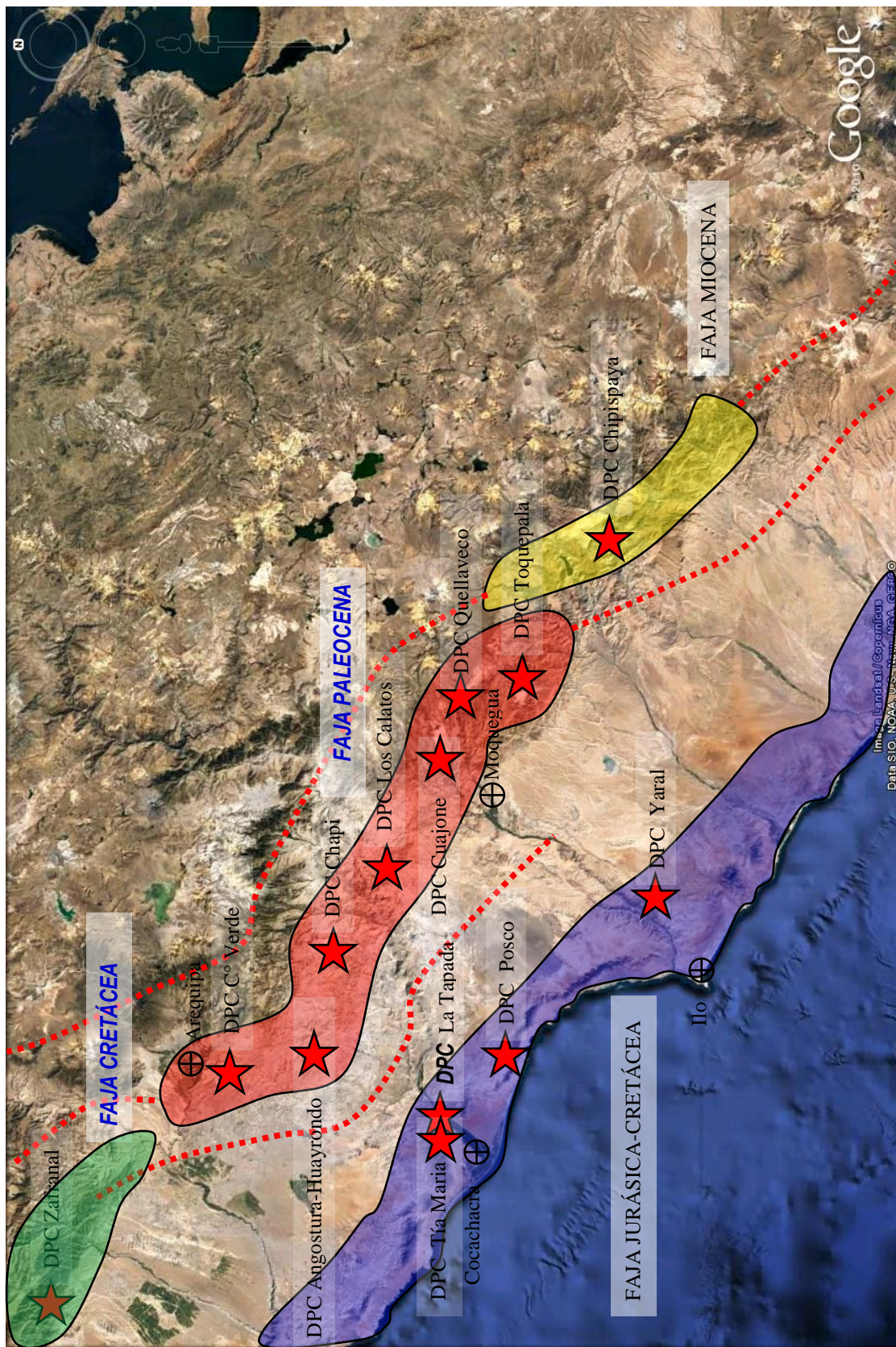


Figura. 37. ---Imagen satelital con las principales sistemas porfíricos del sur de Perú, notese las tres fajas magmáticas; costa Jurásico-Cretaceo (Tía María, La Tapada, Posco, Yaral); Faja Cretaceo-Paleocena; Zañanah, Cerro Verde, Chapi, Angostura, Los Calatos, Cujajone, Quellaveco, Toquepala y la faja Miocena; Chipispaya



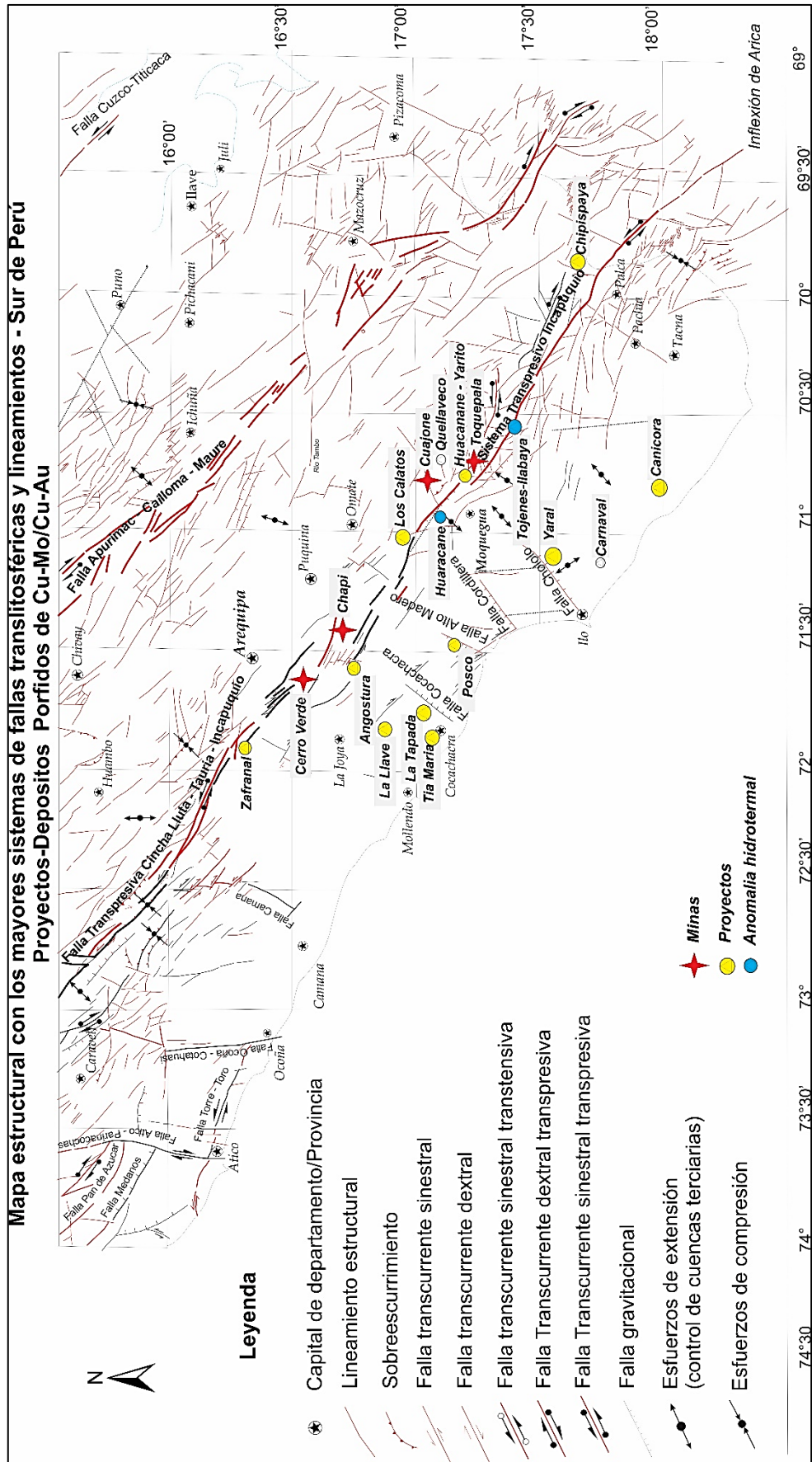


Figura. 38.- Mapa con las principales unidades geológicas del sur de Perú donde se muestra la ubicación de los principales porfidos y proyectos de Cu-Mo del Paleoceno y Cu-Au del Neógeno

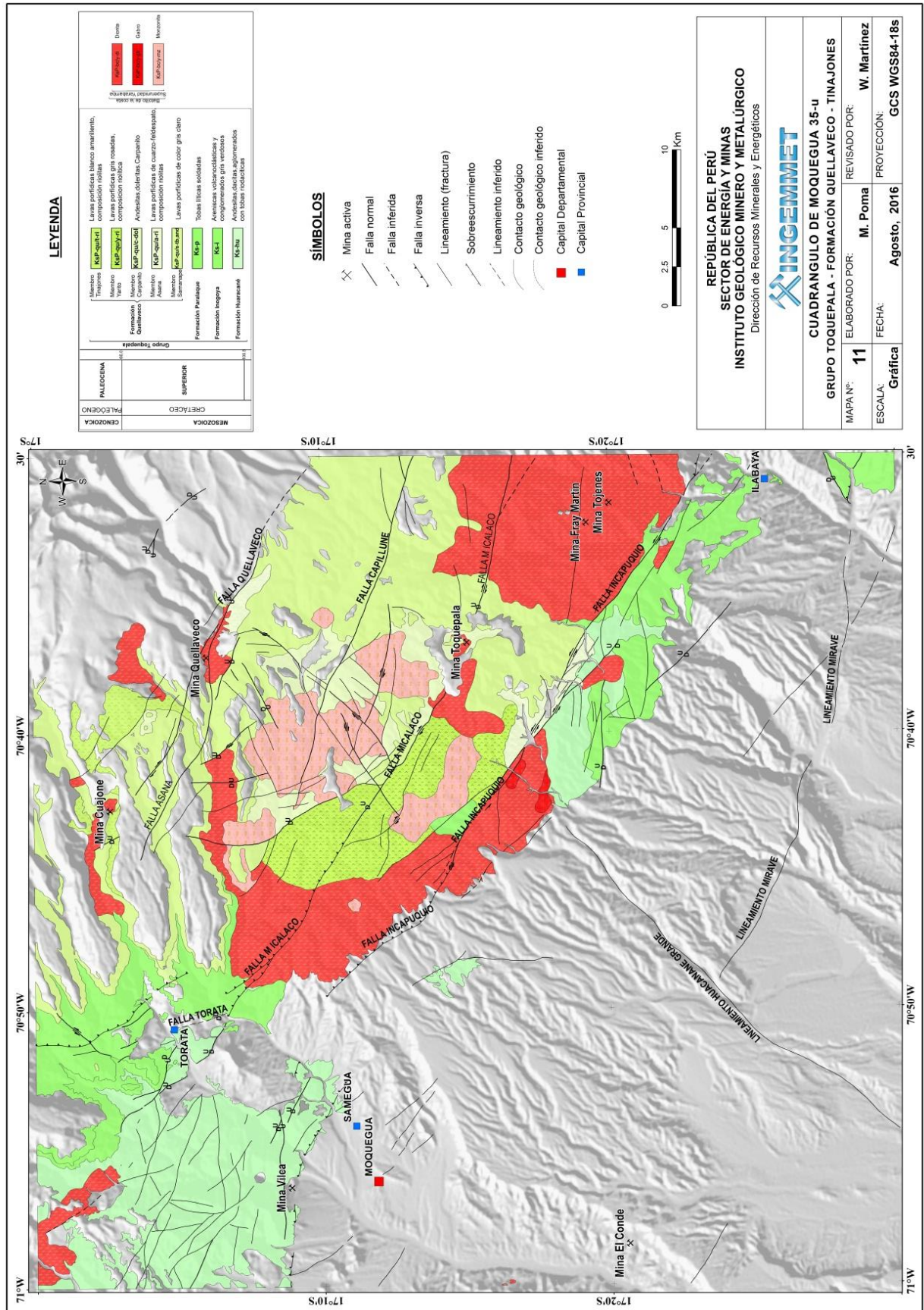


Figura.39.- Mapa geológico entre las minas de Cujajone, Toquepala y proyecto Quellaveco; basado en la geología de Martínez y Zuloaga año 2000. Escala 1:50,000.



## 8.1 PORFIDOS DE COBRE-MOLIBDENO-ORO

### 8.1.1 Proyecto Lara - Ica

#### Antecedentes

El pórfido **Lara** está localizado al sureste de la costa del **Perú** a 400 km de Lima. Se ubica en la provincia de **Laramate** del departamento de **Ayacucho**, a 40 km del poblado de **Palpa** que se encuentra en la Panamericana Sur. La elevación máxima es de 1850 msnm.

Existen estudios anteriores que definen la geología regional del área de estudio ([CASTILLO et al., 1993](#)) donde describen una estratigrafía con secuencias silicoclásticas y carbonatos del Jurásico, intruídas posteriormente por el Batolito de la Costa durante el Cretáceo- Paleógeno. Estos depósitos están cubiertos por secuencias volcánicas del Neógeno y Plioceno, conformadas por lavas y coladas piroclásticas. Posteriormente [NEBOCAT et al., \(1999\)](#) describe el descubrimiento del **pórfido de cobre Lara**, donde presenta su marco geológico local, zonas de alteración hidrotermal y mineralización del yacimiento. Las reservas estimadas sólo en cobre de enriquecimiento secundario llegarían a 20 Mt. ([ACOSTA J. 2007](#))

#### Geología y relaciones Estructurales

El pórfido de cobre Lara se encuentra dentro del segmento de intrusivos de **Arequipa**, asociado principalmente a la Superunidad Tiabaya junto a un gran número de pórfidos de Cu- Mo como **Socos, Huaracumi, Alondra, Marcahui y Duraznillo**

La zona de estudio se encuentra dentro del Batolito de la costa, el cual ha sido intruído por una serie de plutones más recientes que aparecen como granitos ([CASTILLO et al. 1993](#)) en la geología regional del área de Laramate que más bien podrían llamarse como aplitas y pórfidos riolíticos ([NEBOCAT et al. 1999](#)). El Batolito de la costa ha sido cortado también por diques de composición andesítica y dacítica que también cortan a las intrusiones félsicas más jóvenes.

Las litologías más jóvenes en el área pertenecen al Grupo Nazca del Mioceno inferior, el cual consiste de flujos volcánicos subaéreos, aglomerados, brechas y tobas. Estas rocas están inalteradas y parecen ser posteriores al evento de intrusión-alteración del pórfido de cobre.

La geología regional muestra algunas estructuras como una serie de bloques fallados de dirección NO-SE que atraviesan el distrito, los cuales muestran desplazamientos relativos entre las litologías mencionadas. También se distinguen ejes de plegamiento NO-SE que corresponden al Grupo Nazca.

En el pórfido de cobre **Lara** el rasgo estructural dominante es el fallamiento en bloques, donde se han registrado cuatro conjuntos mayores de fallas. De acuerdo a su cronología tenemos un sistema dominante más antiguo N-S. Las principales estructuras de este sistema se extienden en la **Qda. Ajaracancha** y son fallas de rumbo sinistral con componente normal que pasan los 1 500 m. Estas fallas forman un corredor estructural que ha controlado el emplazamiento de intrusivos, alteraciones y mineralización del yacimiento. Este sistema divide en dos grandes bloques al Distrito, donde el bloque Este descendió y parte del bloque Oeste fue erosionado (tobas e ignimbritas del Grupo Nazca y capa de lixiviación). El segundo sistema tiene una dirección E-O y divide al corredor N-S, donde aparentemente hace descender al bloque sur. El tercer sistema NE-SO (055/80 SE) controló la alteración potásica y propílica en la parte sur del yacimiento. Localmente este sistema es cortado por una falla dextral NO-SE más reciente (320/75 SO). Los dos últimos sistemas de falla habrían controlado la alteración y mineralización ya que también constituyen las orientaciones de vetillas tipo B en la alteración filica.

#### Relaciones Magmáticas

Desde el Jurásico y Cretáceo inferior es probable que la Cordillera de la Costa, a la altura de Ica, se encontraba bajo un marco tectónico de extensión y transtensión de subducción de alto ángulo, tal como sucedió más al sur del **Perú** y norte de **Chile** ([UYEDA y NAKAMORI, 1979 en CAMUS 2003; CLARK et al. 1990; SILLITOE y PERELLÓ, 2005](#)), bajo un magmatismo de composición basáltica-intermedia durante el Mesozoico medio – superior ([SILLITOE y PERELLÓ, 2005](#)). Esto podría estar evidenciado en parte por la Falla NO dextral “Treinta Libras” en Ica ([INJOQUE, 2002](#)). En estos lugares, este periodo está caracterizado por una mineralización de tipo Fe-Cu-Au a lo largo de la Cordillera de la Costa, alojada principalmente como relleno de fracturas y en mantos en los depósitos de esta edad, tales como: **Marcona, Mina Justa, Monterrosa y Hierro Acari**. El origen del pórfido de cobre Lara está relacionado al cambio del ángulo de subducción, que ocurrió al principio del Cretáceo superior, de un alto ángulo a otro menos inclinado o tipo chileno ([UYEDA y NAKAMORI, 1979. en CAMUS 2003](#)), el cual

habría afectado también al sur del Perú. Esto se ve demostrado por el intenso magmatismo de la época reflejado en el Batolito de la Costa de la misma edad (PITCHER *et al.* 1985). Este cambio en la subducción ocasionó una modificación del marco tectónico de extensión a uno en compresión (CAMUS, 2003), interpretándose a este periodo como el inicio del engrosamiento cortical, vigente desde hace 100 a 120 Ma (CLARK *et al.* 1990).

#### Alteración y mineralización hipógena – supérgena

Las alteraciones hidrotermales y la mineralización en el Pórfido de cobre Lara se desarrollaron durante un proceso continuo en el tiempo y espacio. Se definieron cuatro eventos hidrotermales denominados:

**Primer evento hidrotermal;** muestra a un estilo de alteración penetrativo y en vetillas, donde se han identificado cuatro tipos de vetillas. Este evento está relacionado con las primeras manifestaciones de las intrusiones tipo cuarzo monzonita. La roca de caja, representada por la cuarzo diorita, muestra una alteración potásica penetrativa y en vetillas: su matriz presenta biotitas secundarias alteradas a cloritas y es cortada por vetillas A3 de cuarzo-ortoclasa. La alteración propilitica siguió a la alteración potásica y alteró al cuarzo diorita también, manifestándose en la matriz de la roca con una asociación mineralógica de clorita-epídota±carbonato-pirita y con vetillas A4 de cuarzo-clorita-carbonatos-pirita.

**El segundo evento hidrotermal;** se caracteriza por presentar un estilo de alteración en vetillas con asociaciones mineralógicas cuarzo±sericita-pirita-calcopirita, cuarzo-piritacalcopirita-sericita que cortan la cuarzo monzonita y cuarzo diorita. Los sulfuros generalmente se presentan oxidados y lixiviados en superficie respectivamente. Este evento esta superpuesto al primero y se debe a la incorporación de fluidos de origen meteórico que hacen descender la temperatura del sistema, notándose las primeras evidencias de los efectos retrógrados.

Al evento anterior se superpone una alteración argílica de origen supérgena, caracterizada por una asociación mineralógica montmorilonita-halloysita±illita±caolinita.

**Tercer evento hidrotermal;** con vetillas C1: cuarzo-ortoclasa±pirita±calcopirita y un cuarto evento D con vetillas estéril tipo D1: cuarzo-sericita

**Cuarto evento hidrotermal;** está vinculados al último evento intrusivo granítico, estéril y pos mineralización.

El pórfido de cobre Lara se encuentra en la superunidad Tiabaya del Batolito de la Costa que tiene una edad del Cretácico superior (80-78 Ma; MUKASA, 1985) y corresponde al intrusivo precursor de la mineralización en el Distrito. Dataciones de mineralización en el pórfido de cobre-molibdeno Puquio, ubicado al NO del pórfido de cobre Lara y en la misma faja metalogénica del Cretácico superior, dan una edad de 77.48 Ma (RIVERA F, 2012) en sericita hidrotermal, datada por el método Ar<sub>40</sub>/Ar<sub>39</sub>.

Por consiguiente, estos datos nos permiten sugerir que la evolución de los fluidos hidrotermales en el pórfido de cobre Lara habrían tomado lugar entre los 80 y 77.5 Ma.

#### Edad del magmatismo y mineralización

La mineralización del pórfido de cobre Lara no ha sido datada, sin embargo se encuentra dentro de la faja del Cretáceo superior junto con otros pórfidos de Cu-Mo, skarns de Cu-Mo-W y vetas de Au que ocurren en el Batolito de la Costa (VIDAL *et al.* 1985). Hacia el NO está alineado con el pórfido de cobre-molibdeno Puquio, el cual ha sido datado en sericita hidrotermal por el método Ar<sub>40</sub>/Ar<sub>39</sub> en 77.48±0.53 Ma (RIVERA F, 2012). Hacia el SE está alineado con los pórfidos de cobre **Cuco, Aguas Verdes, Durazno, Marcahui y Huaracumi** que serían de esta misma época, ya que también se presentan alineados con los pórfidos que vienen del extremo SE del Perú, como **Zafranal y Angostura** (68 Ma: QUANG *et al.* 2005). El cobre entre la zona filica y argílica se encuentran entre 750-2750 ppm y hacia el centro del yacimiento estos valores llegan hasta los 3500 ppm (ACOSTA J. 2007)



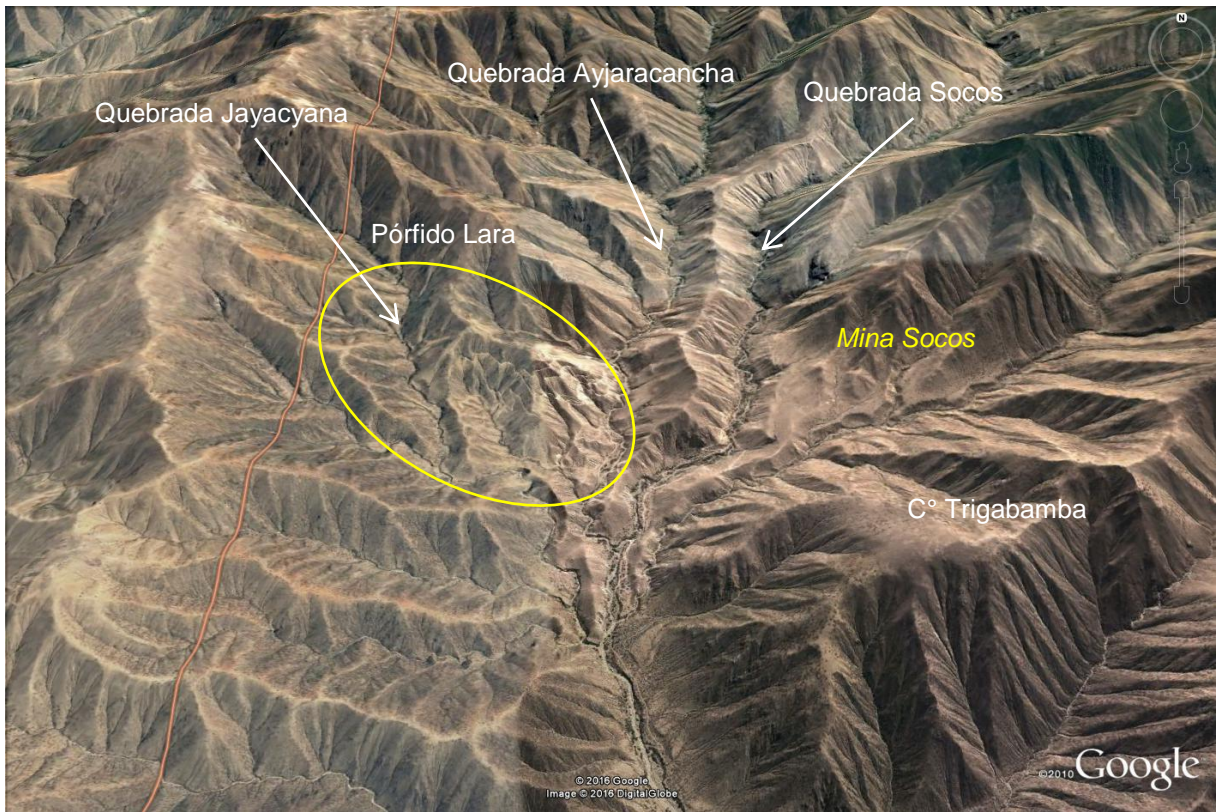


Figura. 40.- Imagen satelital del proyecto Lara, vista al norte. Tomado de Google Earth 2016

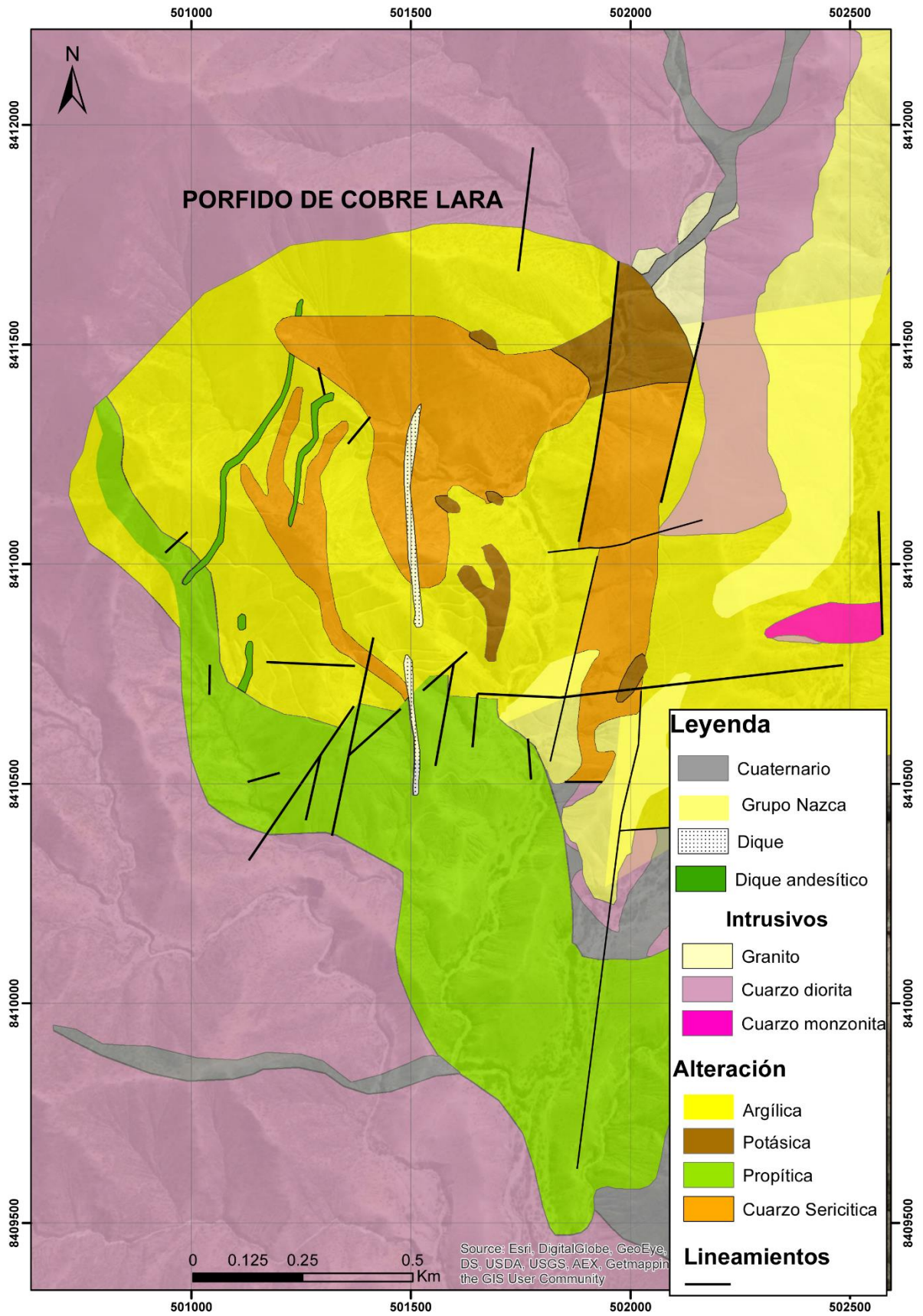


Figura. 41.- Mapa geológico del proyecto Lara. Modificado de Acosta J. 2007



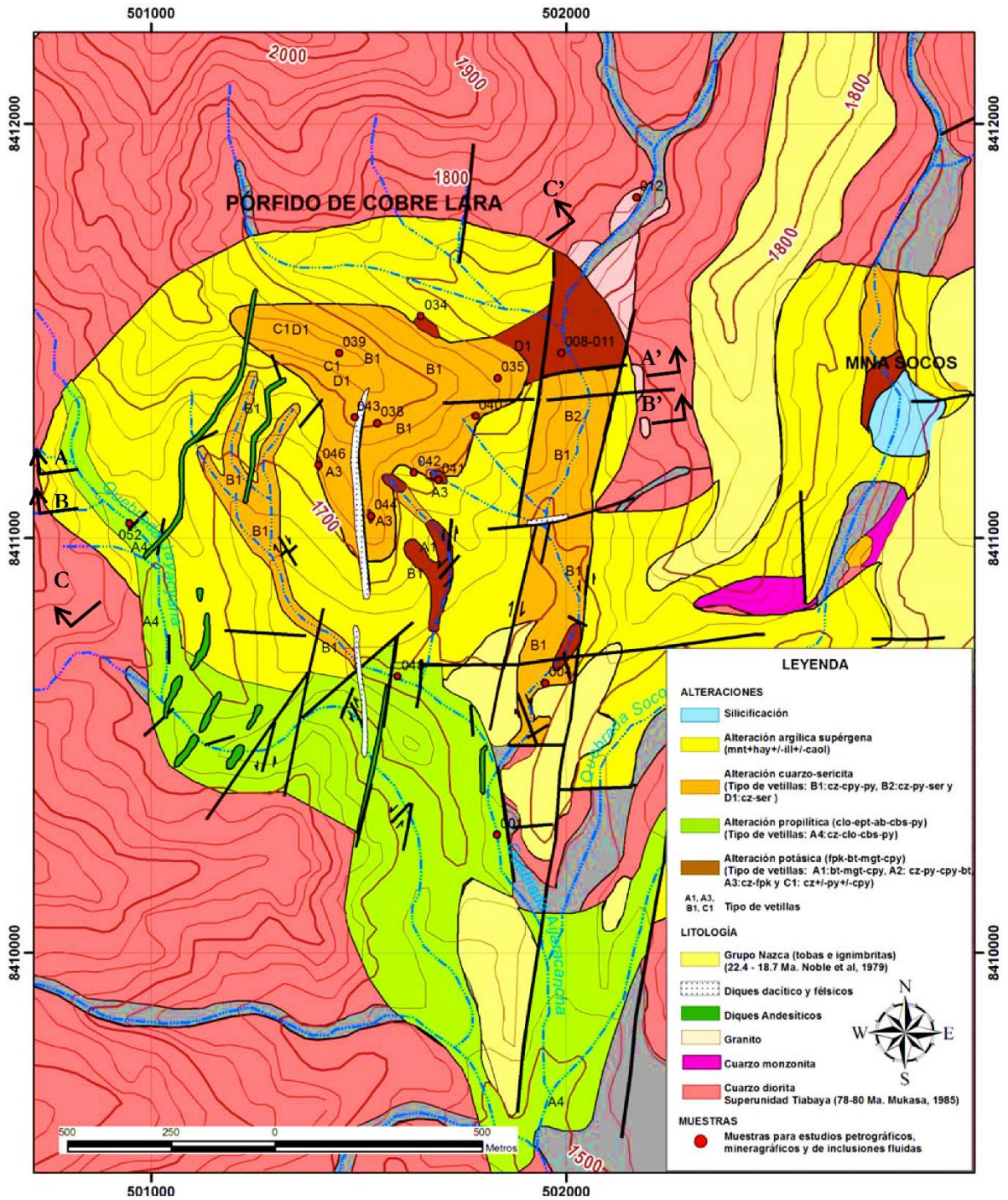


Figura. 42.- Mapa de alteraciones hidrotermales del proyecto Lara, Tomado de Acosta J. 2007

### 9.1.2 Proyecto Valetita - Arequipa

#### Antecedentes

El **Proyecto Valetita**, está ubicada al oeste de los poblados de **Chaipi y Mallco**, en las pampas de **Secseca**, dista 80 Km de la ciudad de Chala y 40 km del poblado de **Pullo**. Fue explorado en época anterior por la empresa **Exploración Responsable (EREP SAC)** desarrollando exploración superficial entre los años **2007 y 2009**. Las expectativas no dieron los resultados esperados por la empresa por lo que fueron abandonados los trabajos. Los denuncios **Valetitas** pertenecientes a **Patricia Bernal Valdivia** fueron promocionados por el **Sr. Javier Barreda** y en el mes de **junio del 2011** siendo consolidado por **Consortio Minero Horizonte** en el año **2012** como proyecto tipo Pórfido de Cu tipo ciego, ya que se ubica en medio de una extensa pampa (**Secseca**) con afloramiento puntual de óxidos de cobre en el cerro **Culluque** (Figura 44).

#### Geología y Relaciones Estructurales

El proyecto se enmarca dentro de unidades intrusivas y volcánicas asignados a la superunidad **Tiabaya** y afloramientos de gabrodioritas. La superunidad **Tiabaya** ha sido soterrada por facies de tobas horizontales asignadas a la **Formación Senca** (Figura 45).

El proyecto se encuentra en una peneplanicie compuesta de materiales aluvionales que tiene la forma de cuenca semicircular y se encuentra atravesada por las fallas **Incapuquio – Cincha – Lluta** y la **Falla Pan de Azúcar**.

La mineralización de **cobre** posiblemente está ligada a las fallas regionales que han generado una cuenca estructural tipo **“jog”** de naturaleza dextral que ha permitido el emplazamiento de unidades de roca ígneas variadas y cuerpos tipo pórfido como el aflorante en el **Cerro Culluque**.

Lineamientos estructurales interpretados y comprobados revelan en la región fallas regionales translitosféricas; Estas fallas importantes han desarrollado yacimientos mineros de **oro** como **Calpa, Ishihuinca, Orión, Oropesa o Rey Salomón**. La interpretación estructural muestra un posible **“jog”** estructural de tendencia andina y de **componente sinistral**, las fallas mayores **Calpa, Pan de Azúcar, Medanos** muestran una típica componente dextral similar a **las fallas Manto y Mancha** de la cuenca **Acari**.

#### Relaciones Magmáticas

En el entorno geológico afloran unidades intrusivas que están compuestas de **6 pulsos magmáticos** de naturaleza félsica a máfica;

#### Alteración y mineralización hipógena – supérgena

La mineralización encontrada se encuentra restringida a una franja de dirección **NW-SE** en el borde oeste del **Cerro Culluque** aflorante por trabajos de calicatas aperturadas por la empresa **EREP SAC**. Esta mineralización en **Valetitas y II**, está compuesta **óxidos de Cobre y Hierro** con valores de **Cobre** hasta **2.03%** y **Oro** entre **0.09 g/t y 0.13 g/t** en 19 muestras extraídas. En **Valetita III**, en una veta con extensión constante por más de 150m, con anchos que no superan los **0.2 m**; se encontraron valores de; **Oro; 0.012 hasta 5.876 g/t y Cobre < 13 g/t** (para mayor detalle ver **Tabla N° 2**). Mineralizaciones en el borde Oeste de **Cerro Culluque**; se interpreta como una estructura aparentemente lineal de dirección **NW-SE** cuya roca caja es una granodiorita gris clara de grano grueso asignada a la **Superunidad Tiabaya**. Esta granodiorita en dirección este se encuentra alterado por fracturas incipientes tipo **“stockwork”** con venillas entrecruzadas con óxidos de hierro en su variedad hematita. Cabe resaltar que el cerro **Colluque** se encuentra dominado por un cuerpo ígneo tipo pórfido fresco (postmineralización) y sin alteración hidrotermal que aparentemente ha intruido a la **granodiorita Tiabaya**.

#### Edad del magmatismo y mineralización

No se cuenta con dataciones del magmatismo y mineralización en los alrededores del proyecto. A 20Km al SE el Servicio Geológico de China e INGGEMMET, realizaron algunas dataciones en U-Pb, reportando; **160.1±1.8 ma** y **140.5±0.87 ma** en rocas dioríticas similares a los que afloran como anillo del proyecto Valetita. La mineralización en el proyecto, está compuesta **óxidos de Cobre y Hierro** con valores de **Cobre** hasta **2.03%** y **Oro** entre **0.09 g/t y 0.13 g/t**.



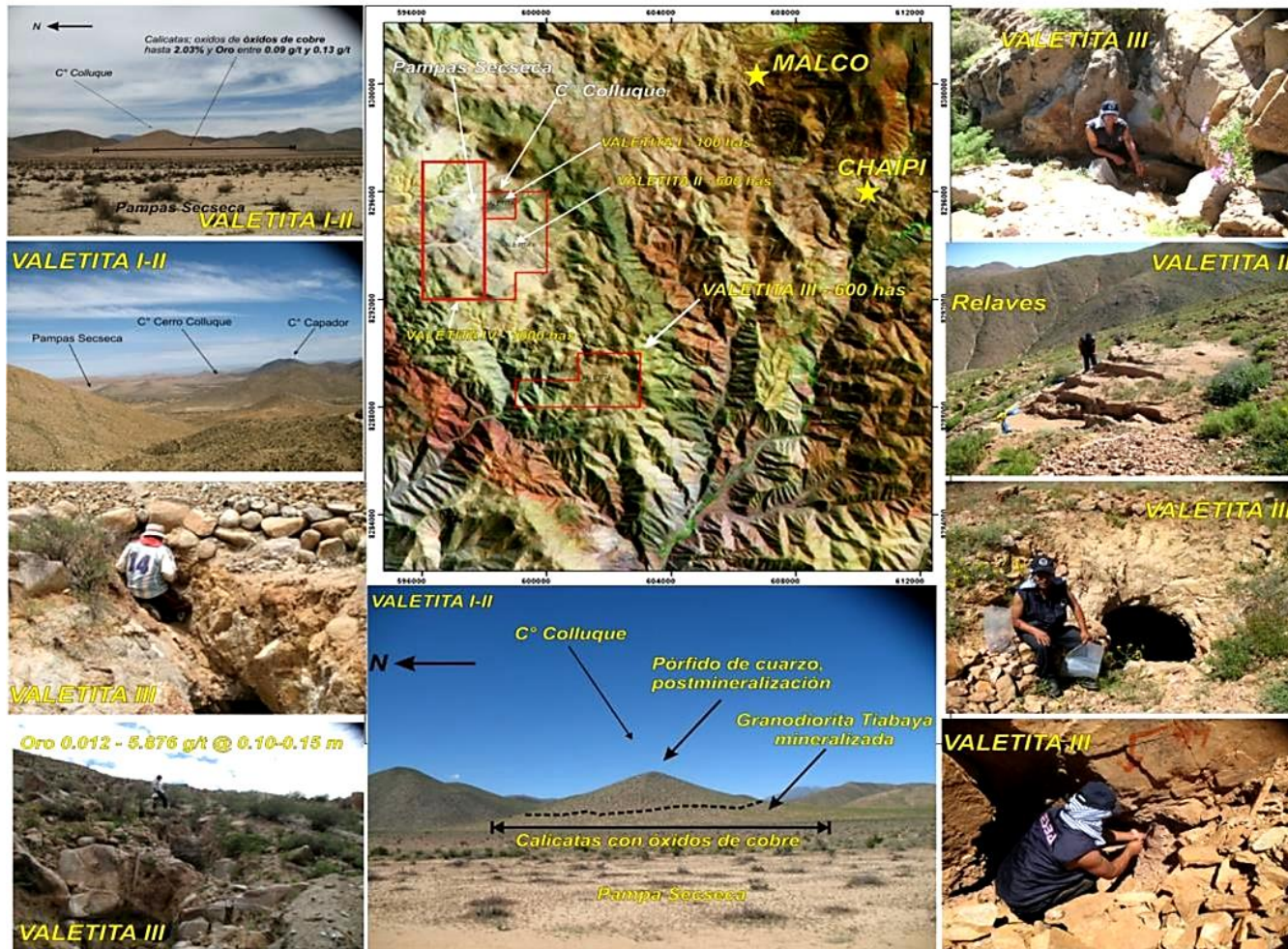


Figura. 43.- Mapa de alteraciones hidrotermales del proyecto Valetita cortesía de CMH. 2012



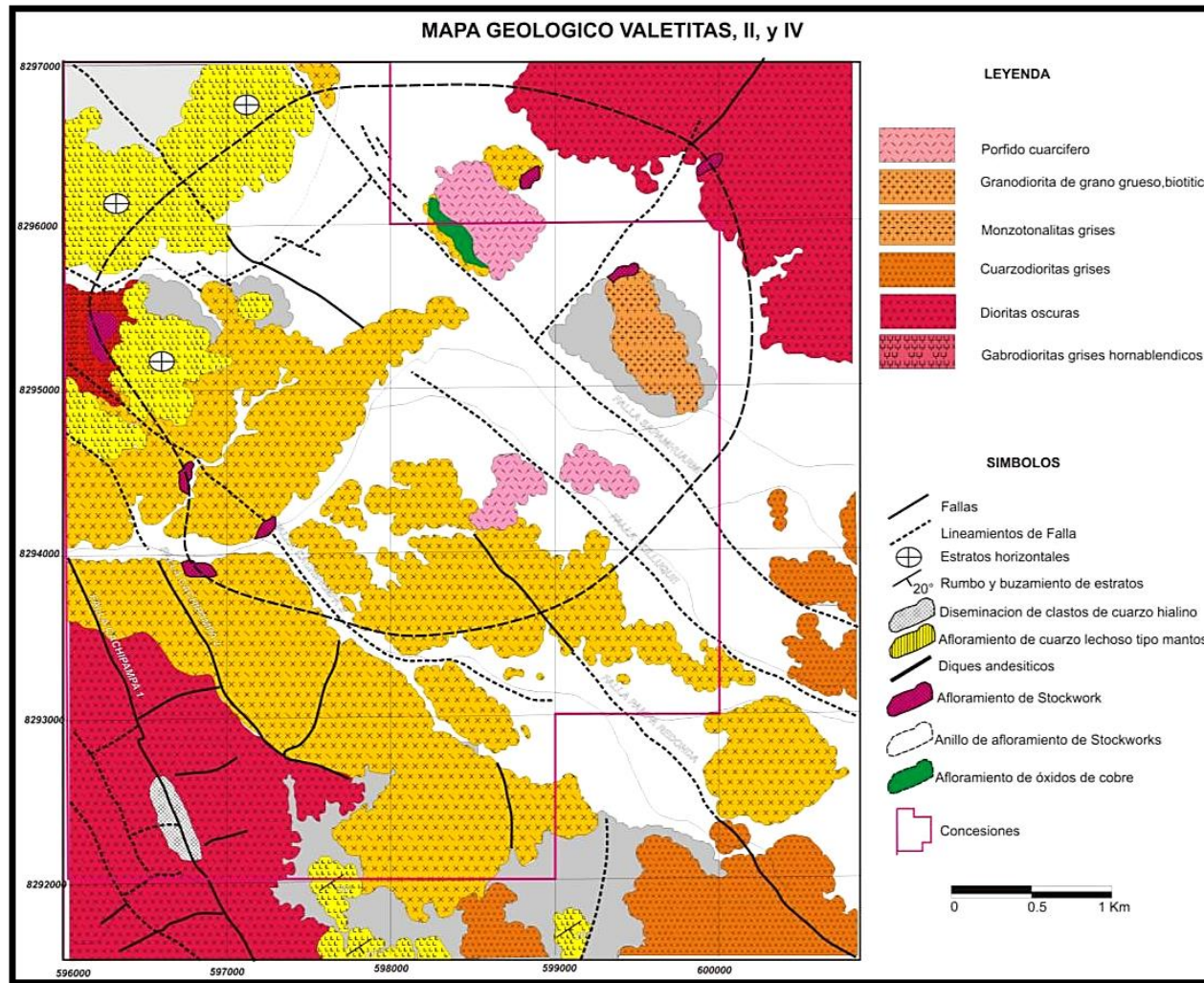


Figura. 44.- Mapa geológico del proyecto Valetita cortesía de Consorcio Minero Horizonte\_CMH 2012.

### 8.1.3 Proyecto Zafranal (Cu-Au) - Arequipa

#### Antecedentes

El pórfido **Zafranal** se encuentra ubicado a 90 km al noroeste de la ciudad de **Arequipa** al sur del **Perú**. La elevación del yacimiento se encuentra entre los 2,200 a 3,100 msnm, en terreno escarpado y escasa vegetación. El acceso a la propiedad por carretera afirmada de 41.5km desde la ciudad de Corire o por carretera afirmada desde la ciudad de **Pedregal** (Figura 46).

Mineros artesanales explotan a pequeña escala mineral en vetas auríferas con cuarzo en la periferia del pórfido **Zafranal**, dichos mineros han trabajado en la zona durante muchas décadas. En el año 2003 un grupo de mineros artesanales, mostro al equipo de geólogos de Teck, dirigido en aquel entonces por **Manuel Montoya**, muestras de la zona principal de **Zafranal** que mostraban fuerte alteración filica, así como vetas de cuarzo y stockworks.

**Phelps Dodge** tenía concesiones en los años 90 sobre la zona principal de **Zafranal** pero realizó una exploración significativa. **Teck** consolidó las propiedades y realizó perforaciones en Zona principal de **Zafranal**, zonas de **Campanero**, **Sicera Sur**, **Sicera Norte** y **Ganchos**. **Western Mining** y **BHP Billiton** mantuvieron posiciones de tierra dentro de la actual área de concesión, pero No realizar ninguna perforación La propiedad **Zafranal** pertenecía inicialmente a **Teck Cominco Limited**, ahora **Teck Resources Limited (Teck)** a través de su subsidiaria peruana **Teck-Cominco Peru S.A.** (Teck Perú). **AQM Copper Inc. (AQM)**, por medio de un Contrato de Opción / Joint Venture (JV), a través de Su subsidiaria peruana **Minera AQM Copper Perú S.A.C.** (MAQM), adquiere de Teck Perú el derecho a obtener un 51% de interés en la Propiedad.

En el año 2003, **Teck** prospecto en el área y, cartografiando y realizando un programa de geoquímica, ejecutaron unos trabajos de perforación completando 11.805 m de DDH así como perforación RC (2005). **AQM** opciona la propiedad de **Teck** en el año 2009, iniciando perforaciones a finales del año 2009, completando a la fecha 109.531 m de DDH y 40.603 m de perforación RC.

La propiedad tiene un área aproximada de 47,252 hectáreas y está conformada por varios depósitos de pórfidos de cobre conocidos, ante todo la Zona Principal, **Victoria**, **Sicera Norte**, **Sicera Sur**, **Campanero**, **Rosario**, y **Ganchos** (AQM 2012)

En 2010, se modificó el acuerdo de opción por el cual **AQM Perú** y **Teck Perú** formaron un 50/50 joint venture (JV) para explorar y desarrollar la propiedad, consolidando la **Compañía Minera Zafranal S.A.C.** (CMZ), constituyéndose el año 2011.

#### Relaciones Estructurales

El pórfido de Cu-Au Zafranal, se ha emplazado en mismo lineamiento del Sistema de Falla Iquipi de dirección general E-O (Figura 47). El cuerpo intrusivo, y la zona de alteración y mineralización, se emplazaron a lo largo de lineamiento de la falla (sistema Iquipi). Fallas de dirección NE (50°) producto del fallamiento principal Iquipi (dextral), favoreció el emplazamiento de cuerpos magmáticos. El sistema de **Fallas Iquipi** pertenece y les la continuación del sistema de fallas Cincha-LLuta – Incapuquio, responsable de la intrusión de cuerpos ígneos y sistemas de pórfidos Paleocenos como **Cerro Verde-Santa Rosa**, **Los Calatos**, **Cuajone**, **Quellaveco** y **Toquepala**

#### Relaciones Magmáticas

Asociado a la Super Unidad Incahuasi, de tendencia calco-alcalina correspondiendo a la diorita Zafranal que intruye en forma de diques y stocks a la Super Unidad Torconta. Se presume que la diorita Zafranal, representa una fase temprana de mineralización hipógena de Cu. Afloramientos de microdioritas de grano fino aflora principalmente a manera de stock y apófisis en el depósito. Se asume que la microdiorita, que corta a la unidad Zafranal, se asigna como la responsable de la mineralización hipógena de Cu en el depósito Zafranal. También afloran cuarzdioritas con textura fanerítica a lo largo del depósito. Por último afloran basalto y andesitas, de tendencia postmineral, aflorando como diques y apófisis siendo los últimos eventos magmáticos. Por otro lado, afloran neises con fuerte alteración-mineralización en el área, con fuerte alteración porfírica.

#### Alteración y mineralización hipógena - supérgena



En el depósito Zafranal, la microdiorita está asociada a una alteración potásica, presentándose mineralización de: cuarzo, biotita secundaria, clorita y feldespato potásico. En la zona de alteración potásica encontramos calcopirita diseminada y en venillas tipo A y B (cuarzo-calcopirita-pirita, cuarzo-calcopirita-molibdenita).

La potencia en promedio de la zona enriquecida llega a los 75 m y está asociada a una alteración filica con mineralogía de: sericita + cuarzo + clorita/biotita + arcillas + pirita. La zona de mineralización de óxidos de cobre puede llegar a tener hasta 60m. Los óxidos de cobre están presentes como: crisocola, brocantita, calcantita, neotocita, tenorita y psilomelanos.

#### Edad del magmatismo y mineralización

El trabajo de RIVERA F (2012), menciona sobre dataciones realizadas en los sectores centrales y nor-este de los depósitos realizados en las dioritas y microdioritas, asociadas a la mineralización. Estas dataciones se realizaron en la zona potásica en biotitas secundarias, rindiendo  $82.41 \pm 0.43$ ,  $83.37 \pm 0.34$  y  $81.10 \pm 0.43$  m.a.

Ley del yacimiento: 0.36% Cu y 0.07 g/t Au. 510.7Mt de recursos medidos e indicados (AQM 2012), Mena: Calcopirita.



Figura.45.- Imagen del proyecto Zafranal, el yacimiento se encuentra en sistema de Fallas Iquipi-Clavelinas de dirección E-O, asociada a la falla translitosférica Cincha-Lluta-Incapuquio.



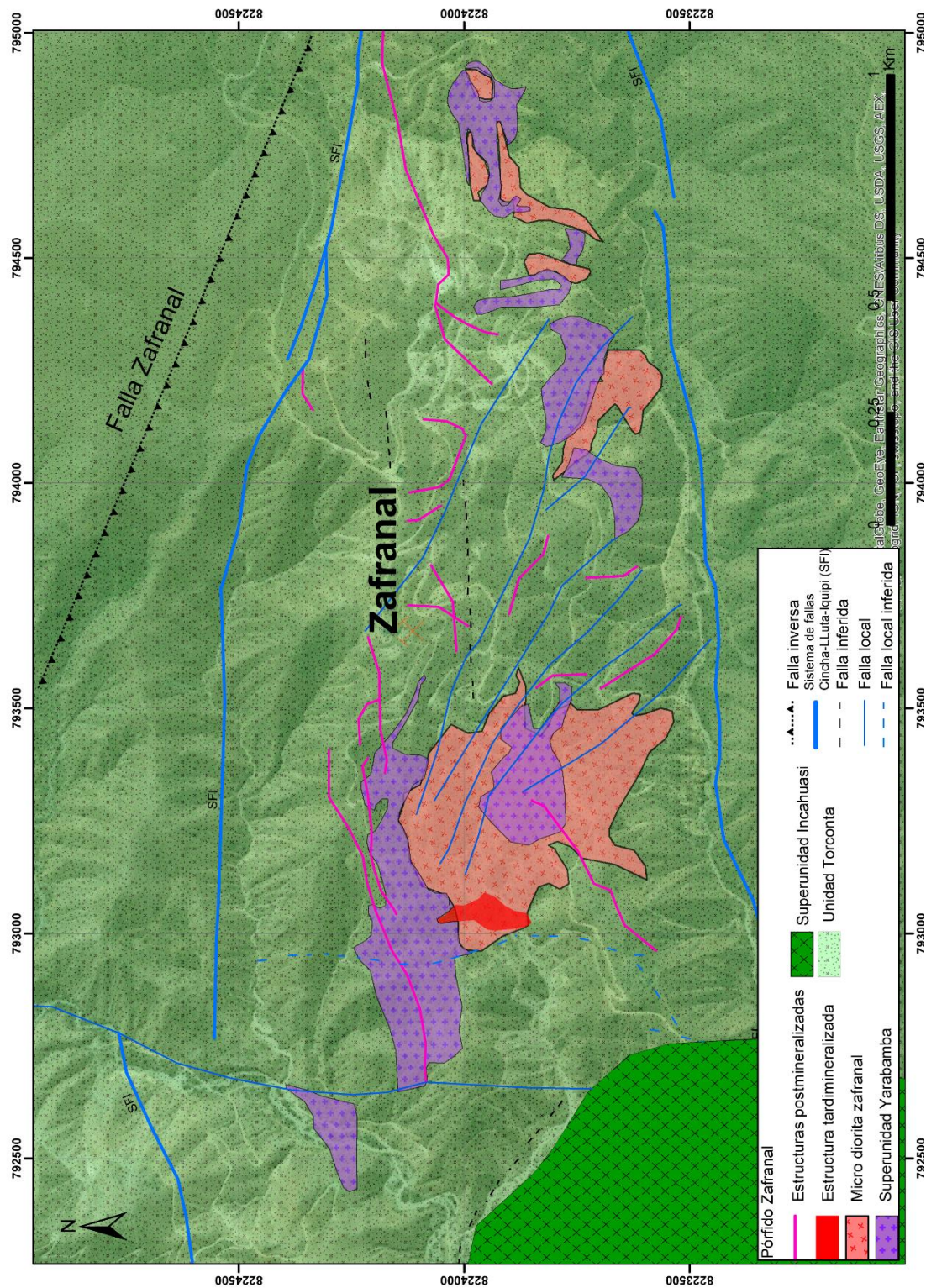


Figura.46.- Mapa Geológico del pórfido de Zafranal (Cu-Mo-Au). Tomado y modificado de Mamani & Rivera (2011).

### 8.1.4 Yacimiento Cerro Verde - Arequipa

#### Antecedentes

Se tiene conocimiento que las primeras actividades en Cerro Verde es del año 1868, donde los hermanos Vicuña (Chilenos), solicitaron un grupo de concesiones mineras, los cuales explotaron brevemente en sus contenidos de óxidos de cobre, los cuales tuvieron que abandonar el país debido al conflicto de la guerra del pacífico. Posteriormente Cerro Verde fue trabajado por varios concesionarios, siendo el año 1905, sus propiedades fueron de Carlos Lohmann, quien realizo operaciones mineras hasta el año 1915. En 1916 Anaconda Company emprende trabajos por la región, siendo poco después las propiedades adquiridas por Andes Exploration Co. De Maine que a la postre era subsidiaria de Anaconda. Entre los años 1916 y 1918, Andes, realizo trabajos de excavación subterránea perforando 64 taladros (9855m). Los trabajos de exploración se suspendieron en 1919. Entre 1964 y 1967, otra subsidiaria de Anaconda; Andes del Perú, continua con las perforaciones en Cerro verde realizando 131 taladros DDH (32,000m). Asimismo se realizaron exploraciones en el sector Santa Rosa (1964-1970), concluyendo que no tenía valor económico. A fines de 1970, las concesiones revertieron al estado tanto Cerro verde como Santa Rosa. Entre 1971 y 1975, Minero Perú, ejecuta estudios geofísicos en el yacimiento, ubicando dos zonas para perforación DDH y con el cual se descubrió el yacimiento Santa Rosa.

#### Geología y relaciones estructurales

Los pórfidos de **Cerro Verde** y **Santa Rosa** se encuentran a 15 Km de la ciudad de Arequipa. En el entorno, afloran cuerpos intrusivos cortados por la falla Cenicienta con dirección NO-SE y el lineamiento La Joya con dirección NE-SO. La roca caja está asociada al segmento del batolito de la costa Super Unidad Yarabamba y dentro de los denominados antiguamente cerros de la Caldera. El magmatismo es calco-alcalino y desarrollo procesos de erosión y enriquecimiento secundario. Afloran en el entorno del yacimiento el Complejo Basal de la costa, así como cuerpos intrusivos de tipo pórfido. La roca magmática principal; La granodiorita Yarabamba, es la roca huésped principal de la mineralización de Cu-Mo. Se tiene la intrusión de pórfidos de composición dacita-monzonita que es responsable de la alteración y posterior mineralización. Existe complejos de brechas con **turmalina**, **drumortierita** y de guijarros. Abundantes diques de composición andesítica y pegmatitas se emplazan por el yacimiento.

#### Relaciones magmáticas

Las rocas intrusivas emplazados en los pórfidos Cerro Verde y Santa Rosa, es asignado a la Superunidad Yarabamba, es de composición granodiorítica y monzonitas, asimismo afloran dioritas y monzonitas de la Super Unidad Tiabaya). La Superunidad Yarabamba fue datada en zircón (U-Pb) reportando  $61 \pm 1$  Ma (Mukasa, 1986) los sistemas de diques que cortan la Superunidad Yarabamba son de composición andesítica. Estas rocas tienen firmas calco-alcalinas y contenido medio a alto de K y se encuentran asociados al arco magmático de Toquepala (75-55 Ma). La Superunidad Yarabamba intruye a las rocas volcánicas de la Formación Chocolate y a las unidades sedimentarias del Grupo Yura (formaciones Socosani y Puente).

Brechas de turmalina, se encuentran distribuidas en los depósitos de Cerro Verde y Cerro Negro, y esporádicamente en Santa Rosa. La brecha de bonanza en Santa Rosa comprende fragmentos angulosos con intensa sericita, alteración de cuarzo y calcopirita diseminada en una matriz dominada por calcopirita masiva y en menor proporción pirita, magnetita y ferberita (Quang et al., 2003).

#### Alteración y mineralización hipógena - supérgena

El límite de alteración abarca un extensión de 5 por 1.5 Km. La alteración potásica se preserva a profundidad, pero persiste a niveles someros en Cerro Verde. Esta alteración está representada por dos subfacies:

- 1) ortoclasa con poca biotita y poca magnetita en la granodiorita Yarabamba y en el pórfido dacítico.
- 2) biotita-magnetita esta mejor desarrollado en las andesitas de la Formación Chocolate. La alteración filica consiste de cuarzo, sericita, pirita y bordea las zonas potásicas.

Los procesos supérgenos alcanzan profundidades hasta de 300 m entre el cuerpo principal y la brecha turmalina siendo un promedio los 70m. El perfil supergeno es más delgado en Santa Rosa. La capa de calcocina en Cerro Verde y Santa Rosa esta sobreyacido por una sub-zona de brocantita que corresponde a la zona de óxidos, en el cual se tiene ocurrencias menores de crisocola en forma de vetillas cortando el stockwork de brocantita. Como menores constituyentes se tiene calcedonia, ankerita y malaquita. El alto grado de óxidos de Cu ocurre en la matriz de las brechas hidrotermales. La menas de brocantita están sobre yacidas por la subzona de Cu, en donde los



óxidos de Cu-Fe-Mn predominan. La distribución de las menas de óxidos está espacialmente asociada con zonas calcocina-caolinita o zonas de hematina. Hematina, goethita, y algo de jarosita son abundantes en la zona de brecha. La jarosita es localmente abundante en las márgenes de la piritita.

#### 7.2.7.6. Edad de mineralización

La edad de la actividad hidrotermal fue datada en sericita para Cerro Verde reportando  $62 \pm 1.1$  y  $62.2 \pm 2.9$  para Santa Rosa. (Quang et al., 2003). El yacimiento tiene como mena: Calcopirita, Piritita. Con contenidos de cobre y molibdeno de 0.37% y 0.0145 respectivamente.

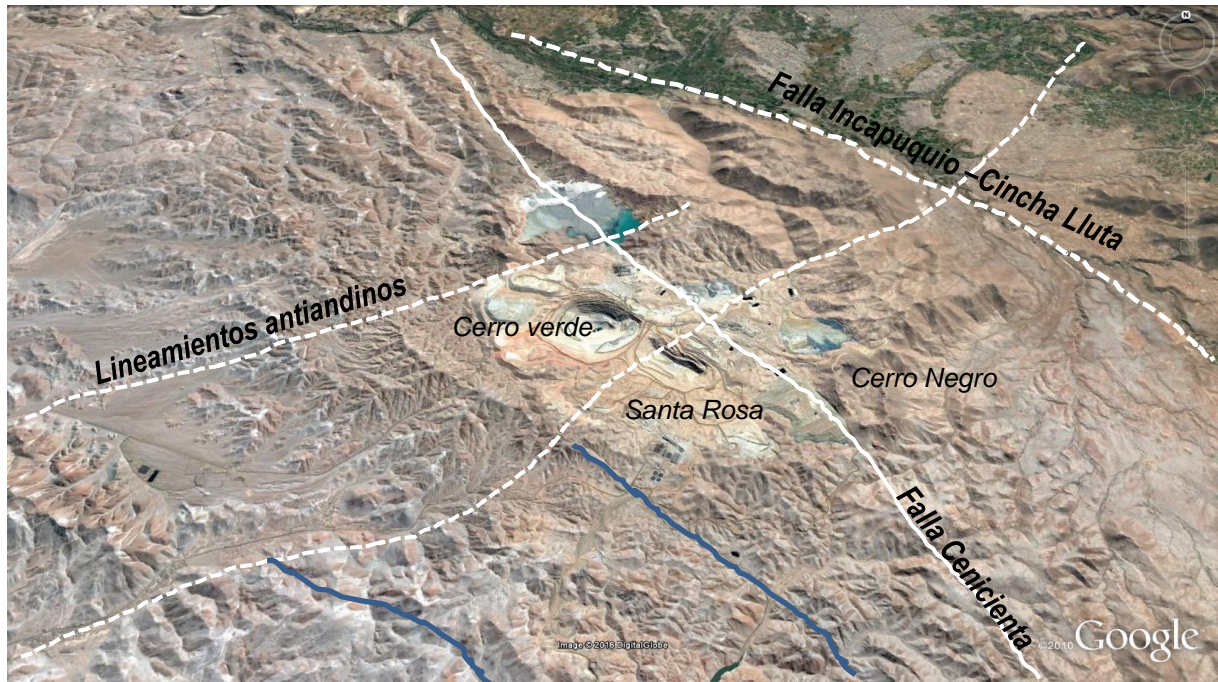


Figura.47.- Imagen de la mina Cerro Verde, Santa Rosa y el prospecto Cerro Negro, se observa la intersección del Sistema de Fallas Incapuquio – Cenicienta y lineamientos antiandinos, que genere una zona de fracturamiento y debilidad estructural, favorable en el emplazamiento de fluidos magmato-hidrotermales.

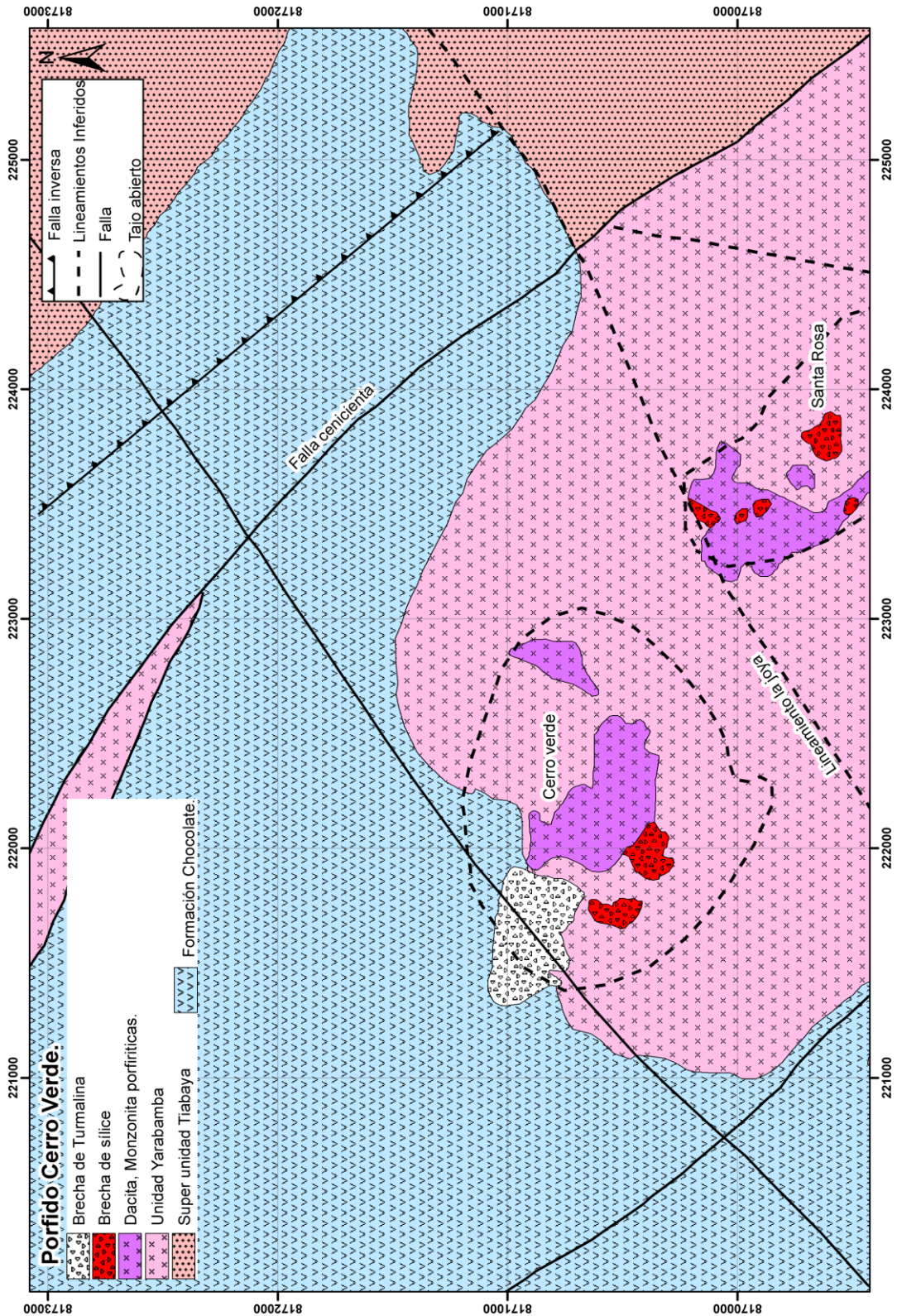


Figura.48.- Mapa Geológico de los yacimientos Cerro Verde (Cu-Mo) y Santa Rosa (Cu-Mo), tomado y modificado de Quang et al. (2003) y Acosta H et al (2015).



### 8.1.5 Yacimiento Chapi (Cu-Mo) - Moquegua

#### Antecedentes

En el año 1936, **L. CHAVANEUX** inició la explotación de este yacimiento trabajando los óxidos de cobre con leyes de 30 a 40 %Cu por 12 años. En 1956 a 1978, fue operada por diferentes empresas, como: **Nippon Mining Co. Ltd.**, **Mitsui Mining and Smelting Co.Ltd.** De 1978 a 1983, la empresa opera irregularmente. En 1983 cierra definitivamente la mina. En 1993, Cía. **Minera Milpo S.A.** y Cía. **Minera San Ignacio de Morococha S.A.**, logran el interés de **Phelps Dodge** para explorar esta propiedad, conformando con el tiempo **Minera Pampa de Cobre S.A.**

En el año 2002, **MILPO** obtuvo de sus socios una opción de compra que le permitió alcanzar el 100% de la propiedad. A partir del 2003 al 2010, se emprende una campaña de exploración y perforación para delimitar la extensión total del yacimiento. En el año 2006 se inicia la producción de sulfatos de cobre, y para el año 2008 la planta de electro deposición (EW) entró en operaciones. En agosto de 2010, Votorantim Metais toma el control de Milpo. En la actualidad, considerando factores como el volátil escenario económico a nivel mundial el mismo que ha afectado significativamente la cotización internacional de los minerales, sumado a los problemas de recuperación propios de la **U.M. Chapi** que se vienen presentando desde el 2011 debido a la presencia de neotocita en el mineral de óxidos, el agotamiento de los ripios que venían siendo recuperados en la planta de procesamiento.

Los altos costos de producción y resultados negativos obtenidos duran el año 2015 debido a la bajo de los precios de los metales, MPC ha solicitado nuevamente la autorización de suspensión temporal de actividades la misma que fue aprobada mediante Resolución N°0079-2016-MEM-DGM/V en la cual se fija un periodo de suspensión de actividades de tres años (03) que va a partir del 31 de Diciembre de 2015 hasta el 31 de Diciembre de 2018.

#### Geología

Metalogenéticamente, **Chapi** se encuentra dentro del lineamiento de los pórfidos de cobre del sur del Perú, determinados por varias minas operativas (**Cerro Verde, Cuajone, Toquepala**) y prospectos en diferente etapa de evaluación **Quellaveco, Tía María, San José**, etc.; incluso, dentro de la propiedad que cubre **Chapi** se encuentran tres pórfidos denominados **Atahualpa, Pampa Negra y La Candelaria**, ubicados al norte de la zona de mantos.

#### Relaciones estructurales

Existen fallas inversas de rumbo NO-SE como la falla **Chapi y America**, que intersectan a fallas antinadinas generando el clúster **Chapi**.

El **Grupo Yura** lo conforman las unidades: **Formación Puente-Cachios**, compuestas por lutitas negras y areniscas carbonatadas, la **Formación Labra**, por cuarcitas intercalados con lutitas y calizas ferruginosas y La **Formación Gramadal**, compuesta por calizas con intercalaciones de lutitas. La falla America, pone en contacto a los flujos de lava de Incahuasi (que es equivalente a la **Formación Guaneros**) y sedimentos del **Grupo Yura**. Existen varias fallas de tendencia gravitatoria como **Don Lucho y Cuprita**, generando un graben. Estos sistemas de fallas y sus intersecciones han contribuido en la mineralización del sistema del **yacimiento Chapi, Atahualpa y Pampa Negra**.

#### Relaciones magmáticas

Afloramientos de lavas de composición basalto-andesítica, son asociados al arco **volcánico Guaneros** y se originaron en conjunto con el magmatismo efusivo del sur de **Perú: Guaneros**, correspondiendo a sistemas calco-alcalinos con fuerte contenido alto de K, aflorando como flujos de lavas y diques. El cuerpo intrusivo asociado al depósito de **Atahualpa**, es asignado a la **Super Unidad Incahuasi**. Los stocks de porfidos afloran a manera de apófisis intruyendo a las rocas sedimentarias del **Grupo Yura** en el sector de **Atahualpa** y en la zona de **Pampa Negra**.

### Alteración y mineralización hipógena - supérgena

El yacimiento presenta cuatro tipos de mineralización:

**Mineralización tipo Manto**, aprovechada por los planos de estratificación de las lutitas y areniscas feldespáticas, con buzamiento de 25° a 50° SO. Los mantos muestran una fuerte oxidación en superficie, dándole una tonalidad rojiza. Los mantos se encuentran concordante con las secuencias sedimentarias de la formación Labra.

**Enriquecimiento secundario**; se presenta rellenando el sistema de fracturamiento en las cuarcitas. Destaca por la presencia de cuarcitas en estratos medianos a gruesos fracturados, con minerales como la crisocola, malaquita y cuprita, que corresponden.

**Presencia de stockwork**; en las cuarcitas y en la cuarzo diorita. El intrusivo del tipo diorita con cuarzo, se presenta con un vetilleo poli direccional de cuarzo más óxidos. El sistema de fallas tuvo influencia en la mineralización.

**Cerca de las fallas**; hay un mayor contenido metálico de cobre.

- La mineralización estratoligada conformada por mantos, cuando se encuentran dentro del horizonte de enriquecimiento secundario (presencia de calcosita);
- Los óxidos aflorantes, que son en realidad la presencia de los mantos en superficie, aunque con ley menor y mayor potencia ya que los minerales cupríferos se diseminan ocupando las fracturas;
- Las vetas rellenando fallas como la veta Don Lucho, explotada anteriormente, es un ejemplo de este tipo de mineralización;
- Los relaves, que han demostrado contener mineralización cuprífera con ratio de solubilidad que permitiría su tratamiento por lixiviación.

Existe alteración argílica avanzada (silica, alunita y sericita) presente en las capas de areniscas y en relleno de fracturas. La alteración argílica (caolinita y montmorillonita) está asociada a las arcosas y limonitas feldespáticas que acompañan a las areniscas. La sericita abunda en las capas de areniscas y cuerpos de granodioritas así como en relleno de fracturas.

La mineralización es de tipo estratoligada compuesto por mantos con mineral con calcosita, siendo los espesores de los mantos entre 0.50 m a 5 m. Los mantos mineralizados están relacionados al sistema porfírico de Cu, asociado al magmatismo hidrotermal de la Super Unidad de Incahuasi. La mineralización económica se encuentra en horizontes menores a los 0.1m. en las areniscas y limonitas feldespáticas, que presentan fuerte silicificación y piritización. La silicificación se asocia con altas leyes y de proximidad a los cuerpos intrusivos.

#### Edad de del magmatismo y mineralización

Solamente se cuenta con dataciones efectuadas en el año 2003 por [MARTINEZ y CERVANTES](#), en secuencias de lavas andesíticas asignadas a la Formación Incahuasi-Guaneros con  $168 \pm 5$  ma (K-Ar).

Ley del yacimiento: 1.16% Cu. Mena: calcosina, covelita, atacamita, crisocola y pirita

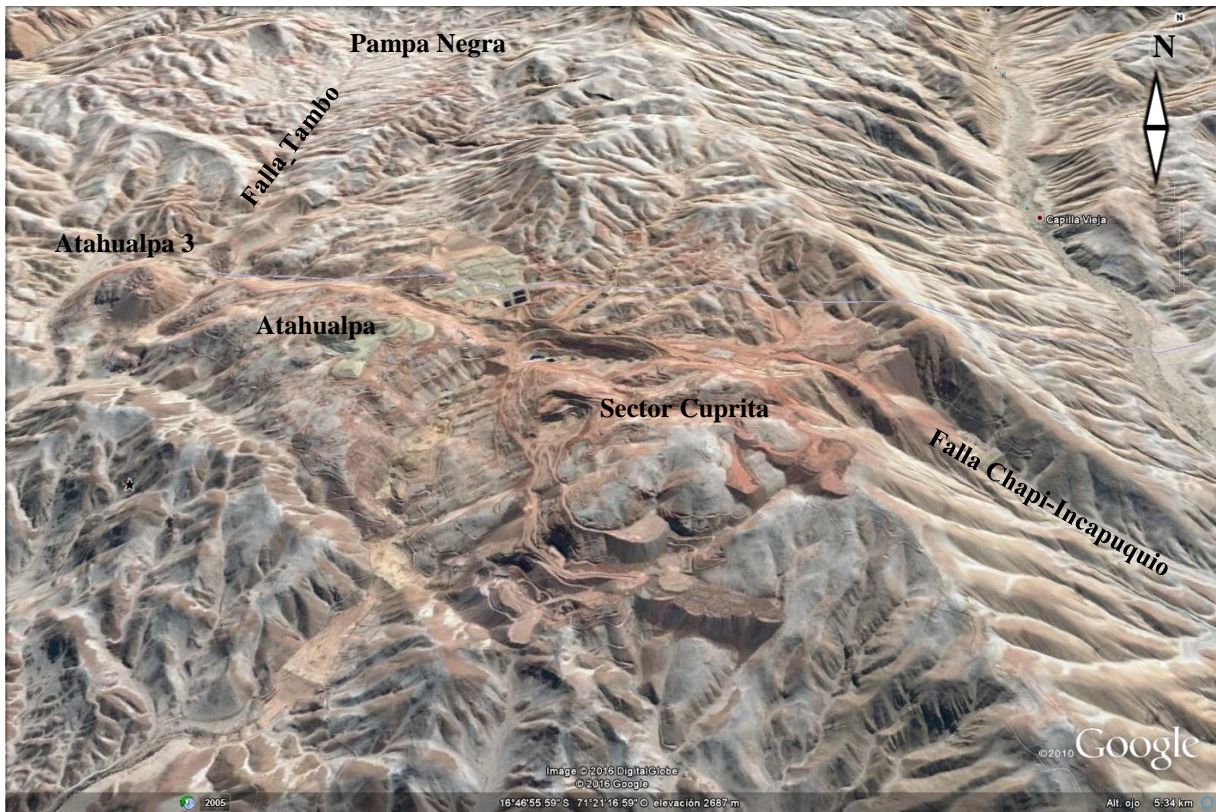


Figura.49.- Imagen satelital (Google Earth) de la **Mina Chapi**; las fallas y lineamientos andino y anti andinos, se observan claramente en esta imagen.



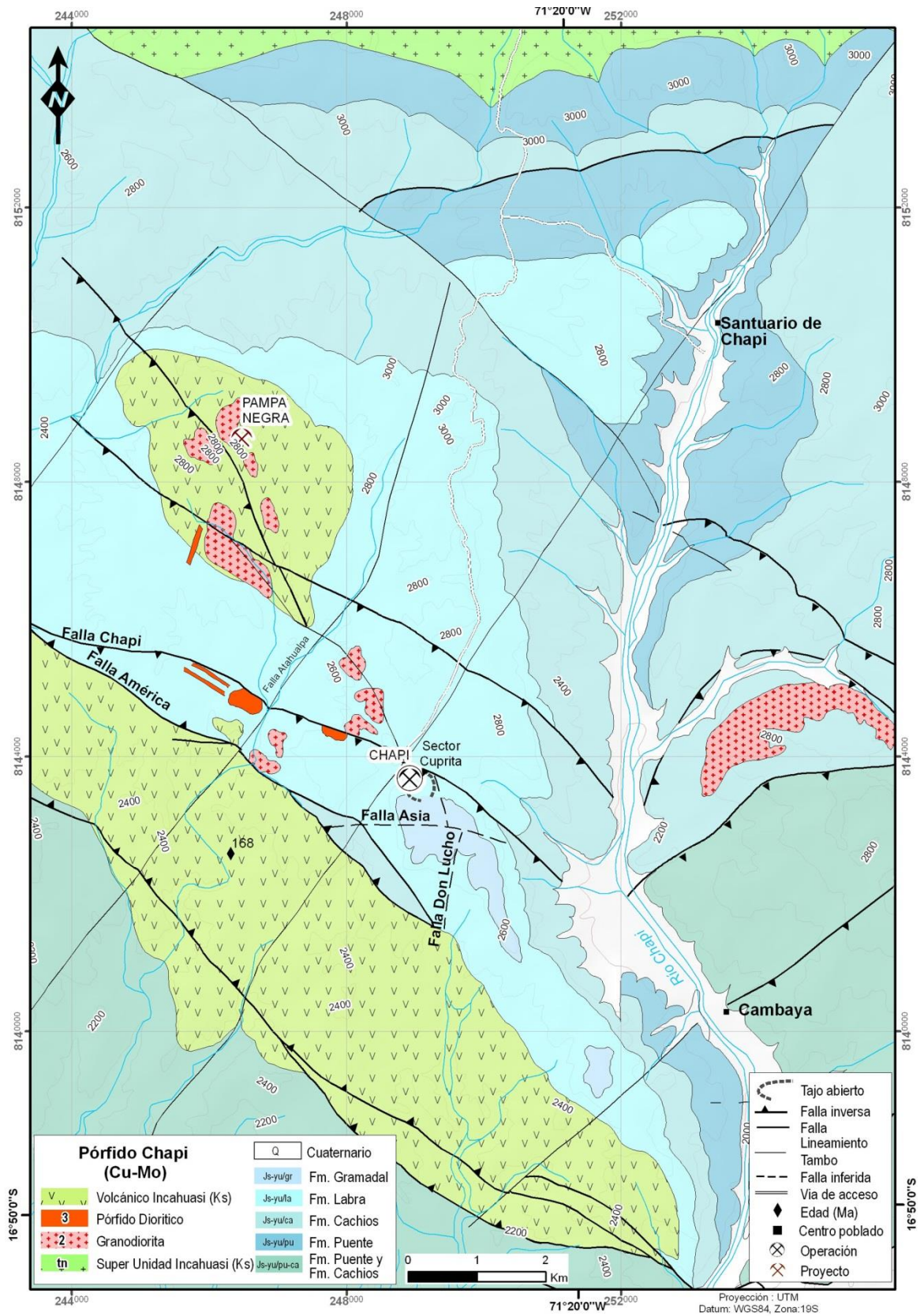


Figura.50.- Mapa geológico del Yacimiento Chapi (Cu-Mo). Tomado de Acosta H. et.al (2015) y Medina (2005).

### 8.1.6 Proyecto Los Calatos - Moquegua

#### Antecedentes

Los calatos está considerado como un prospecto tipo Pórfido de Cobre que se ubica sobre el alineamiento estructural NW - SE, coincidente con los principales Pórfidos de Cobre del Sur del país (**Toquepala, Quellaveco, Cuajone, Chapi y Cerro Verde**).

El proyecto de Los Calatos fue dominado y explorado primero por **Acuarios Minera y Exploradora S.R.L.** en la década de 1990. Entre los años 1995 y 1996, **Phelps Dodge** ejecuto una opción sobre el proyecto que pertenecía a **Arequipa Resources** (filial de Acuarios).

**Phelps Dodge** completó estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos, que culminaron con la perforación 26 taladros en circulación reversa ejecutando; 4,188m y 5 DDH, ejecutando 2, 183m. Concluyeron que **Los Calatos** tenía un potencial 20Mt de materiales mineralizados en una con 1% Cu.

En 1997, Barrick ejecuta 8 DDH con 1 946m, con una distancia 100 metros en la principal zona de mineralización identificada por Phelps Dodge. Los resultados fueron revisados para Barrick por J. David Lowell en 1997, que concluyó que el "depósito contiene 20 a 40Mt con  $\pm 0.86\%$  Cu, con buenas características de lixiviación.

En 05 de septiembre de 2007 **Hampton Mining Limited ("Hampton")**, una subsidiaria de **Minera Hampton Peru SAC ("Minera Hampton")**, entró en un acuerdo de opción con North Hill para adquirir el proyecto de Los Calatos.

En diciembre de 2008 **Metminco** hizo una oferta para todas las acciones de **Hampton**. La oferta cierra en julio de 2009 adquiriendo un interés de 36.5% y convirtiéndose en el principal accionista de Hampton.

Durante el primer semestre de 2010 **Metminco** recaudaron fondos a través de un listado en **Londres**, aumentó su participación en Hampton a 69,4%. Metminco completó la adquisición de intereses del accionista minoritario de Hampton, convirtiéndose en subsidiaria de **Metminco**.

Los recursos minerales (en las categorías de medidos, indicados e inferidos) se calculan en 1.420Mt con 0,47% de cobre y 0,022% de molibdeno. Según un estudio de alcance minero, el mejor escenario de extracción contempla una combinación de operación a cielo abierto con siete años de vida productiva y otra subterránea por hundimiento de bloques por 24 años con un ritmo de extracción y procesamiento de 21,9Mt/a (60.000t/d).

De acuerdo a las perforaciones realizadas por la Cía. **Phelps Dodge** en el año 1995 y a ensayos químicos de muestreos sistemáticos y muestras referenciales tomadas por **INGEMMET** se delinea una anomalía de Cobre y Molibdeno que coincide con la zona de mayor alteración hidrotermal cuyos valores están entre 150 + 1,650 p.p.m. de Cobre. El Oro presenta valores anómalos erráticos.

#### Geología y relaciones estructurales

El depósito se enmarca dentro de una cuenca intramontañosa tipo jog estructural, donde se depositaron los sedimentos de la **Formación Jaguay** (equivalente al Sotillo). Los cuerpos intrusivos aflorantes, son asignados a la **Superunidades Yarabamba (SO)** y **Tiabaya (NE)**. Secuencias volcánicas del **Grupo Toquepala (Formación Paralake)** afloran al SO del yacimiento.

El control estructural relacionado a las alteraciones hidrotermales y mineralización en **Calatos** es notorio y la intersección de estructuras con rumbos NO - SE, N - S y E - O han favorecido el emplazamiento del stock y el brechamiento de tipo hidrotermal.

El área está afectada por la **falla Micalaco** (paralela y parte del SFI), con dirección N 130°-135° E de componente transcurrente dextral y buzamiento 70° SO, es la prolongación NW del Sistema de Fallas Incapuquio (SFI) cuyos alineamientos continúan por **Cuajone, Quellaveco y Toquepala (MARTÍNEZ y CERVANTES, 2003)**. También se ha observado antiguos lineamientos de dirección N 50°-70° E, los cuales fueron desplazados por el SFI que corresponderían a los antiguos lineamientos Jurásicos anteriores al SFI (Salfity, 1985). Estos lineamientos con el SFI originaron zonas de debilidad cortical que fueron aprovechadas para el emplazamiento de intrusiones magmáticas durante el intervalo de 75 y 50 M.A (**MARTÍNEZ Y CERVANTES, 2003**). Varias de estas zonas de debilidad cortical están asociadas a los yacimientos de pórfidos de cobre en el sur de Perú así como zonas de anomalías geoquímicas (Cu) importantes entre **Cerro Verde y Chapi**.

Se diferenciaron dos direcciones de diques que cortan a los intrusivos; el primero con rumbo N 320°, con buzamiento 60° NE con un grosor de 1 m; el segundo N 340° buzamiento 80° NE grosor 0.2 m. Asociados a estos tenemos venillas de sílice de hasta 0.5 cm. de grosor generando una ligera alteración a cloritas de la roca caja. Se observa fallas en zonas de cizalla dextrales con dirección N 320° y buzamiento 80° SO. Las secuencias

continentales y lacustres presentes en la cuenca Jaguay muestran que se depositaron en un ambiente intramontana de dirección NO-SE producto de la Falla Transpresiva Micalaco que genero una extensión y hundimiento de la litosfera con la consecuente sedimentación de facies continentales (**formaciones Sotillo y Millo**)

En la zona de estudio se interpreta que existió una etapa compresiva en el periodo de 70 Ma. y 65 Ma, con presencia de una tectónica de arco transpresiva y consecuente magmatismo que dio origen al **Grupo Toquepala** e intrusivos asociados (**unidad Yarabamba**), como consecuencia se generaron fallas transpresivas con generación de cuencas tipo sigmoide (jog estructural), donde se depositaron secuencias sedimentarias lacustres y continentales; esta sería posiblemente el origen de la **Cuenca Jaguay**.

En resumen, Yacimiento **los Calatos** se emplazó un sistema de falla transpresiva de movimiento dextral generando un sigmoide donde se depositó una cuenca intramontana (**Cuenca Jaguay**). En esta zona de extensión (sigmoide) se emplazó cuerpos intrusivos asignados a la **unidad Yarabamba** como importante metalotecto asociado a porfido de cobre **Los Calatos**.

### Relaciones magmáticas

La secuencia de ignimbritas de la **Formación Paralaque (Gpo. Toquepala)** son intruidas por cuerpos granodioríticos y dioríticos asignados al **Batolito Yarabamba**. Las granodioritas son de color gris claro de grano medio a fino, holocristalino, inequigranular con plagioclasa, cuarzo, feldespatos potásicos, biotita y hornablenda, pueden variar hacia gabrodioritas y rocas melanocratas con plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y hornablenda y químicamente calco alcalinas. Existen cuerpos intrusivos sub-volcánicos que se encuentran asociados al batolito en base a sus relaciones de yacencia y texturales y por encontrarse bajo las secuencias de la **Formación Huaylillas**. Estos cuerpos sub-volcánicos se encuentran totalmente alterados con oxidaciones de Fe (limonita, hematita) posiblemente como productos de alteración supergena.

La roca intrusiva del yacimiento **Los Calatos**, tiene composición diorita a granodiorita siendo asignada a la **Superunidad Yarabamba**. el Afloramiento de un pórfido de composición tipo dacitas afloran al NO del yacimiento. Estas rocas tienen firmas calco-alcalinas y contenido medio a alto de K y están relacionadas al magmatismo de **Toquepala**. Al NE y SE del depósito afloran tobas soldadas datadas en  $18.9 \pm 0.5$  Ma (Ar-Ar sanidina: Thouret et al., (2007) correlacionable con las secuencias de tobas de la unidad Palca (24-18 Ma) y la unidad **Huaylillas** (24-10 Ma).

El metalotecto Unidad **Yarabamba** asociado a un control estructural importante como el Sistema de Fallas Incapuquio, se emplazó en la cuenca de extensión (sigmoide) producto de La Falla dextral **Micalaco** contribuyendo con la generación del depósito **Los Calatos**.

### Alteración y mineralización hipógena y supérgena

El área de mayor alteración hidrotermal (Sericita - Arcillas) tiene dimensiones aproximadas de 1,000 x 500 metros y está asociada preferentemente al stock Calatos de probable naturaleza dacítica que aflora en la parte central del prospecto. El intrusivo en mención altera en diferentes grados a las rocas circundadas tales como a los volcánicos andesíticos y a las monzonitas.

La mineralización en **Los Calatos** está asociada a los cuerpos intrusivos de la **superunidad Yarabamba**, afectado por el sistema de fallas **Incapuquio** y que contribuyo a la extracción de minerales de Cu por fusión parcial del manto y acumulación en la base de la corteza (**RICHARDS J. 1999**) La presencia de un intenso hidrotermalismo y coloración rojiza, se pone en evidencia por la presencia de un stockwork con venilleo de limonita, hematita y óxidos y carbonatos de cobre (crisocola, malaquita). Existe presencia de óxidos de hierro como jarosita, hematita y goetita a nivel supergeno, los cuales indican un enriquecimiento económico en profundidad.

Las alteraciones hidrotermales son bastante marcadas reconociéndose las siguientes alteraciones: alteración filica (cuarzo-sericita), silicificación y venilleo de cuarzo. Dentro de la diorita predomina la alteración propilítica (clorita, epidota, piritita) que se localiza en los bordes del sistema, principalmente al NO. La mineralización reconocida consiste en minerales oxidados de hierro (hematita, limonita y jarosita) y óxidos de cobre (crisocola, malaquita).

Las brechas y aglomerados volcánicos que sobreyacen a las andesitas presentan alteración propilítica - argílica y turmalina. El domo riolítico que aflora al Sur del prospecto tiene alteración sílico - argílica, con presencia de alunita en fisuras, las que aparentemente corresponden a etapas tardías del volcanismo **Matalaqué**.



El "leach capping" está constituido de manera general por jarosita (60%), hematita (25%) y goethita (15%). La abundancia de jarosita y hematita indican una lixiviación intensa de los sulfuros y la formación de una zona de enriquecimiento secundario en profundidad.

**Edad del magmatismo y mineralización**

No se cuenta con dataciones realizadas en el entorno del proyecto, asimismo tampoco de la mineralización, mas por encontrarse en el mismo *trend* de mineralización Paleocena, se estima una edad similar a los Yacimientos **Cuajone y Quellaveco**; Eoceno (~55 ma). La ley del yacimiento: 0.7% de Cu, 0.04% de Mo. Mena: Calcopirita, bornita y molibdenita.

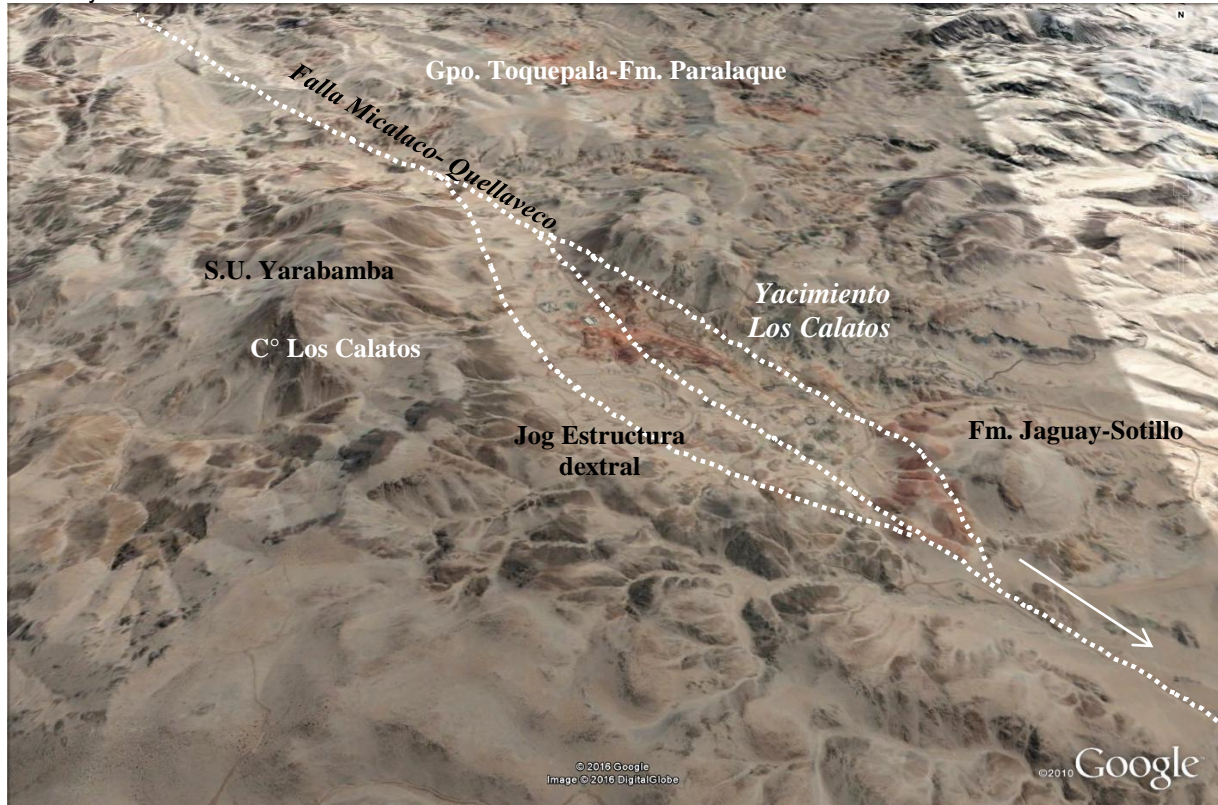


Figura. 51.- Imagen satelital del yacimiento Los Calatos, se observa la zona lixiviada, Superunidad Yarabamba y los sedimentos de la Formación Jaguay-Sotillo

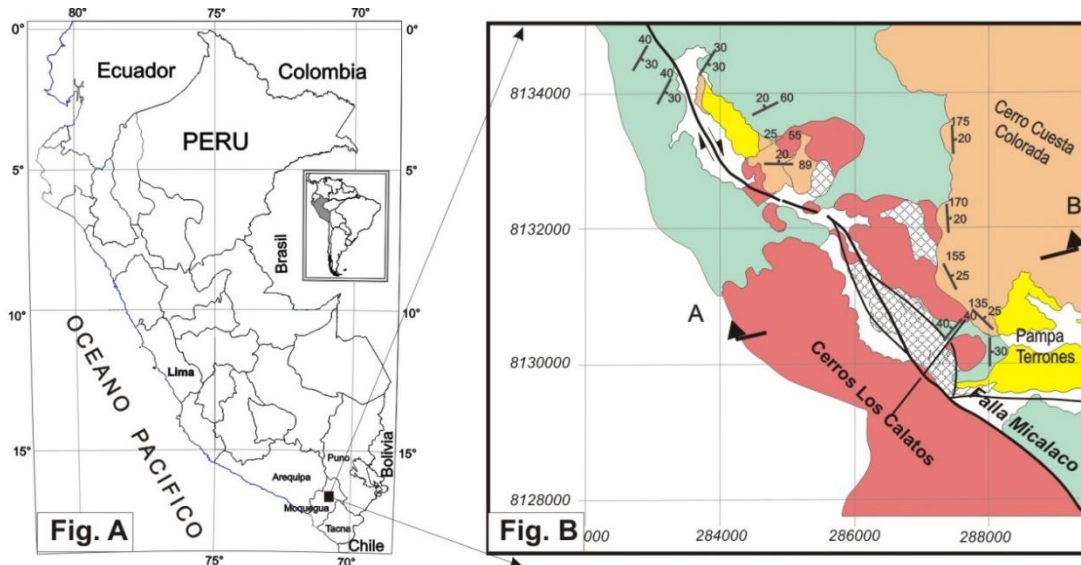


Fotografía 2- Geología en los alrededores del yacimiento Los Calatos, Foto A; secuencias de la Formación Jaguay-Sotillo en repliegues. Foto B; yacimiento Los Calatos se observa zona lixiviada. Al fondo la Superunidad Yarabamba. Foto A; mirando al Sur, Foto B; mirando al SO

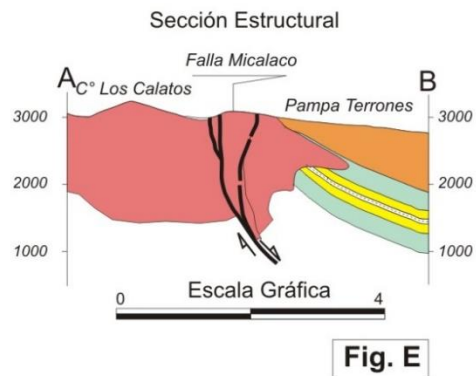




Fotografía 3- Geología en los alrededores del yacimiento Los Calatos, Foto A; secuencias de la Formación Jaguay-Sotillo en repliegues. Foto B; yacimiento Los Calatos se observa zona lixiviada. Al fondo la Superunidad Yarabamba. Foto A; mirando al Sur, Foto B; mirando al SO



Secuencias sedimentarias correspondientes a la Formación Sotillo (Cuenca Jahuay) conformada por conglomerados basales, areniscas, limoarcillitas rojas y presencia de niveles evaporíticos (yeso), afectado por anticlinales y sinclinales. Carretera Moquegua - Quinistaquillas - Proyecto Los Calatos.



Proyecto Los Calatos vista de sur a norte se observa la zona principal de alteración afectado por la falla dextral Micalaco



Figura. 52.- Ubicación y mapa geológico del proyecto Los Calatos año 2003



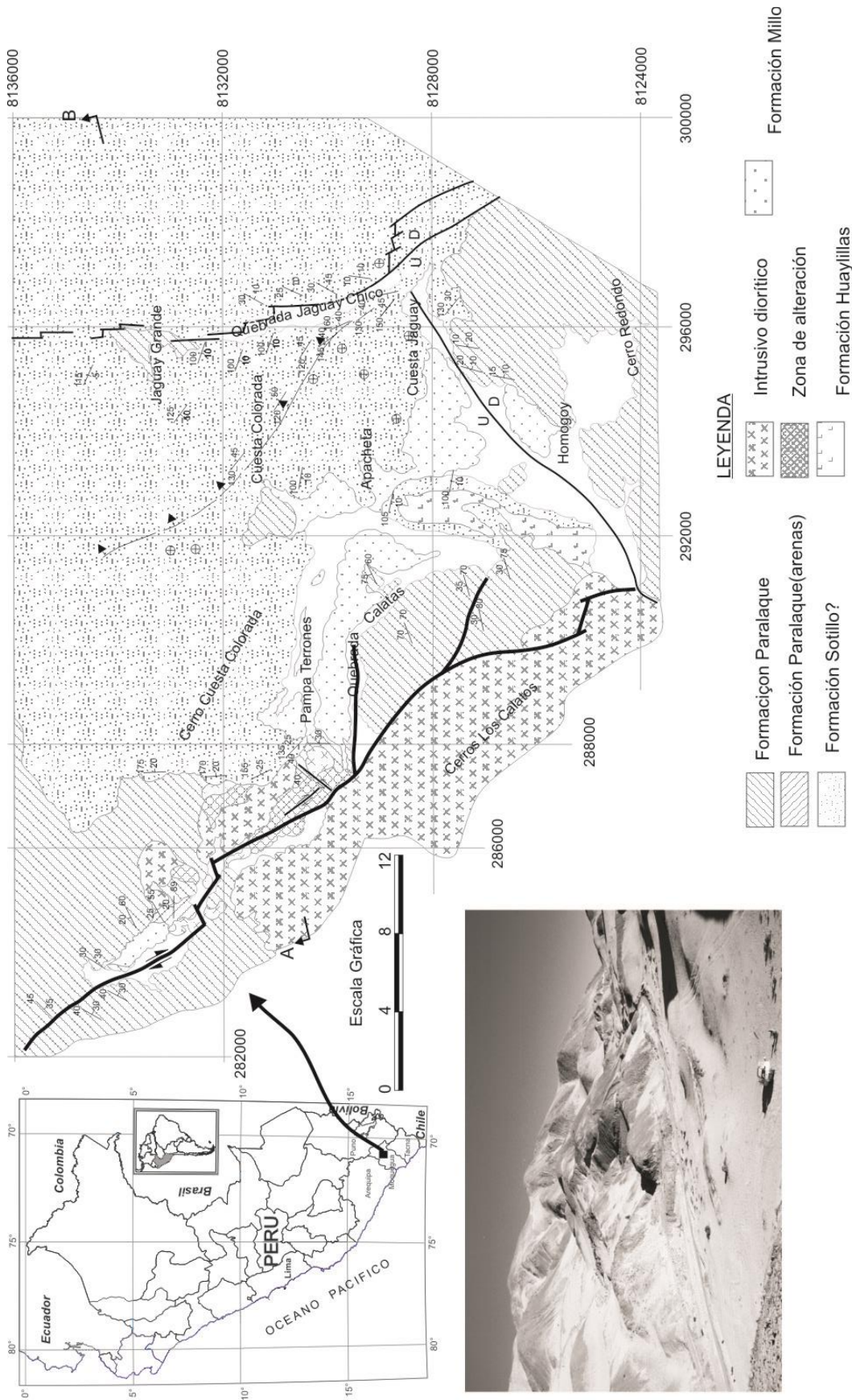


Figura. 53 - Mapa Geológico ampliado del yacimiento Los Calatos (Cu-Mo)

### 8.1.7 Proyecto Tía María (Cu-Mo) - Rosa María (Cu-Au) - La Tapada (Cu-Au) - Arequipa

#### Antecedentes

Tía María es un proyecto minero que contemplaba la construcción de dos tajos, **Tía María y La Tapada**, ubicados en la provincia de Islay, departamento de **Arequipa**. Los primeros trabajos de exploración del yacimiento Tía María se efectuaron en el año 1994 por la empresa Teck Cominco, seguidas de otras perforaciones en el año 1995 realizadas por la empresa Phelps Dodge y la empresa RTZ en 1999. En el año 2003 SPCC inicia un programa de exploración detallada del yacimiento de **Tía María** y es en el 2006 que, realizando las exploraciones regionales, SPCC descubre el yacimiento denominado **La Tapada**, que a la fecha es el primer depósito porfírico tipo ciego, descubierto en el Perú.

#### Relaciones estructurales

Los yacimientos se encuentran asociados a la intersección de fallamientos como la falla Islay de dirección NO-SE y el Tambo de dirección NE-SO. En estas intersecciones se desarrolló las condiciones permeables para el emplazamiento de intrusiones magmáticas y fluidos hidrotermales que han generado un sistema de depósitos en un radio de 8 km. Siendo el yacimiento la Tapada de carácter ciego.

#### Relaciones Magmáticas

Las rocas ígneas asociadas a los depósitos, conservan una composición de tipo calco-alcalin. El intrusivo que domina es una diorita de cuarzo asignada a la **Super Unidad Punta Coles**, siendo datado en 160 Ma. Asimismo se dataron diques de composición monzonítica que rindieron una edad de 145 Ma que (CLARK ET AL., 1993). Sistemas de diques de las mismas composiciones cortan la mineralización en los depósitos **Rosa María, Tía María y La Tapada** y se asocian al magmatismo que origino durante el tiempo Jurásico - Cretáceo inferior, el arco magmático de las unidades **Rio Grande** (170-130 Ma) y por el sur la **Formación Guaneros**.

En terreno no se tienen brechas mineralizadas, solamente en los taladros ejecutados por Southern se reportaron brechas mineralizadas.

#### Alteración y mineralización hipógena - supérgena

La mineralización en los yacimientos se presenta en forma de **stockworks** con minerales de **cuarzo-calcopirita-pirita**. Los **stockwork** con **cuarzo-sulfuros** es de una sola generación, las vetillas-venillas individuales raramente exceden el centímetro de ancho. La densidad de fracturamientos es relativamente baja. Los sistemas de vetas tardías que cortan los yacimientos **Rosa María y La Tapada** contienen **oro, cuarzo-pirita-especularita-calcopirita** con extensiones longitudinales de varios metros, estando ampliamente distribuidas en todo el proyecto. Las vetas contienen cristales de cuarzo aspecto oqueroso y múltiples generaciones de vetillas. La alteración es de tipo **potásica-propilitica** (feldespatos-clorita, rutilo, epidota, magnetita) contenida en las rocas granodioritas. La mineralización y la alteración en terreno son evidentes para **Tía María y Rosa María**, mientras que en el yacimiento la Tapada se encuentra cubierta por material del cuaternario (MIOUCHOWSKI A. (2001).

Los yacimientos ha desarrollado una profunda zona de alteración supergena de óxidos con minerales de **crisocola, malaquita y pseudomalaquita**, que se encuentran a 200 y 300m por debajo de la superficie actualmente estos óxidos inclusive se pueden observar en superficie en las escombreras de los afloramientos ígneos. La zona de óxidos, afloran como impregnaciones y parches en las fracturas y superficie de las rocas. Se ha reportado entre dos a cuatro paleohorizontes de oxidación (niveles freáticos antiguos), sin ningún nivel de lixiviación o enriquecimiento de **hematita/goethita** asociado con la mineralización de **Tía María**, solamente en las proximidades de los sistemas de vetas en **Rosa María**, se observa abundante **hematita** supérgena.

#### Edad del magmatismo y mineralización

Al Sur de la ciudad de Ilo, en el sector **Punta Coles** (hoja de Ilo), se localizan afloramientos de rocas intrusivas de variada composición desde gabros, gabrodioritas, dioritas, dioritas cuarcíferas y granodioritas (Sánchez, a. 1983) y se prolongan hacia el norte en los sectores de cerro Ñañe, **cerros Callango, Pedregal, Cachuyo - Tía María** y el sector **El Fiscal** (hojas de **Punta de Bombón y la Joya**). Esta súper unidad tiene edades radiométricas entre  $182 \pm 4.0$  y  $196 \pm 4.0$  ma por el método k-ar y ar-ar datados por: SÁNCHEZ (1983), BECKINSALE ET AL. (1985), CLARK ET AL (1990). Asimismo se cuentan con dataciones en granodioritas entre  $144.7 \pm 1.01$  ma y  $162.6 \pm 6.58$  ma por el método k-ar y ar-ar datados por: CLARK ET AL (1990), que pertenecen a los últimos pulsos



de esta súper unidad. Con respecto a la edad de la mineralización, se cuenta con dataciones Ar-Ar, en alteración potásica (biotita) de 168.9 ma y 165.7 (sericita), asimismo se dato en sericita de la zona de alteración edades de 164.9 y 165.9 ma, (QUANG et al. 2003a), con ello de asume una edad Jurásico medio muy cercana al magmatismo que aflora en los proyectos mencionados.

Ley del yacimiento: 0.4 %. Mena: **Tía María**; Calcopirita, pirita en **Rosa María y La Tapada**; pirita, especularita y calcopirita.



Figura. 54.- Imagen satelital (google earth\_2016) donde se observa los depósitos de Tía María y Las Tapadas. Los depósitos se encuentran separadas 6.7km



Fotografía 3.- Yacimiento **La Tapada** sobre la margen derecha del río Tambo, Cochacra. Un típico yacimiento ciego, descubierto por relaciones estructurales y magnéticas. Mirando eal SE.



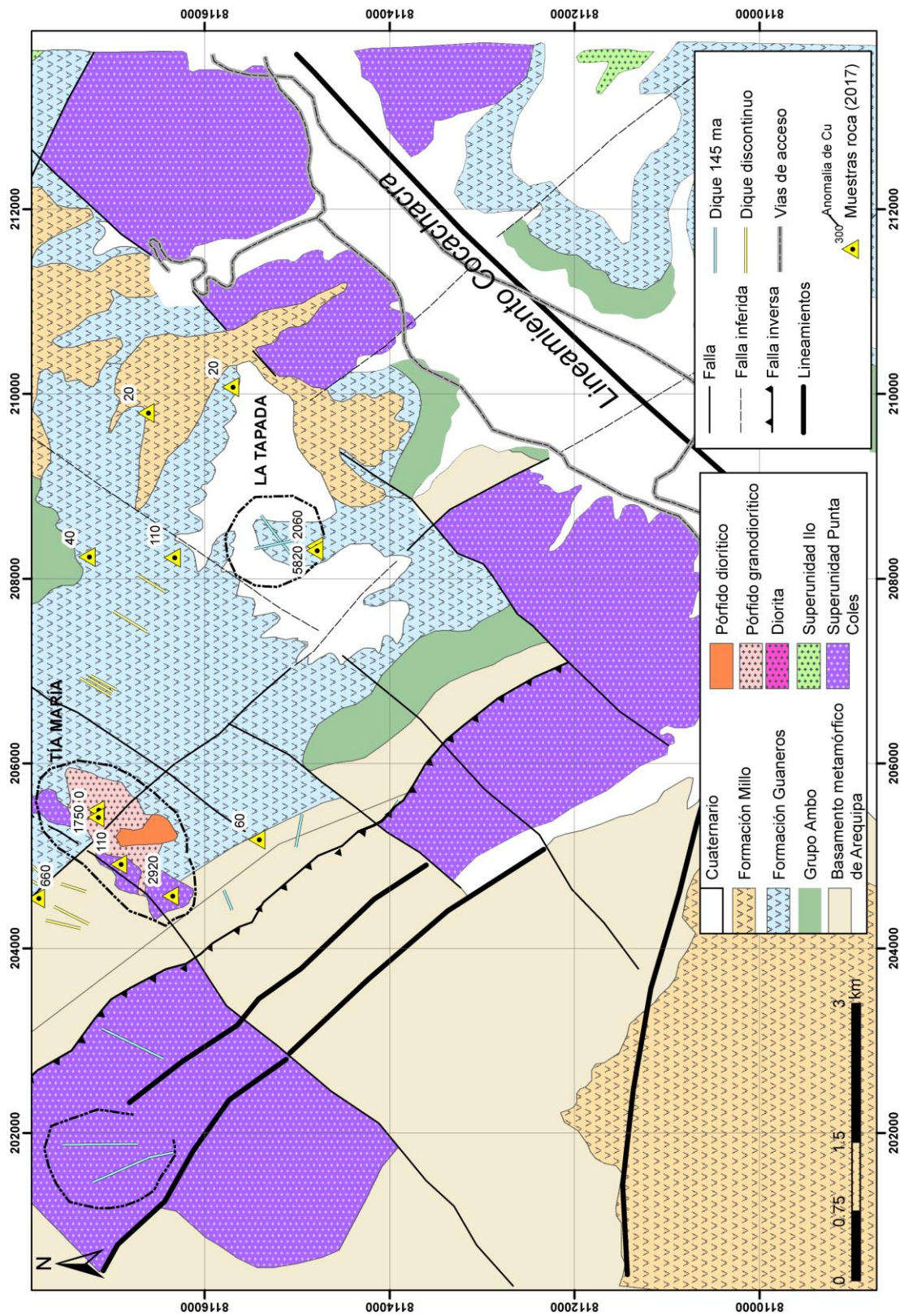


Figura.55.- Mapa geológico del proyecto Tía María (Cu-Mo), Rosa María (Cu-Au) y la Tapada (Cu-Au) tomado y modificado de Harmuth A. et al inédito (2015)

### 8.1.8 Yacimiento Cuajone (Cu-Mo-Au) - Moquegua

El yacimiento fue prospectado por el geólogo [A.C. SCHMEDEMAN \(1937\)](#) y reconocido y explorado inicialmente en 1942, entre 1965 y 1969. **Southern Perú Copper Corporation**, desarrollo el proyecto para su explotación. Después de car tografías superficiales y levantamientos topográficos, en 1942, se inicia la primera campaña de perforación diamantina exploratoria del yacimiento a la que le sucede una campaña aerofotográfica, prospección Geofísica-Geoquímica, pruebas metalúrgicas y nuevas campañas de perforación confirmatorias y de desarrollo que desarrollo el proyecto en la década del 60. A fines del año 1969 se inicia la etapa de construcción y desbroce de material para preparar la mina.

Los trabajos de construcción comenzaron en 1970. El 25 de noviembre de 1976, el presidente de la República, general **Francisco Morales Bermúdez**, encabezó la ceremonia de inicio de operaciones y explotación de este importante yacimiento cuprífero del sur del Perú, entrando en operación en 1976 con 40,000 Tmc/d. La puesta en operación del complejo minero-metalúrgico de **Cuajone en Moquegua**, fue con una inversión inicial de US\$ 620 millones y en cuya construcción se contrató a más de 4,000 peruanos, lo que motivó al entonces Ministerio de Energía a iniciar la implementación de la refinería de cobre de Ilo. Se instaló una concentradora en **Botiflaca** la cual procesaba 36,300 Tm/d, de mineral que generaba 1,600 Tm/d de concentrado con una ley de "29%" de Cobre, la cual se trataba en la refinería de Ilo.

#### Relaciones estructurales

El **pórfido de Cuajone** aflora en un corredor con dirección NO-SE limitado por la **falla Quellaveco** con dirección NO-SE (Az. 125°) y la falla Viña Blanca con dirección NO-SE (Az. 130°). El emplazamiento del pórfido estuvo controlada por la falla Principal con dirección NE-SO (Az. 50°).

#### Relaciones magmáticas

La roca parental del pórfido de **Cuajone** tiene composición diorita a granodiorita (62 a 67% SiO<sub>2</sub> Unidad Yarabamba), la roca volcánica comagmática esta compuesta de riolitas (**Formación Quellaveco**), los diques que cortan la roca parental tienen composición andesítica (60% SiO<sub>2</sub>). Estas rocas corresponden a la serie magmática calco-alcalina, tienen contenido medio a alto de K y se formaron durante la actividad del arco magmático de Toquepala (75-55 Ma). Las composiciones maficas son las responsables de la mineralización de Cu. A los alrededores de la mina Cuajone afloran niveles de ignimbritas de la Formación Huaylillas datados en 17.6 Ma, 13.1 Ma, 10.5 Ma y 9.6 Ma ([QUANG et al., 2005](#) y [TOSDAL et al., 1981](#)).

#### Brechas y fenómenos relacionados

Existen tres tipos de brecha ([SATCHWELL, 1983](#), [CONCHA y VALLE, 1999](#)). 1er tipo de brechas tabulares, controladas por las fallas Quellaveco y Viña Blanca en el centro y SE del yacimiento, se observan fragmentos de andesita y latita (ocasionalmente mineralizados) y están asociados al 2do pulso del stock porfírico. 2do tipo de brecha en estructuras NE-SO (Falla Principal) al sur de la mena tiene fragmentos de diferentes unidades. 3er tipo de brecha, de forma irregular, presenta abundante mineralización de sulfuros, fragmentos angulosos en matriz de latita.

#### Alteración y mineralización hipógena - supérgena

La alteración potásica con biotita, magnetita, feldespato potásico, cuarzo en venillas tipo A y ocasionalmente anhidrita. La mineralización presenta calcopirita, bornita, esfalerita, galena y enargita. Lateralmente grada a alteración propilítica. La alteración propilítica con clorita, epidota, calcita y pirita. La zona potásica está superpuesta por alteración hidrotermal de sericita y cuarzo que afecta fuertemente al primer pulso del stock de latita ([SATCHWELL, 1983](#), [CONCHA & VALLE, 1999](#)).

La alteración supérgena coexiste con el recubrimiento lixiviado y con las zonas de óxidos y sulfuros enriquecidos y corresponde a la alteración argílica (caolinita, montmorillonita, illita y dickita). La zona de lixiviación presenta hematita, gohetita y en menor grado jarosita y óxidos de Mn. Puesto que ya fue explotada, esta zona tenía 15 m de espesor y consistía de crisocola, malaquita calcantita, brocantita, cuprita, Cu nativo y tenorita en rellenos de fracturas. ([CONCHA & VALLE, 1999](#)). La zona de enriquecimiento secundario también fue explotada, su espesor medio fue de 20-80 m y contenía calcosina, digenita y novelita, debajo de esta capa se encontraba otra zona mixta caracterizada por el reemplazo parcial de sulfuros primarios por calcocina.

#### Edad del magmatismo y mineralización

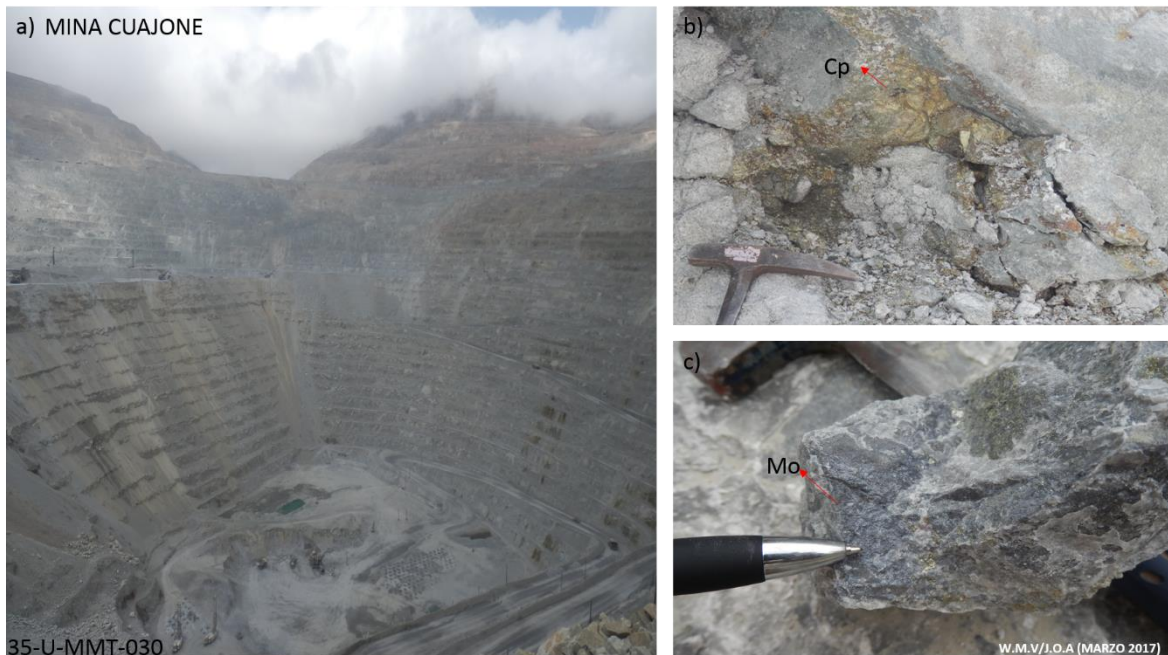


*Dataciones realizadas por Simmons 2013, por el método U-Pb. SHRIMP en zircones de las unidades intrusivas del yacimiento Cuajone tanto en la granodiorita regional, que es asignado a la supe unidad Yarabamba reportando una edad entre 62.31 y 67.43 ma y promedio de 65.1±0.8 ma (9 muestras datadas), la diorita pre-mineral con edades entre 62.14 y 66.75 ma (10 muestras datadas) y latitas porfíricas de 1er, 2do y 3er pulso con edades entre 50.13±0.75 y 59.98 ±5.34 ma. El batolito datado, fue muestreado fuera del área de mineralización del yacimiento*

Tabla 8.- Resumen de las edades U-Pb, del yacimientos Cuajone; edades 206Pb/238U usando SHRIMP-RG. (Tomado de Simmons, 2013)

Unidad	Edad aparente	Edad aparente	Numero de muestras datadas
Granodiorita regional (Superunidad Yarabamba):	62.31±0.84	67.43 ±1.23 ma	9 muestras
Diorita pre-mineral (Superunidad Yarabamba)	62.14±1.46	66.75±1.13 ma	10 muestras
Subvolcánico andesítico:	52.70±0.65	59.03±0.80 ma	12 muestras
Latita porfírico	52.44±0.42	60.03±0.75 ma	12 muestras
Latita porfírico (2do pulso)	54.12±0.60	56.98±0.64 ma	12 muestras
Latita porfírico (3er pulso)	50.13±0.75	59.98±5.34 ma	12 muestras

Ley del yacimiento: 0.64% Cu, 0.033% Mo: Mena: Cacopirita, bornita, escalerita, galena, enargita



Fotografía 4.- Mina Cuajone con mineralización de molibdenita en tobas riolíticas y porfidos del Grupo Toquepala. La mina mueve alrededor de 600,000 Tm /día.



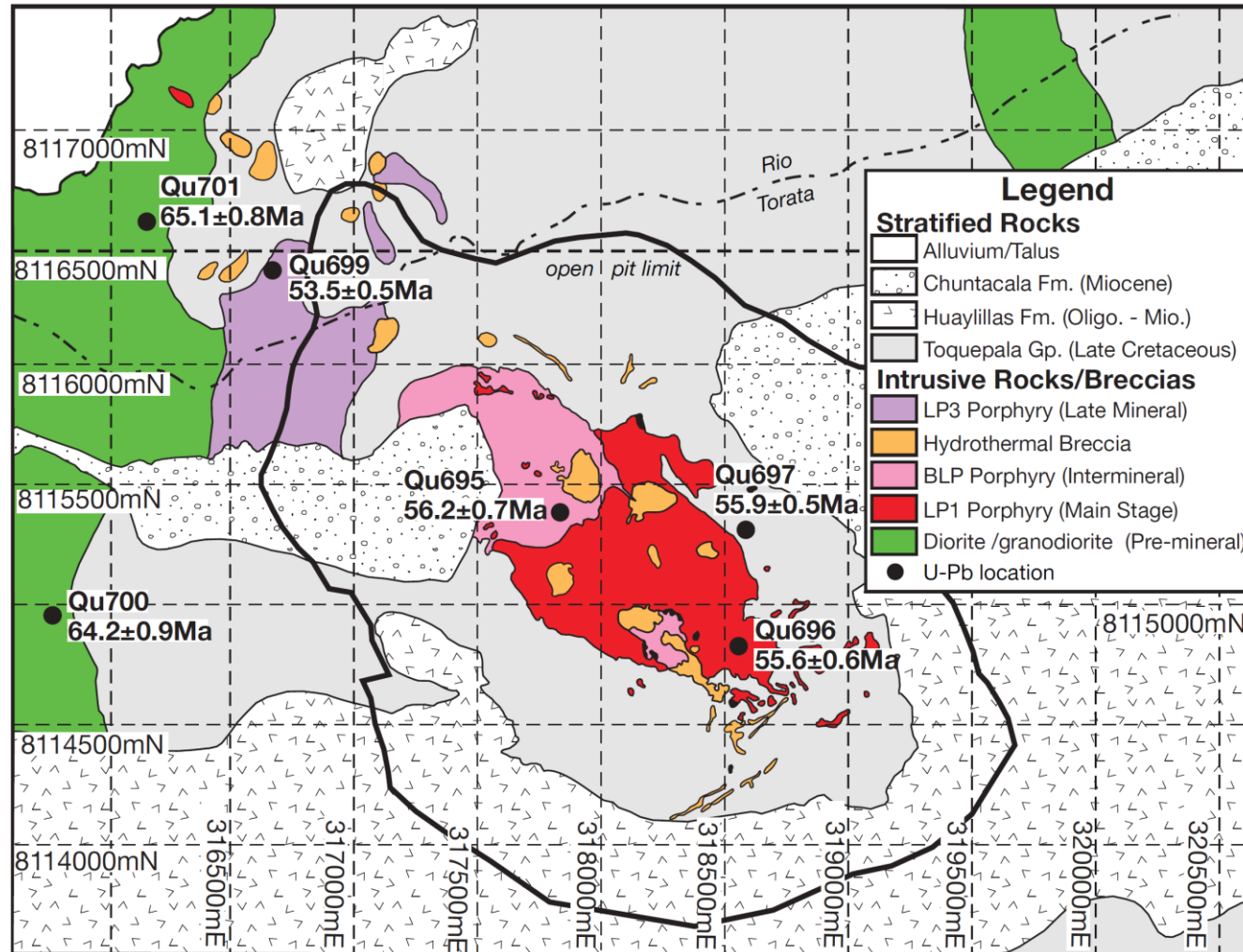


Figura. 57.- Geología de la mina Cuajone, datos de Manrique & Plazolles (1975), y Concha & Valle J, (1999). BLP = Latita porfírica 2, LP1 = Latita porfírica 1, LP3 = Latita porfírica 3 . Geología y círculos negros (dataciones) Tomado de [Simmons A., et al. 2013](#)

### 8.1.9 Proyecto Quellaveco - Moquegua

Ubicado en **Torata-Moquegua**, fue mencionado por A. **RAIMONDI** en 1870-1880 en su obra "El Perú" llamándolo como "**Deposito de Quellaveco**". En 1938 fue denunciado por J. OVIEDO, quien lo oferto a la Cerro de Pasco C. En 1939. **Cerro de Pasco Corporation**, tomo en opción de compra realizando más de 2000m de labores subterráneas; 22 galerías, para finalmente abandonarlas en 1941. Desde 1941 a 1952, la **Northern Perú Mining and Smelting Company** ejecuto perforaciones tipo Churn drill en 15,649 m, para posteriormente en 1970, continuar con los estudios de exploración mediante DDH, avanzando con 4,300m y al no cumplir la meta fue revertida al estado todos los derechos. En 1972 fue asignado a **Minero Perú**, esta última institución, recibió la tarea de completar la exploración con información de **Southern Perú Copper Corporation**. Entre 1971 y 1975 **Minero Perú**, ejecuto estudios de polarización inducida (IP) en varios yacimientos; **Cerro Verde, Tintaya, Las Bambas, Antamina y Quellaveco**. En **Quellaveco**, **Minero Perú**, completo el levantamiento con 264 estaciones de sondeo de IP.

#### Relaciones estructurales

El pórfido de Quellaveco, se ha emplazado en la intersección de las estructuras de la **falla Quellaveco** con dirección NO-SE y los lineamientos de dirección NE-SO. Existen afloramientos de diques de composición dacíticos de dirección anti-andina.

#### Relaciones Magmáticas

Afloran intrusivos de composición granodiorita (64 a 67% SiO<sub>2</sub>) datado en 59.49 ± 0.24 Ma (U/Pb: **SILLITOE y MORTENSEN, 2010**) y secuencias volcánicas comagmaticas de composición riolitica (75 a 80% SiO<sub>2</sub>) y andesítica datadas en 55 Ma, estas rocas ígneas son de composición calco-alkalina, tienen contenido medio a alto de K y corresponden al arco magmático de Toquepala (75-55 Ma). Al norte y sur del depósito se tienen afloramientos de las ignimbritas Sillapaca datadas en 13 Ma (K-Ar, biotita: **ESTRADA, 1975**), y al norte del depósito afloran flujos de lava provenientes del centro volcánico de Umalanta que corresponde al arco magmático del Barroso inferior (10-3 Ma).

Se presentan dos tipos de brechas dentro de la granodiorita:

- 1) Brechas ígneas, tiene fragmentos angulosos de granodiorita.
- 2) Brechas de guijarros, presentan clastos redondeados y tiene matriz clástica silicificada.

#### Alteración y mineralización hipógena - supérgena

Se han reconocido las siguientes alteraciones hidrotermales:

- Alteración potásica, se localiza en la parte central. Presenta feldespato K perfitico, biotita secundaria y menor porcentaje de anhidrita. El feldespato K ocurren en vetillas de cuarzo tipo A con calcopirita, bornita, pirita y molibdenita asociadas. La magnetita ocurre en menor porcentaje.
- Alteración propilítica, consiste de clorita, calcita, epidota y pirita. No se conoce su límite externo por la cubierta de rocas post mineral.
- Alteración fílica, está superpuesta a la alteración potásica y consiste de sericita-cuarzo y pirita. Se presenta en forma pervasiva o en vetillas de cuarzo.

Los procesos supérgenos alcanzan profundidades de hasta 300 m. El recubrimiento lixiviado tiene una profundidad de 80 m y la mineralogía consiste de caolinita, sericita, hematita, gohetita y jarosita, con menor porcentaje de crisocola, malaquita turquesa, copper pitch y brocantita. La zona de enriquecimiento secundario es una capa inmadura subhorizontal paralela a la superficie con 50-60 m de espesor y la mineralogía consiste de calcosina, covelina y digenita.

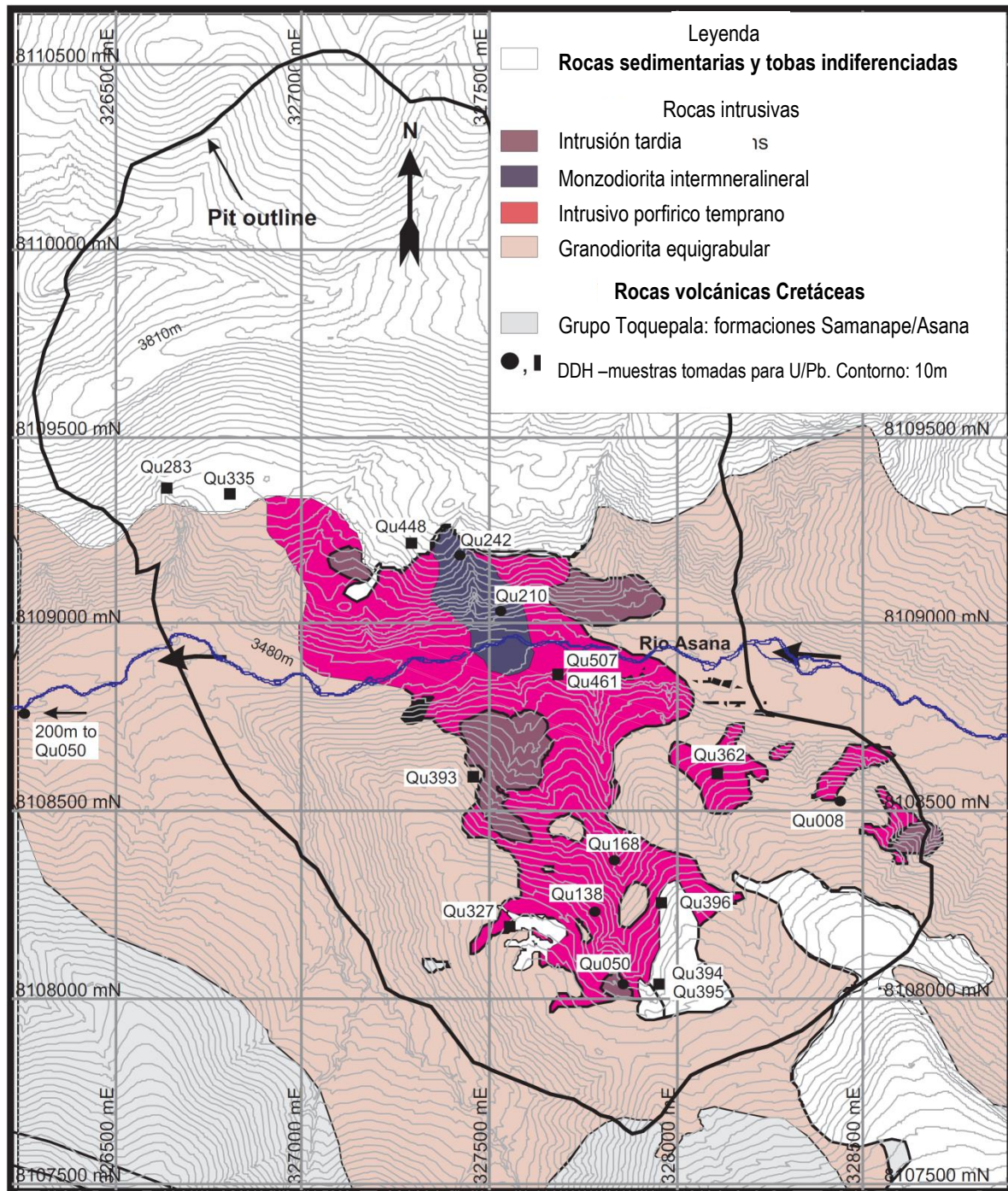


Figura.58.- Mapa Geológico del pórfido de Quellaveco (Cu-Mo). Modificado de [Simmons 2013](#)

### Edad del magmatismo y mineralización

Se cuenta con dataciones realizadas por [SIMMONS \(2013\)](#), tanto en la superunidad Yarabamba que reporto  $59.7 \pm 0.7$  ma, como de los pórfidos tempranos, intermineral, monzodiorita y diques tacíticos. La edad estimada de mineralización es de  $55.7 - 57.7$  ma ([SIMMONS \(2013\)](#), (ver tabla 9). Asimismo se tienen dataciones más antiguas en sericita asociada a mineralización de sulfuros en la dacita porfírica datada en  $58.41 \pm 0.53$  Ma, el pórfido intermineral tiene una edad de  $55.90 \pm 0.31$  Ma y el mineral porfírico tardío fue datado en  $54.34 \pm 0.63$  Ma (U-Pb, zircón: [SILITOE & MORTENSEN \(2010\)](#)). La ley del yacimiento contiene: 0.94% Cu, 0.014% Mo. Mena: calcopirita, molibdenita y poca pirita.



Tabla 9.- Edades U-Pb, del yacimiento Quellaveco. Modificado de [Simmons, 2013](#)

Muestra	Norte	Este	Descripcion	Edad interpretada	Metodo (mial)
Qu709	8108748	326123	Grupo Toquepala ; Miembro Asana	71.1±0.5	SRHIMP-RG
Qu283	8109355	326617	Superunidad Yarabamba	59.7±0.7	SRHIMP-RG
Qu335	8109349	326843	porfido temprano	57.8±0.8	SRHIMP-RG
Qu396	8108312	327933	porfido temprano	58.2±0.8	SRHIMP-RG
Qu395	8108049	327933	porfido temprano	56.1±0.5	SRHIMP-RG
Qu138	8108264	327760	porfido temprano	57.5±1.0	SRHIMP-RG
Qu507	8108841	327686	porfido temprano	55.4±1.3	SRHIMP-RG
Qu242	8109238	327371	porfido intermineral	56.4±0.6	SRHIMP-RG
Qu327	8108224	327601	porfido intermineral	56.4±0.7	SRHIMP-RG
Qu210	8109063	327537	porfido intermineral	57.2±0.9	SRHIMP-RG
Qu448	8109282	327270	Monzodiorita porfidica	56.8±1.4	SRHIMP-RG
Qu461	8108841	327686	Monzodiorita porfidica	57.2±0.7	SRHIMP-RG
Qu362	8108641	328062	Dique dacitico	55.1±0.6	SRHIMP-RG
Qu168	8108375	327808	Dique dacitico	57.4±0.9	SRHIMP-RG
Qu393	8108630	327462	porfido tardio	53.7±0.9	SRHIMP-RG
Qu050	8108055	327846	porfido tardio	56.0±0.8	SRHIMP-RG
Qu394	8108049	327933	porfido tardio	54.7±0.8	SRHIMP-RG



Figura. 59.- Imagen satelital (google earth\_2016) donde se observa los depósitos de Quellaveco. Ubicada 12.5 Km al SE del yacimiento Cu-Mo Cuajone, se encuentra dominado por los controles estructurales andinos y anti-andinos

## 8.2.0 Yacimiento Toquepala - Tacna

### Antecedentes

**Toquepala** fue reconocido por los españoles en época de la colonia a fines de siglo como un yacimiento de baja ley siendo descrita brevemente en la bibliografía geográfica como depósito de cobre. Aunque se dice que el famoso explorador Antonio **RAIMONDI** visitó **Toquepala** en 1870, él no menciona este yacimiento en su "Catálogo Razonado de Minerales del Perú" publicado en Lima en 1878.



En 1908 El **ING. VELARDE**, menciona por primera vez el yacimiento cuprífero de **Toquepala** en sus estudios sobre “La minería en el Perú” publicado por el Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas.

**1917: ROBERT MARCH JR.** Ingeniero experto en evaluación de yacimientos de pórfidos de cobre, examinó **Toquepala** y llegó a la conclusión: “Dada la ubicación, ley baja de mineral, etc., al momento no es oportuno iniciar una campaña de exploración y desarrollo”.

**1918:** El **Dr. ING. CARLOS BASADRE**, cita a **Toquepala** y **Quellaveco** como yacimientos cupríferos de baja ley en su informe “Estado Actual y Porvenir de la Industria Minera en los Departamentos del Sur”.

**1930:** El geólogo alemán **G. STEINMANN**, reconoció también el área de **Toquepala** en su libro Geología del **Perú** afirmando: “En el distrito de **Moquegua** se halla el yacimiento de **Toquepala**, formado en parte por impregnaciones y guías de cobre”; y en otro lugar dice: “En **Toquepala**, cerca de la frontera con **Chile**, se encuentran grandes cantidades de mineral finamente distribuidos en la riolita”.

**1937** el yacimiento fue evaluado por el geólogo **A.C. SCHMEDEMAN**, designado por la **Cerro de Pasco Copper Corporation**, el cual menciona como un depósito de cobre de baja ley pero de importancia económica y mucho antes que el yacimiento de **Cerro Verde**. Trabajos sistemáticos de exploración fueron iniciados en 1937, ordenado por la **Cerro de Pasco**, como cartografía regional, perforación DDH y muestreo

**1938 - 1942:** CPCC exploró parcialmente el yacimiento bajo una opción de compra previamente acordada con el propietario de la concesión. Se perforaron 34 taladros *diamond drill* con 7,741 m al término de esta exploración CPCC dejó que su acuerdo de compra caducara y fuera tomada y ejercida por **Northern Peru Mining & Smelting Co**, luego siguieron 6 años de paralización de trabajos de exploración mientras se definía a los nuevos dueños de la concesión en las cortes de justicia de Lima-Perú.

**1945 - 1948:** **Northern Peru**, subsidiaria 100 % de **American Smelting and Refining Company (ASARCO)** realizó estudios regionales de Ingeniería, Geología, Fotogeología y Metalurgia.

**1949**, se inicia un segunda etapa de exploración geológica regional, empleando la aerofotografía, ingeniería, excavación de galerías y chimeneas exploratorias. Se instaló una planta piloto de 50 tc/día. Se inició la explotación oficial en 1955. La descripción del depósito fue atribuido a **RICHARDS Y COURTRIGHT EN 1958**. Solamente fue realizado exploración en la zona de influencia, mas no de manera regional.

**1949 - 1952:** Northern Peru con 139 taladros (108 *churn drill* y 31 *ddh* totalizando 41,371 metros lineales llegó a cubicar 426 Mtc con 1.05% Cu entre los niveles 3600 – 3100.

**1955:** En septiembre, ASARCO, dueña de Northern Perú que a su vez era propietaria de las minas de **Toquepala** y **Quellaveco**, acordó con las compañías **Cerro de Pasco** y **Newmont Mining Corporation**, propietarias ambas de la mina de **Cuajone** y **Phelps Dodge Corporation**, crear a **Southern Peru Copper Corporation (SPCC)** como dueña de las propiedades, a cambio de acciones y cederle los derechos de agua, otros denuncios ubicados en el sur del Perú y los fondos necesarios mediante convenio bilateral con el gobierno de **Perú**, para el financiamiento de las obras de instalación y equipamiento de la mina de **Toquepala** hasta ponerla en producción.

**1955 – 2015:** Desarrollo de diferentes programas de perforación: *churndrill*, diamantina y circulación reversa, así como ampliación de la planta de concentración (al 2018).

Fuente: **MATTOS PINO, R. y VALLE, J (1999)**

### Relaciones estructurales

El pórfido **Toquepala**, se ha emplazado en la intersección de dos estructuras asociados al Sistema de Fallas Incaquiquio: La **falla Micalaco** de dirección NO-SE de movimiento inverso y el lineamiento **Toquepala-Sargento** con dirección Norte-Sur estando la mineralización de los sulfuros primarios, distribuidos a lo largo del lineamiento **Sargento**. Esta intersección es clásico en los sistemas de pórfidos de **Chile (SALFITY, 1985)**, generando “*cluster*” a lo largo de las principales fallas transitosfericas como es el caso de Incaquiquio. La falla Micalaco (NO-SE) al parecer es relacionado al contacto de las unidades volcánicas y el batolito, mientras que el lineamiento **Toquepala** (N-S), es parte asociada y extensiva del **Sistema Incaquiquio**. Ambas fallas ha originado la intersección y debilitamiento del basamento y el emplazamiento de fluidos magmato-hidrotermales, que originaron el yacimiento.

### Relaciones magmáticas

En el depósito de Toquepala se observa un sistema porfírico completo (i.e., Plutón precursor, plutón parental, stock porfírico y rocas volcánicas co-magmáticas, Fig. 7.13). Este sistema se formó durante la actividad del arco magmático de **Toquepala (75-55 Ma)**. El Plutón precursor está constituido de dioritas y granodioritas ( $\text{SiO}_2$  desde 62 a 67 %), de composición calco-alkalina, tienen contenido medio de K y corresponden a la Super **Unidad Yarabamba** (Fig. 7.17). El Plutón parental está conformado por monzonitas que corresponden a la **Unidad Yarabamba** (59 Ma). Los stocks porfíricos tienen composición dacítica / granodiorítica y están datados entre 55.9 y 54.34 Ma (MATTOS y VALLE, 1999). Las rocas volcánicas co - magmática son flujos de lava e ignimbritas. Las lavas tienen composición andesítica (57%  $\text{SiO}_2$ ), contenido alto de K, corresponden a series magmáticas calco-alkalinas y corresponden a la **Formación Toquepala**. Las ignimbritas son de composición riolítica y pertenecen a la **Formación Quellaveco**.

#### Compuesto por cinco tipos de brechas:

- 1) *Brecha turmalina*, es la más abundante. Tiene fragmentos angulosos, alteración cuarzo-sericita en matriz de turmalina y cuarzo. No tienen mineralización de Cu y Mo. Su origen se debe a la etapa de alteración hidrotermal principal del depósito.
- 2) *Brecha nebulosa*, su matriz es turmalina con fragmentos de diorita. Alteración de sericita.
- 3) *Brecha molibdenita*, su origen es posterior a las anteriores. La molibdenita se encuentra en la matriz como agregados masivos o diseminados. Presenta fragmentos de brecha de turmalina con rellenos de cuarzo-sericita y pirita.
- 4) *Brecha de huecos*, se ubica en la parte superior del complejo. Forma cuerpos brechosos con alteración filica intensa. Tiene fragmentos angulosos de brecha turmalina con alteración de sericita y cavidades vacías. Presenta 3-15% vol de sulfuros en brecha, donde la pirita es común.
- 5) *Brecha de gujarros*, evento tardío postmineral, freatomagmático. Se le asocia a la fase de alteración hidrotermal argílica avanzada. Presenta fragmentos redondeados en matriz de panizo y está cortada por numerosos diques de latita. Diques brechosos tardíos constituyen el evento más tardío y cortan a todas las rocas del depósito de Toquepala.

#### Alteración y mineralización hipógena - supérgena

Se desarrollaron cuatro etapas de alteración hidrotermal y mineralización:

- 1) *Etapla temprana*, asociada al pórfido granodiorítico. Observada en clastos del complejo de brechas hidrotermales. Varias generaciones de vetillas de cuarzo, feldespato K, albita, biotita, anhidrita y bornita con halos de alteración. Vetillas sinuosas e irregulares de 1 a 8 mm del tipo A. Hacia las márgenes: alteración propilítica poco desarrollada con clorita.
- 2) *Etapla turmalina*, relacionada con procesos de formación de brechas del depósito. No hay mineralización de sulfuros asociados a esta etapa. Se reconocen dos tipos de alteración, la primera en clastos con reemplazo casi total de sericita y cuarzo y en la segunda la matriz es alterada por turmalina y cuarzo.
- 3) *Etapla principal*, introducción de mineralización de Cu y Mo. Presencia de vetillas de cuarzo con molibdenita-calcopirita, brechas de molibdenita y en menor porcentaje vetillas de magnetita. La pirita es muy rara y corresponden a vetillas tipo B. Las brechas de Mo y vetillas de cuarzo-calcopirita y molibdenita tienen la mayor parte del Mo en Toquepala. El Mo aumenta con la profundidad y las vetillas de calcopirita-pirita disminuyen.
- 4) *Etapla tardía*, fase hidrolítica del depósito donde se introducen las vetillas y vetas de cuarzo-sericita y pirita con halos de sericita y menores porcentajes de anhidrita. También existen vetillas de cuarzo-sericita-andalusita-pirita con halos de sericita. Localmente hay una alteración pervasiva que afecta al pórfido.

Recubrimiento lixiviado de 150-170 m de espesor con 30% de jarosita, 60% de hematita y 10% de gohetita diseminados y en fracturas. Zona de enriquecimiento secundario. Infrayace al recubrimiento lixiviado. Es una capa inmadura subhorizontal con potencia de hasta de 170 m. Presenta 90% calcosina, 10% digenita y escasa covelina que reemplaza parcialmente a los sulfuros primarios.

**TIPOS DE ALTERACION - ASOCIACION MINERALOGICA**

ALTERACION	ASOCIACION	RELACION Py : Cp
PROFILICA	EPIDOTA – CLORITA CALCITA	20 : 1
FILICA	CUARZO SERICITA	10 – 8 : 1
ARGILICA SUPERGENA	KAOLIN Y ARCILLAS EN GENERAL	
POTASICA – FILICA	BIOTITA – CLORITA ORTOSA – BIOTITA (Anhidrita – Magnetita)	1 : 2

**MINERALOGIA DE TOQUEPALA**

ZONA MINERAL	MINERALES PREDOMINANTES	OCURRENCIA
<i>LEACHED CAPPING</i>	Limonitas, Jarosita 30%, Hematita 60%, Goethita 10%	Diseminado mayormente y en fracturas
OXIDOS	Prácticamente no existe	
ENRIQUECIDO	Calcosita 90% y otros 10% Digenita, Rellenando espacios en las brechas, Pirita, Covelita, Bornita, Cu Nativo.	Rellenando espacios en las brechas diseminado y como vetas <b>asociado al Cuarzo</b>
TRANSICIONAL	Calcopirita 60%, Calcosita 25%, otros 15% Molibdenita, Pirita, Bornita	Rellenando espacios en las brechas diseminado y en venas, asociado a cuarzo
PRIMARIO	Calcopirita 90% y otros 10%, Pirita, Bornita, Molibdenita Tetrahedrita, Enargita, Galena.	Rellenando espacios vacíos de las brechas, diseminado y en vetas.

(Fuente: [Mattos Pino, R. & Valle, J.](#) Proexplor 1999):

**Edad del magmatismo y mineralización**

La Mineralización y alteración han sido datados en 55 Ma y 55.5 Ma ([ZWENG & CLARK, 1995](#)). Por otra parte, recientes dataciones realizadas en el año por [SIMMONS, T. \(2013\)](#), menciona dataciones U-Pb para:

- A. Diorita Regional; 61.4±0.8Ma
- B. Dacita Pórfido; 56.8±0.6Ma
- C. Latite Pórfido; 54.3±0.6Ma
- D. Dacita Aglomerado; 56.2±0.6Ma

Los eventos magmáticos para el **batolito Yarabamba** tienen una edad de ~59.4 ma y la intrusión de pórfido más antiguo y mineralizado, tiene una edad de ~58.4 ma. Una intrusión de pórfido intramineral tiene una edad de U-Pb de 55.90±0.31 ma mientras que el pórfido tardío tiene una edad de 54.63±0.63 ma. Tanto en los yacimientos **Cuajone** como **Toquepala** donde la mayoría del Cu puede haber sido depositado alrededor de 56 ma. [SILLITOE y MORTENSEN \(2010\)](#) proponen un tiempo mucho más largo con Cu siendo depositado en aproximadamente 3 a 4 millones de años. Ley del yacimiento: 0.62% Cu, 0.05% Mo, 0.039 g/t Au. Mena: calcopirita y molibdenita (ver tabla 10).



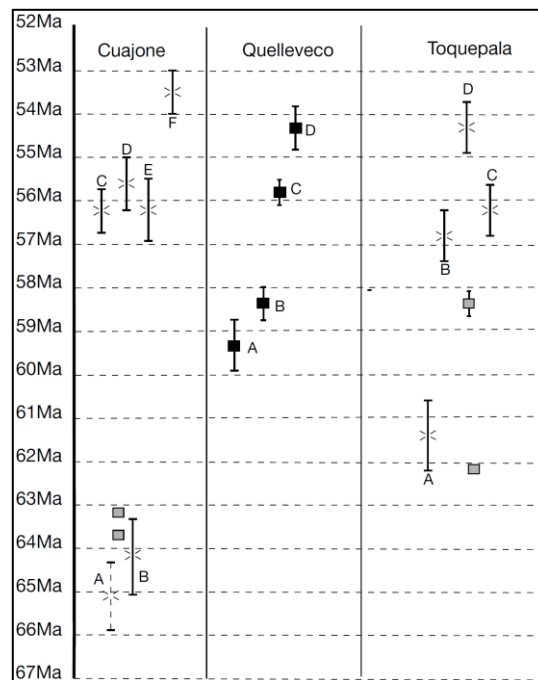


Tabla 10.- Resumen de las edades U-Pb, de los yacimientos Cuajone, Quellaveco y Toquepala; edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  usando SHRIMP-RG. Errors muestran hasta  $2\sigma$ . Edades para Quellaveco de [SILLITOE Y MORTENSEN \(2010\)](#). Asimismo se incluyen edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  como referencia. Edades K-Ar por Clark et al. (1990a); BLP = Latita Porfirica 2, LP1 = Latita Porfirica 1, LP3 = Latite Porfirica 3. Cuadrados llenos; edades Ar para rocas pre-mineral. (Tomado de [SIMMONS, et al. 2013](#))

Cuajone	Quellaveco (from Sillitoe and Mortensen, 2010)	Toquepala
A. Qu-701; Regional Granodiorite; $65.1 \pm 0.8$ Ma B. Qu-700; Premineral Diorite; $64.2 \pm 0.9$ Ma	A. Pre-mineral granodiorite; $59.46 \pm 0.24$ Ma B. Early porphyry; $58.41 \pm 0.53$ Ma	A. Qu-705; Regional Diorite; $61.4 \pm 0.8$ Ma B. Qu-704; Dacite Porphyry; $56.8 \pm 0.6$ Ma
C. Qu-697; Intrusive Andesite; $56.2 \pm 0.5$ Ma	C. Intermineral porphyry; $55.90 \pm 0.31$ Ma	C. Qu-706; Dacite Agglomerate; $56.1 \pm 0.4$ Ma
D. Qu-696; LP1 Porphyry; $55.6 \pm 0.6$ Ma	D. Late-mineral porphyry; $54.36 \pm 0.63$ Ma	D. Qu-708; Latite Porphyry; $54.3 \pm 0.6$ Ma
E. Qu-696; BLP Porphyry; $56.2 \pm 0.7$ Ma		
F. Qu-699; LP3 Porphyry; $53.5 \pm 0.5$ Ma		

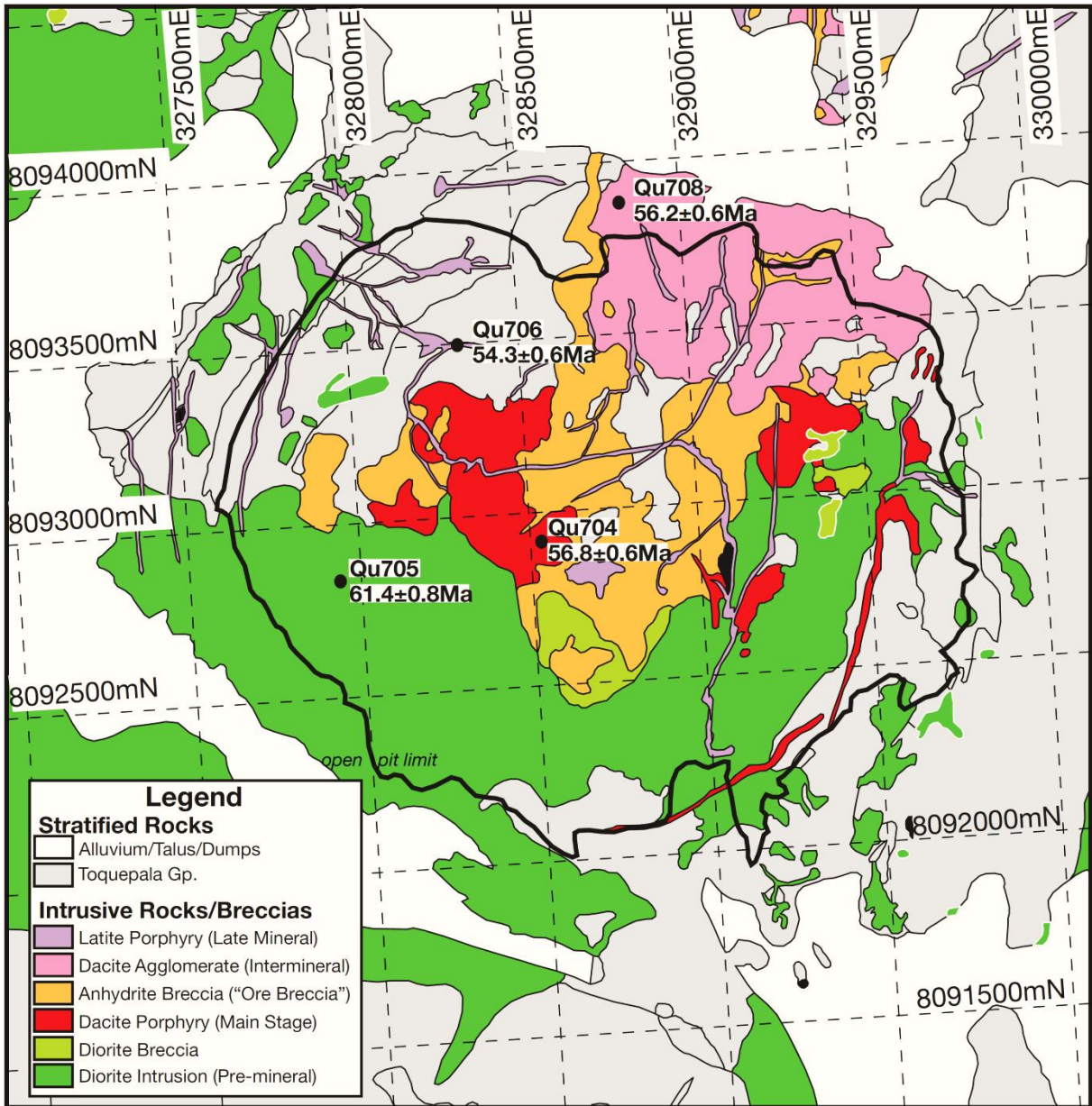


Figura.60.- Geología de la mina Toquepala, datos de Richard & Courtright (1958), y Zweng & Clark (1995). Se muestra dataciones geocronometricas realizadas por Simmons (2013)

### 8.2.1 Proyecto Chipispaya - Tacna

#### Antecedentes

El proyecto fue descubierto en el año 2005 por Anglo American Perú, mediante divisiones de imágenes satelitales. El pórfido Chipispaya es del tipo Cu-Au, asociado a un magmatismo joven entre 22 y 24 M.a (VALDIVIA, V. *et.al.* 2015), que representaría una franja metalogenética de pórfidos recientes del Neógeno terminal.

#### Geología y relaciones estructurales

Como basamento afloran rocas sedimentarias del **Grupo Yura** (Jurásico Superior al Cretáceo Inferior) compuesta por areniscas, lutitas, calizas y cuarcitas. Asimismo afloramientos asignados al **Grupo Toquepala** afloran como tobas soldadas de composición riolítica y lavas de composición andesíticas y dacíticos, intercalándose facies de laháres.

En los alrededores del yacimiento afloran secuencias conformada por lavas andesíticas y tobas soldadas con textura ignimbrítica. Las lavas tienen edades entre 21.6 Ma y 24.6 (Ar/Ar) Ma. Basándose en las dataciones se infiere que son co-magmáticas con el sistema de alteración – mineralización del yacimiento **Chipispaya**.

En el entorno del yacimiento (VALDIVIA *et.al.* 2015) las rocas intrusivas tienen las siguientes composiciones:

- Intrusivos pre-minerales: granodiorita, diorita I, diorita II y un plug dacítico.
- Intrusivos tempranos: diorita I y diorita II relacionadas a la mineralización principal. Intrusivos que no afloran.
- Intrusivo intermineral: stock dacítico.
- Intrusivo tardío: stock dacítico.

Estructuralmente, el yacimiento Chipispaya está compuesta de fallas y lineamientos que se correlacionan con el sistema de **fallas Incapuquio** (SFI) de rumbo NO. Chipispaya está controlado por una falla secundaria de dirección NNO, la cual forma un “jog” que sirvió para la intrusión de magmas múltiples que finalmente dieron origen al sistema porfírico. Dentro y fuera del “jog” se destacan fallas conjugadas NE, los cuales generaron una tectónica de bloques, exponiendo diferentes niveles del sistema. En los bloques hundidos se ha observado evidencias de preservación del sistema (remanentes de lithocap) mientras que los más erosionados muestran los intrusivos con alteración potásica.

#### Relaciones magmáticas

El entrono geológico del yacimiento muestra que después de la migración hacia el este del arco magmático Tacaza (30-24 Ma), el arco magmático Huaylillas migra y regresa hacia el oeste, proceso conocido como “slab rollback” donde la corteza oceánica al retroceder por aumento del ángulo de subducción, produce nueva fusión parcial y nuevo magma parental que ayudaron en la generación del pórfido.

*“Nuevas evidencias indican que durante el Mioceno parte del magma migró hacia el oeste y se emplazó a lo largo de fisuras profundas (sistema Incapuquio) como es el caso del pórfido de Chipispaya y de intrusivos que afloran en la zona de Puquio. La evidencia para el emplazamiento de estos magmas a través de las fisuras son las texturas de emplazamiento sin tectónico en los intrusivos de Chipispaya” (VALDIVIA *et.al.* 2015).*

#### Alteración y mineralización hipógena – supérgena

La alteración hidrotermal y mineralización está asociada a una extensa zona de anomalía de color elongada NO-SE y dimensiones son 5 x 3km. Esta anomalía de color presenta en terreno, una cobertura lixiviada jarosítica. El yacimiento contiene tipos de alteración (Valdivia *et al.* 2014) como:

- *Argilización Avanzada (lithocap)*, constituida por cuarzo-alunita-pirofilita-sericita-andalucita. Ensamble relacionado a la base de los lithocaps y afecta predominantemente a la toba dacita – ignimbrítica. Se sobrepone a la alteración potásica y propilítica.
- *Hornfels potásico*, observada en la diorita pre-mineral y constituida por biotita secundaria diseminada - magnetita.



- *Potásica hidrotermal*, se reconoce en las dos diorita tempranas I y II, no aflorantes, las cuales presentan biotita secundaria (diseminada y en vetillas) y feldespato potásico (reemplazando a la matriz y vetillas).
- La sobreimposición de la alteración argílica avanzada sobre la alteración potásica, permite sostener que ocurrió un telescopamiento.
- *Cuarzo-sericita*, esta alteración presenta escasas vetillas “D”, afecta a la dacita pre-mineral y está asociada a la alteración argílica avanzada. Ambas alteraciones están sobreimpuestas a la alteración potásica de la diorita pre-mineral.
- *Propilitización*, afecta principalmente a la dacita y constituye el halo periférico del sistema. Presenta zoneamiento con un halo externo constituido por clorita-epidota y uno interno por epidota-clorita, ambas zonas presentan diseminación de pirita.
- *Brechas de Turmalina*, se encontraron dos tipos de brechas de cuarzo-turmalina: 1) Brecha de craquelamiento. 2) Brecha de descompresión. La mayor parte de los afloramientos de brechas se ubican en los límites SE y el NE del sistema Chipispaya. Las brechas de descompresión se ubican al NNE y NE de la zona de base de lithocap En y alrededor de la brecha de craquelamiento se detectó la presencia de sericita y vetillas “D” con los típicos halos de sericita.

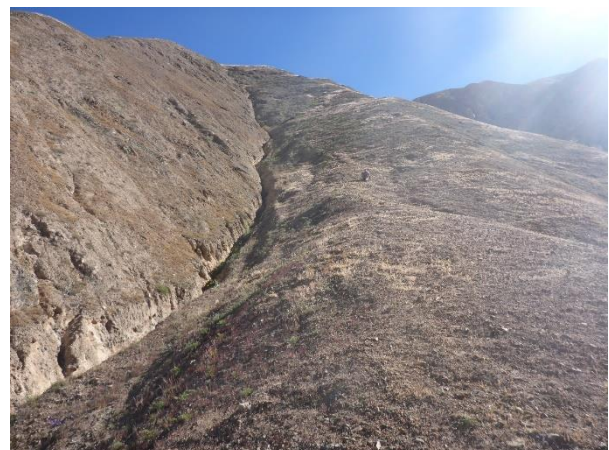
Se ha observado que en los tramos donde hay un incremento de biotita y feldespato potásico también hay un incremento de magnetita hidrotermal (en vetillas y diseminada) y mayores concentraciones de pirita, calcopirita y Au asociado. Estos intrusivos presentan fuerte stockwork de vetillas tipo “A” y “D”. Algunas vetillas tipo “A” alcanzan la superficie, representadas por dos delgadas franjas de 15-20 m de largo por 8-10 m de ancho, con moderado vetilleo que cortan la diorita pre-mineral.

#### Edad del magmatismo y mineralización

El **pórfido Chipispaya** ha sido datado con tres métodos, reportando las siguientes edades” (VALDIVIA *et al.* 2015);

- $23.00 \pm 0.80$  Ma (K/Ar) en Sericita, tomado en superficie
- $22.46 \pm 0.07$  Ma (Ar/Ar) en Alunita hipógena tomado en superficie
- $24.11 \pm 0.10$  Ma (Re/Os) de Molibdenita tomado en muestra de testigo DDH.

Estas edades para el **pórfido Chipispaya**, demuestra el que el magmatismo es Neógeno y representa un arco magmático joven y entre la faja magmática Paleocena (SO) y Miocena (NE). Esta faja magmática Neogena, con aparente migración en dirección SO, como se menciona es posible debido al retroceso de la zona de fusión parcial en dirección SO por el hundimiento progresivo del slab, generando sucesivo puntos de fusión parcial y con el relativo retroceso de la misma.



Fotografía 5.- Proyecto Chipispaya; esta compuesto por un entorno de pórfidos cuarzodioríticos asignados a edades Miocenas. La mineralización también ocurre entre los 20 y 22 Ma.

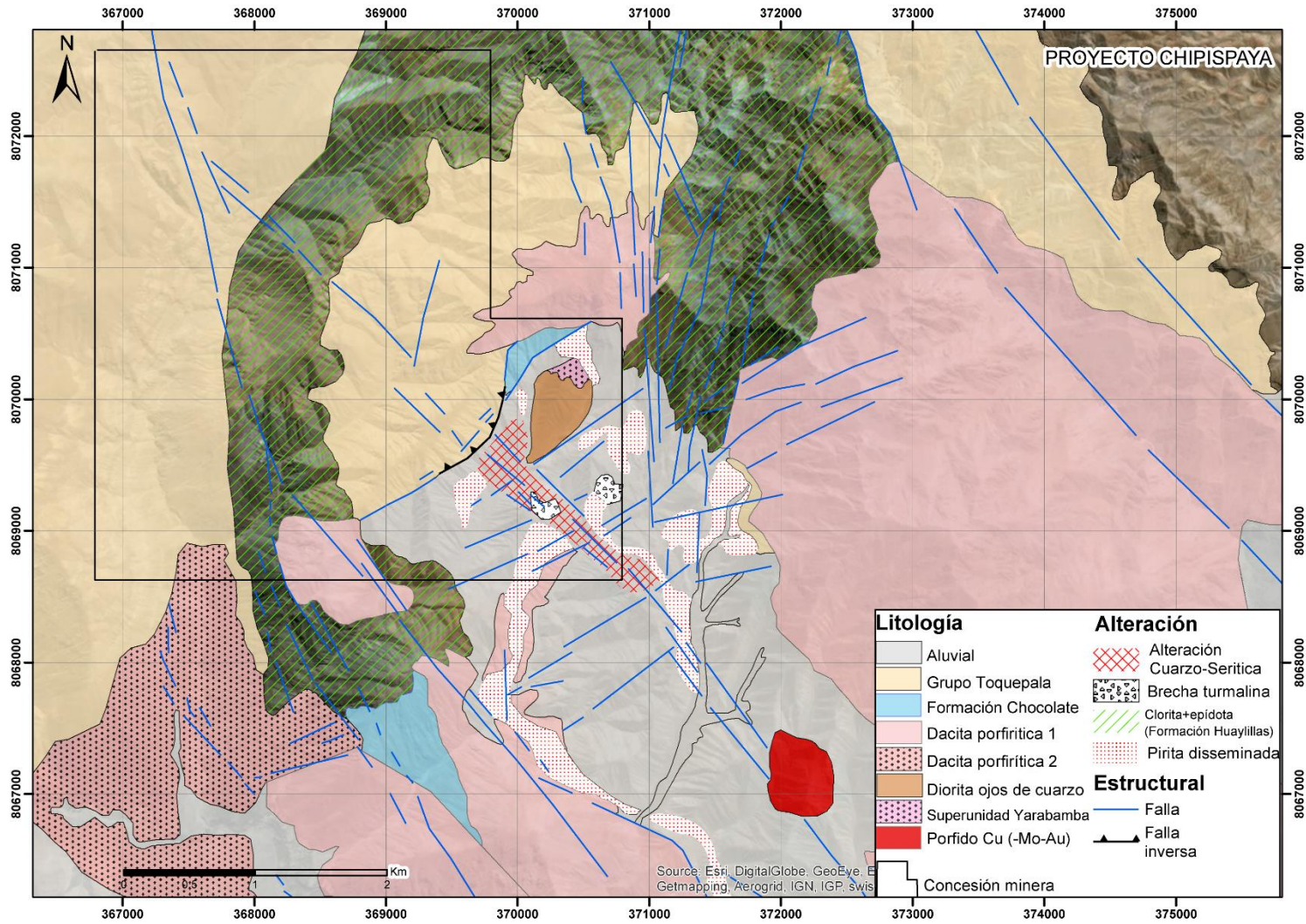


Figura 61.- Geología del proyecto **Chipispaya**, tomado y modificado de [Valdivia et.al. 2015](#)



## 9. SINTESIS DE LA EVOLUCION TECTONOMAGMATICA

El análisis de la evolución magmática y estructural de los sistemas porfíricos en el sur de Perú, tienen factores geológicos que se pueden correlacionar con diferentes modelos a nivel de Sudamérica. Estos factores son similares a los estudiados en el norte de Chile y se puede enumerar en lo siguiente:

### **Control Estructural – Aeromagnético:**

El sistema de Fallas de Incapuquio (SFI) de dirección NO-SE, ha controlado el emplazamiento de los cuerpos intrusivos en la Cordillera Occidental y la intersección con fallas de dirección NE-SO crearon zonas de debilidad estructural aprovechados por magmas ascendentes que se emplazaron a niveles de corteza superior.

Los datos magnéticos y su interpretación correlacionan con el SFI. La interpretación de estas anomalías muestra lineamientos paralelos mayores con dirección NO-SE y que son similares a las direcciones del SFI. Estos lineamientos se comportan como debilidades estructurales, desplazando cuerpos anómalos magnéticamente y similares a los movimientos dextrales o sinestrales del SFI.

Este tipo de anomalías magnéticas y transurrencias se encuentran también cerca de la faja costanera, y serian responsable de los DPC (prospectos Cachuyo, Cachuyito) emplazados sobre terrenos Jurásicos.

En base a estas interpretaciones estructurales y magnéticas se identificaron 9 áreas estructuralmente potenciales por donde fluidos magmáticos pudieron haberse emplazado para originar un yacimiento, así como 6 áreas de segundo orden. Estas zonas de debilidad se ubican entre Cerro Verde (Arequipa) y la frontera con Chile.

### **Alto de Cocachacra – Omate:**

Este control estructural se encuentra dividido en dos bloques Norte y Sur y a lo largo de la línea Cocachacra - Omate; el bloque norte es un alto estructural limitado a lo largo del río Tambo, estando controlado por la exhumación del CBC y al parecer fue sometido a una fuerte erosión durante los últimos 10 Ma. El bloque sur ha preservado de la erosión a la mayoría de los cuerpos intrusivos de la faja costanera y la Cordillera Occidental. No aflora prácticamente el CBC y los mayores DPC se encuentran en este bloque.

El Grupo Toquepala no aflora más allá de este alto estructural, las interpretaciones serian por no depositación o en todo caso por erosión.

### **Litología / Geoquímica:**

La Formación Guaneros está constituida por flujos lávicos, brechas y flujos piroclásticos de composición andesítica a andesita basáltica y secuencias de areniscas y limoarcillitas fosilíferas marinas. Químicamente son andesitas basálticas, andesitas y traquiandesitas calco-alcalinas.

El Grupo Toquepala está constituida por flujos piroclásticos de composición traquidacitas/dacitas intercalado con secuencias sedimentarias continentales químicamente son dacitas, traquidacitas y riolitas calco-alcalinas.

El Grupo Toquepala presenta razones  $La_n/Yb_n$  entre 5 y 15,  $Eu_n/Eu^* < 1.$ , sugiriendo la "poca influencia de agua y bajas condiciones de oxidación". Los cuerpos subvolcánicos asociados a la Formación Guaneros, tienen relaciones  $La_n/Yb_n$  entre 12 y 22, sin anomalías de Eu.

### **Isótopos:**

La Formación Guaneros y el Grupo Toquepala en general, tienen más afinidad al manto en base a los valores negativos de  $\epsilon Nd_i$ , no teniendo una componente cortical. Estos dos arcos presentan diferentes firmas isotópicas que se interpreta como de diferentes fuentes de magma, y que posiblemente hayan derivado de fuentes homogéneas y primitivas de origen mantélico

Generalmente magmas con componente cortical ( $-\epsilon Nd_i$  y Pb/Sr radiogénicos altos), presentan más posibilidades de albergar un yacimiento económico, que fuentes más primitivas o con tendencia al manto. Estos últimos son para yacimientos estratoligados y sistemas vetiformes de Cu-Fe.

Los DPC, se formaron en un ciclo compresional (transpresión) durante el ciclo andino, siendo difícil su emplazamiento durante las etapas extensionales al sur de Perú. Esta etapa extensional (Jurásico inferior-medio) deposito las secuencias de la Formación Guaneros; arco y tras-arco. La presencia de Cu, en este periodo se limita a sistemas vetiformes (Locumba-La Yarada).

En el Jurásico superior al Cretáceo inferior para la zona de estudio, entra en una etapa compresional que deposita sistemas de Ignimbritas en ambiente continental. Los primeros cuerpos subvolcánicos que intruyen a la Formación Guaneros en la faja costanera, originan los primeros DPC (Cachuyo-Cachuyito-Canicora-La Llave).



En el Cretáceo superior-Paleoceno, las condiciones transpresivas fueron óptimas para la generación de un DPC, por las razones descritas.

Es importante notar que estos depósitos gigantes del sur de Perú, han sido originados en base a las condiciones estructurales y geoquímicas del magmatismo las cuales podrían enumerarse:

1. Sistema de Fallas transpresivas.
2. Intersección de fallas que originen clusters de debilidad estructural.
3. Anomalías magnéticas con áreas de alta y baja presión (contraste de intensidad en gammas).
4. Corteza relativamente engrosada en base a los isótopos ( $\epsilon Nd_i$  -  $\epsilon Sr_i$ ) y Tierras raras (LREE/HREE).
5. Magmas calcoalcalinos.
6. Alta fraccionación de sus magmas:  $La/Yb > 10$ .
7. Componente de Corteza superior.
8. Magmas parentales con  $\epsilon Nd_i$  negativos.
9. Altos valores radiogénicos de Pb y Sr de los cuerpos intrusivos.
10. Alta fugacidad, oxidación (-+) e hidratados ( $Eu_n/Eu^* > 1$ ).
11. Velocidad de subducción constante.
12. Maduración de la zona MASH (base de la corteza), en un régimen transpresivo.

La destrucción o no emplazamiento de magmas asociados a los pórfidos de Cu, podría deberse a varias causas:

1. Régimen extensional: mucho magmatismo y escape de fluidos y sulfuros.
2. Velocidad de subducción no constante.
3. Condiciones estructurales desfavorables (no intersecciones).
4. Corteza delgada y bajas presiones: anfíbol no es remplazado por granate (no hay liberación de agua), que genere magmas ricos en fluidos y transporten metales base.
5. Magmas poco fraccionados ( $La/Yb < 10$ ).
6. Magmas parentales sin una componente cortical.
7. Grandes erupciones volcánicas, que provoquen el escape de fluidos y sulfuros.

El sector sur occidental de Perú muestra fuertes evidencias para potenciales sistemas de DPC, la pregunta sobre porque algunos depósitos son gigantes y otros marginales son a la fecha poco conocidos. En este trabajo mencionamos los lineamientos generales para comprender desde el punto de vista tectonomagmático como pudieron emplazarse y desarrollarse como yacimientos al margen de su valor comercial. Es claro que faltan más estudios específicos sobre estas ideas. Por lo menos hemos entendido geoquímicamente que magmas son más afines a mineralizaciones y que condiciones estructurales han condicionado su emplazamiento.

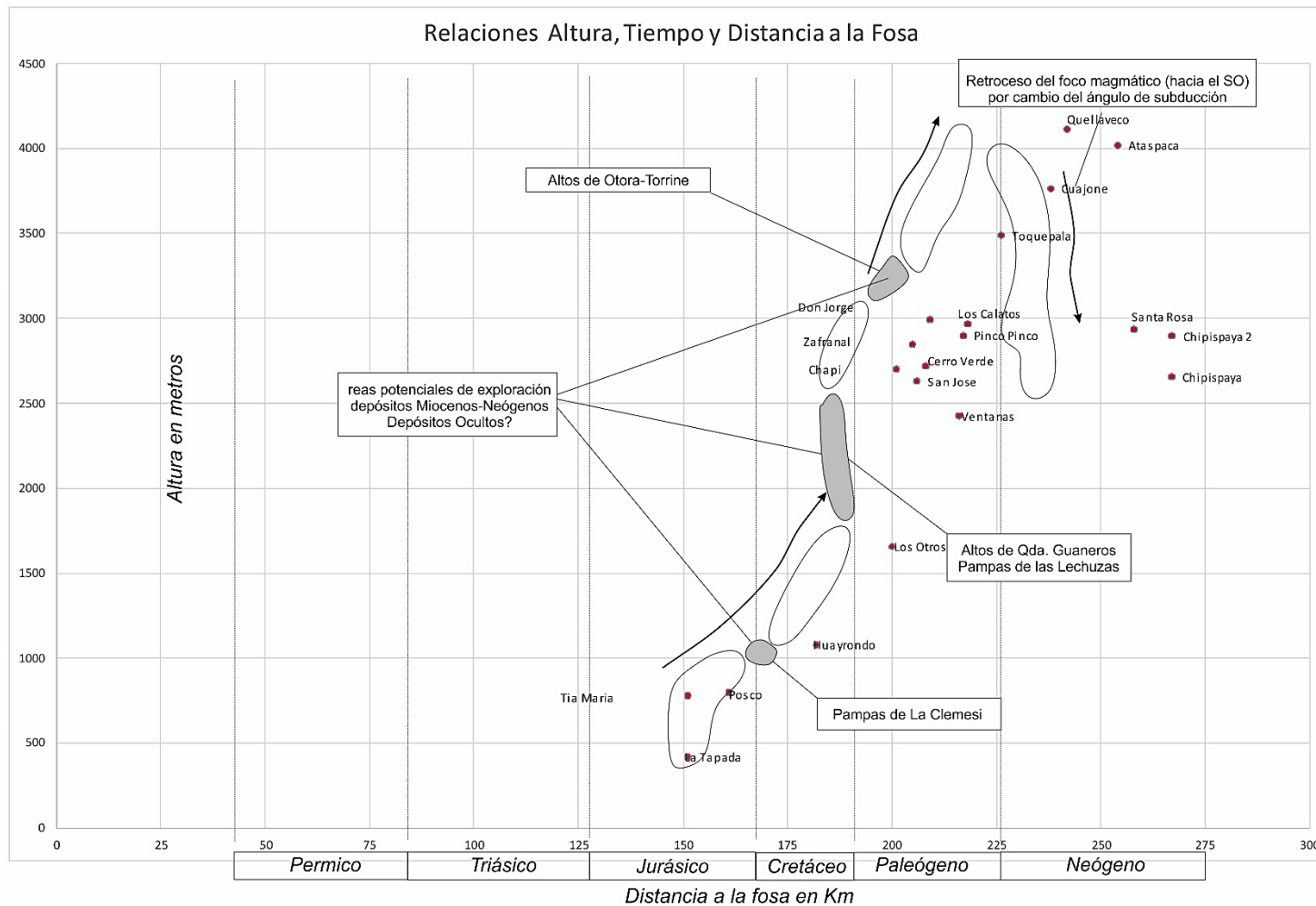


Fig. 62.- Relación Distancia a la fosa, altura y tiempo geológico; nótese la evolución de los DPC desde el Jurásico (Tía María-La Tapada) al Paleógeno (Quellaveco), para luego caer en altura y retroceso hacia el oeste (rollback?). Asimismo la existencia de áreas o zonas de ausentismo aparente de DPC (polígonos grises) correlaciona con áreas de terrenos aluvionales, o secuencias de conglomerados o tobas miocénicas.

## 11. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

1. **Acosta, J. (2006).**- Características metalogenéticas de los yacimientos asociados a los arcos magmáticos mesozoicos y cenozoicos del sur del Perú (Latitudes 16°-18°30'). INGEMMET, Dirección de Geología Económica y Prospección Minera, 32 p.
2. **Acosta, J. (2007).**- Las Inclusiones Fluidas como Guías de Exploración en Depósitos Minerales. Ejemplo: El Pórfido de Cobre Lara. Ayacucho – Perú. Tesis de Maestría. Red DESIR. 117 p.
3. **Alonso-Pérez, R.; Müntener, U.; Ulmer, P. (2009).** Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 157, p. 541-558.
4. **Aspden, J. & Brook, M. (1987).** Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia, *Journal of the Geological Society, London*. 144. pp. 893-905.
5. **Beckinsale, R.; Sánchez, A.; Brook, M.; Cobbing, E.; Taylor, W. & Moore, N. (1985).** Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the coastal batholith of Peru. En: Pitcher, W.S., et al. (eds.), *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*, John Wiley, New York, p. 177-202.
6. **Bellido Bravo, Eleodoro (1979).**- Geología del cuadrángulo de Moquegua, hoja 35-u. INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 15, 78 p.
7. **Bissig, T.; Leal-Mejía, H.; Stevens, R. B. & Hart, C. (2017).** High Sr/Y Magma Petrogenesis and the Link to Porphyry Mineralization as Revealed by Garnet-Bearing I-Type Granodiorite Porphyries of the Middle Cauca Au-Cu Belt, Colombia. *Economic Geology*. 112:551-568.
8. **Blevin, P.L.; Morrison, G.W. (2001).** A zoned magma chamber model for the production of Au–lithophile mineralisation in subvolcanic felsic igneous systems. En: Williams, P.J. (Ed.), *a hydrothermal Odyssey. Extended Conference Abstracts EGRU Contribution 59*. James Cook University, p. 24-25.
9. **Boekhout, F. (2012).** Geochronological constraints on the Paleozoic to Early Mesozoic geodynamic evolution of Southern coastal Peru. Tesis doctoral. Univ. Genève, 2012, no. Sc. 4460. 199 pp.
10. **Boekhout, F., Spikings, R., Sempere, T., Chiaradia, M., Ulianov, A., and Schaltegger, U., (2012),** Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal: *Lithos*, v. 146-147, p. 48-64.
11. **Boily, M.; Brooks, C. & James, D.E. 1983** Geochemical characteristics of the Late Mesozoic Andean volcanics. En: Harmon, R.S. & Barreiro, B.A., (eds.), *Andean magmatism; chemical and isotopic constraints*, Shiva Publications, Nantwich, UK, p. 190-202.
12. **Boily, M.; Ludden, J. & Brooks, C. (1990).** Geochemical constraints on the magmatic evolution of the pre- and post-Oligocene volcanic suites of southern Peru: implications for the tectonic evolution of the central volcanic zone. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 102(11). pp. 1565-1579.
13. **Bourdon, e., Eissen, j., Monzier, m., Robin, c., Martin, h., Hall, m., (2002).** Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Northern Andean Zone: *J. Petrol*, v. 43, p. 199-217.
14. **Buret, Y.; von Quadt, A.; Heinrich, C.; Selby, D.; Wälle & M.; Peytcheva, I. (2016).** From a long-lived upper-crustal magma chamber to rapid Porphyry copper emplacement: Reading the geochemistry of zircon crystals at Bajo de la Alumbrera (NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters* 450 (2016). p. 120-131.
15. **Burkart, B. & Self, S. (1985).** Extension and rotation of cristal blocks in northern Central America and effect on the Volcanic arc. *Geology*, v. 13, p. 22-26.



16. **Burnham, C.W.** (1979). The importance of volatile constituents. En H.S. Yoder, Jr., Ed., the Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Appraisal. Princeton University Press, Princeton, New Jersey. P 439-482.
17. **Camus, F.** (2003).- "Geología de los sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. SERNAGEOMIN – Chile. 267p.
18. **Castillo M., José; Barreda Ampuero, Javier; Vela Velásquez, Churchil** (1993).- Geología de los cuadrángulos de Laramate y Santa Ana. INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 45, 66 p.
19. **Clark, A.** (1990). - The slump breccias of the Toquepala porphyry Cu-Mo deposit Peru: implications for fragment rounding in hydrothermal breccias. Economic Geology. Vol. 85, pp. 1677-1685, 9 p.
20. **Clark, A. H.; Tosdal, R. M.; Farrar, E. & Plazolles, A.** (1990) - Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco and Toquepala Pophyry Copper deposits, Southeastern Perú. Economic Geology, 85(7): 1604-1628.
21. **Clark, A.; Farrar, E.; Kontak, D.; Langridge, R.; Arenas, M.; France, L.; McBride, S.; Wodman, P.; Wasteneys, H.; Sandeman, H. & Archibald, D.** (1990) "Geologic and Geochronologic Constraints on the Metallogenic Evolution of the Andean of Southeastern Perú. Economic Geology, vol 85, p. 1520 – 1584.
22. **Clark, A.H** 1993 "Are outside porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distentive? In Whiting, B.H., Mason, R. and Hodgson, C.J. (Eds), Giant ore deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication 2, pp. 213-283.
23. **Concha Stein, Oscar; Valle Castro, José** (1999).- Prospección, exploración y desarrollo del yacimiento de Cuajone. Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, 1, Lima, PE. Primer libro de monografías de yacimientos minerales peruanos: historia, exploración y geología. Lima: Instituto de Ingenieros de Minas del Perú 2000, pp. 117-143.
24. **Cruz M.** (2002).- "Estratigrafía y evolución Tectono-sedimentaria de los depósitos Sin-orogénicos del Cuadrángulo de Huambo (32-r, Cuadrante II): Las formaciones Ashua y Huanca". Departamento de Arequipa. Tesis de Ingeniero Geólogo. Universidad Nacional San Agustín de Arequipa. 127 p.
25. **Davidson, J.; Turner, T. & Plank, T.** (2013). Dy/Dy\*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes. Journal of Petrology. Vol. 54-3. p. 525-537.
26. **Deering, C.D.; Bachmann, O.; Dufek, J. & Gravley, D.M.** (2011). Rift-Related Transition from Andesite to Rhyolite Volcanism in the Taupo Volcanic Zone (New Zealand) controlled by Crystal-melt Dynamics in Mush Zones with Variable Mineral Assemblages. Journal of Petrology. Vol. 52. N° 11 (2011). p. 2243-2263.
27. **Defant, M. & Drummond, M.** (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347. p. 662 – 665.
28. **Defant, M. J., Xu, J. F. & Kepezhinskas, P.** (2002). Adakites: Some variations on a theme, Acta Petrol. Sinica, 2002, 18: p. 129-142. .
29. **Demouy, S.; Paquette, J. L.; Saint Blanquat, M.; Benoit, M.; Belousova, E.; O'Reilly, S.; García, F.; Tejada, L.; Gallegos, R. & Sempere, T.** (2012). Spatial and temporal evolution of Liassic to Paleocene arc activity in Southern Peru unraveled by zircon U-Pb and Hf in-situ data of plutonic rocks. Lithos 155 (2012). p. 183-200..
30. **Dewey, J.F., Holdsworth, R.E & Strachan, R.A.** 1998 "Transpresion and Transtension zones. In Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Holdsworth et al. (Eds), Geological Society London, Special publications, 135. Pp. 1-14
31. **Drake & Weill** (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup>, and other REE between plagioclase, feldspar and magmatic liquid: an experimental study. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1975. Vol. 89. p. 689-712.

32. **Dreher, S. T.; MacPherson, C. G. & Pearson, D. G. (2005).** Re-Os isotope studies of Mindanao adakites: Implications for sources of metals and melts, *Geology*, 33. p. 957-960.
33. **Estrada Chávez, Flavio (1975).**- Geología de Quellaveco. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, n. 46, pp. 65-86.
34. **Estrada Chávez, Flavio (1977).**- Edades K-Ar de los principales eventos de Cerro Verde CITEM, n. 3, pp. 1-16, 1977
35. **Foley, S. F. & Wheller, G. E. (1990).** Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic rocks: the role of residual titanites. *Chem. Geol.* 85: p.1-18.
36. **Glazner, A., Bartley, J., Coleman, D., Gray, W. & Taylor, R. (2004).** Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today* 14. p. 4-11.
37. **Green, T.H. and Pearson, N.J. (1986).** Ti-Rich Accessory Phase Saturation in Hydrous Mafic-Felsic Compositions at High P, T. *Chemical Geology*, 54. p. 185-201.
38. **Hampel, A. (2002).** - The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 203. Pp.665-679.
39. **Haskin, I., Haskin, M., Frey, F. & Wilderman, T. (1968)** Relative and absolute abundances of Rare Earths. In: L.H. Ahrens (Ed.), *Origin and distribution of elements*, Pergamon, New York, p 889-912.
40. **Hildreth, W. & Moorbath, S. 1988** Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contribution Mineral Petrology* N° 98, pp. 455-489
41. **Ingemmet (2000).**- Estudio de los Recursos Minerales del Perú, Franja N°1. Dirección de Geología Económica y Prospección Minera. Boletín Serie B: Geología Económica, n. 08, 203 p.
42. **Ingemmet (2002).**- Estudio de los Recursos Minerales del Perú, Franja N°2. Dirección de Geología Económica y Prospección Minera. Boletín Serie B: Geología Económica, n. 11, 394 p.
43. **Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G. & Mourier, T. 1990** Geodynamic evolution of the northern and central during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological society, London*, Vol. 147. pp. 1009-1022
44. **James, D.; Brooks, C. & Cuyubamba, A. (1974).** Strontium isotopic composition and K, Rb, Sr, geochemistry of Mesozoic volcanic rocks of the central Andes. *Carnegie Institution of Washington year Book*. N° 73. pp. 970-983
45. **Jenks, W. (1948).** Geología de la Hoja de Arequipa. *Bol. Inst. Geol. Perú, Lima*, 9, p. 105-204
46. **Kay, R. & Kay, S (2002).** Andean Adakites: Three Ways to Make Them. *Acta Petrologica Sinica* 18. No 3, p 303-311.
47. **Kay, S. & MPodozis, C. (2001).** Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening Crust, *GSAToday*, v. 11, no. 3, p 4-9.
48. **Kay, s.m., Godoy, e., Kurtz, a., (2005).** Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatismo in the south-central Andes: *Geol. Society of America*, v. 117, p. 67-88.
49. **Kihien, A. 1979** "Geologie du porphyre cuprifere de Quellaveco, Perou: Doctoral thesis, Ins. Nat. Polytech. Lorraine. 167p
50. **Lang, J. & Baker, T. (2001).** Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36 (6). p. 477-489.
51. **Le Bel, Laurent M. (1985).**- Mineralization in the Arequipa segment: the porphyry-Cu deposit of Cerro Verde/Santa Rosa. Pitcher, Wallace Spencer, ed.; Atherton, Michael P., ed.; Cobbing, Edwin John, ed.; Beckinsale, Robert D., ed., *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes.* . Glasgow: Blackie & Son, 1985, pp. 250-260.

52. **Mamani, M.; Wörner, G. & Sempere, T.** (2010). Geochemical variations 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: 162–182.
53. **Mantle, G.; Collins, W.** (2008). Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: correlations between arc basalt composition and Moho depth. *Geology*, Vol 36, p 87-90.
54. **Mantle, G.; Collins, W.** (2008). Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: correlations between arc basalt composition and Moho depth. *Geology*, Vol 36, p. 87-90.
55. **Marchena, A.** (2017). Caracterización petrográfica y litogeoquímica del magmatismo de los proyectos Tía María, Los Calatos y Chipispaya (Arequipa-Moquegua-Tacna). Tesis de grado. Universidad Nacional de Ingeniería. Tesis de grado en prensa, Universidad Nacional de Ingeniería.
56. **Martínez, W & Cervantes, J** (2003) “ Mapa de Rocas ígneas del Sur de Perú, Nuevos datos geocronométricos, Geoquímicos y Estructurales entre los paralelos 16° y 18°30’ latitud sur. INGEMMET Serie D. N° 26.
57. **Martínez, W. & Zuloaga, A.** (2002).- Nuevas contribuciones a la caracterización geoquímica del Grupo Toquepala: Sector Moquegua-Sur de Perú. XI. Congreso Peruano de Geología. Trabajos científicos. 13 p.
58. **Martínez, W. Y Zuloaga, A.** (2000). Memoria Explicativa de la Geología del Cuadrángulo de Moquegua (35-u). Escala 1: 50 000. Lima: INGEMMET 12 pp.
59. **Martínez, W., Romero, D. & Cervantes, J.** (2005). El Jurásico Medio en el sur de Perú: Nuevos datos estratigráficos y geoquímicos en el Estratotipo de la Formación Guaneros, Cledesí. En XII Congreso Geológico Peruano. pp. 193-196.
60. **Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., & Miller, R.B.** (2006). - Time scales of pluton construction at differing crustal levels; Examples from the Mount Stuart and Tenpeak Intrusions, north Cascades, Washington: Geological Society of America Bulletin, v. 118, p. 1412–1430..
61. **Miller, C. & Mittlefehldt, D.** (1982). - Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology*, v. 10. p. 129-133.
62. **Mioduchowski A.P.** (2001). Geochemistry and petrology of Tía María Prospect Department of Arequipa, Perú. Degree of Master of Science in Geology, Department of Earth and environmental Sciences New Mexico Institute of Mining and Technology Socorro NM 87801
63. **Muenow, D. W.; García, M.O.; Aggrey, K.E.; Bednarz, U. & Schmincke, H.U.** (1990).- Volatiles in submarine glasses as a discriminant of tectonic origin: application to the Troodos ophiolite. *Nature*, 343. p. 159-161.
64. **Mukasa, S.B. & Tilton, G.R.** (1985). - Zircon U-Pb ages of superunits in the Coastal batholith Peru. Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes, Ed. By Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, J. & Beckinsale, R.D. John Wiley and Sons Inc. N.Y., pp 203-207
65. **Müller, D. & Groves, D.I.** (1993). - Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geol. Rev.* 8. p. 383-406.
66. **Müller, D. & Groves, D.I.** (1995). - Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Edit. Springer. Berlin, Heidelberg, 1995. 235 pp.
67. **Nakamura N.** (1974). - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, p 757-775.
68. **Nebocat, J.; Henstridge, D.A.; Plenge, Robert O** (1999).- The discovery and geologic setting of the Lara porphyry copper deposit, southern coastal Peru. *Sociedad Geológica del Perú. Boletín*, vol. 89, pp. 5-112.



69. **Noury, M.; Philippon, M.; Bernet, M.; Paquette, J. Y Sempere, T.** (2017). Geological record of flat slab-induced extension in the Southern Peruvian forearc. The Geological Society of America. Junio 2017. 4 pp.
70. **Pardo-Casas, F & Molnar, P.** (1987).- "Relative motions of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous time: Tectonics. Vol. 6. Pp. 233-248.
71. **Pitcher, W. S.** (1985). - A multiple and composite batholith: in Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., and Beckinsale, R. D. (Eds) "Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes", John Wiley & Sons, 93-101.
72. **Pitcher, W.; Atherton, M.; Cobbing, E. & Beckinsale, R.** (1985). - Magmatismo en el borde de una placa: los Andes peruanos. British Geological Survey. 365 pp.
73. **Quang, C., Clark, A., Lee, J., & Guillen, J.** (2003a). - Ar-40-Ar-39 ages of hypogene and supergene mineralization in the Cerro Verde-Santa Rosa porphyry Cu-Mo cluster, Arequipa, Peru: Economic Geology, v. 98, p. 1683-1696.
74. **Quang, X.C. Clark, A.H. & Lee, J.K.W.,** (2005). - Response of Supergene processes to Episodic Cenozoic uplift, pediment erosion, and ignimbrite eruption in the porphyry copper province of southern Peru. Society of Economic Geology. V.100, pp.87-114.
75. **Quispe Cangana, Jorge Luis; Carlotto Caillaux, Víctor Santiago; Acosta Ale, Jorge Gilberto; Macharé Ordoñez, José; Chirif Rivera, Luis Humberto; Rivera Cornejo, Raymond; Romero Fernández, Darwin; Huanacuni Mamani, Dina; Rodríguez Mejía, Rildo** (2008).- Mapa metalogénico del Perú. Congreso Peruano de Geología, 14, Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, PE, 20 setiembre - 3 octubre 2008, Resúmenes. Lima: Sociedad Geológica del Perú. 6 p.
76. **Raimondi, Antonio** (1874-1929).- t.1: El Perú. Lima: Imprenta del Estado, 1874-1929 parte preliminar.- t.2 y 3: Historia de la geografía del Perú.- t.4 y 5: Estudios mineralógicos y geológicos.- t.6: Paleontología peruana. Fósiles del Museo Raimondi. por Carlos Lisson.- t.7: Itinerarios de viajes.
77. **Richards, J. & Kerrich, R.** (2007). - Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis Economic Geology, Vol. 102. p. 537-576.
78. **Richards, J.** (1999). - Tectonomagmatic controls on localizations of porphyry copper deposits, Chile. Mineral Deposits: Processes to processing. En Stanley C.J.et al. (Eds). M Joint SGA-IGOD, Meeting London, August 1999, p. 425-428.
79. **Richards, J.** (2001). - Discussion of "Is there a close spatial relationship between faults and plutons?" by S.R. Paterson and K.L. Schmidt: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 2025-2027.
80. **Richards, J.** (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposits Formations. Economic Geology, Vol. 98. Pp. 1515-1533.
81. **Richards, J.** (2004). - "Cumulative factors in the generations of giant calc-alkaline porphyry Cu Deposits. In Porter T.M. (Ed). Super Porphyry Coipern & Gold Deposits: A Global perspective; PGC publishing, Adelaide.
82. **Richards, J.** (2011). - High Sr/Y Arc Magmas and Porphyry Cu  $\pm$  Mo  $\pm$  Au Deposits: Just Add Water. Economic Geology, Vol. 106: 1075-1081.
83. **Richards, J.; Boyce, A. & Pringle, M.** (2001). - Geologic evolutions of the Escondida Area, Northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu Mineralizations. Economic Geology. Vol. 96. Pp. 271-305.
84. **Ringwood, A. E.** (1990). - Slab-mantle interactions. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chemical Geology. 82 (3-4). p. 187-207.
85. **Rivera Carrasco, Fernando** (2012).- Nuevos datos geocronológicos en la franja cretácea de pórfidos de cobre en el sur del Perú. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, n. 106, pp. 49-57.

86. **Romero, D., Sánchez, A.W., Cruz, M., Ticona, P. & Rodríguez, R. (2002).**- “Transpressional Motions along the cordillera occidental coastal belt boundary since the late cretaceous (southern Peru, 16° S). In 5Th International Symposium Toulouse France, 16-18 September 2002. pp. 541-544.
87. **Romeuf, N. ; Aguirre, L. ; Soler, P.; Feraud, G. ; Jaillard, E. & Ruffet, G. (1995).** Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista Geológica de Chile*. No. 22. pp. 245-259
88. **Rudnick, R. (2004).** - The Crust. *Treatise on Geochemistry*. Elsevier. 663 pp.
89. **Ryerson, F.J. & Watson, E.B. (1987).** - Rutile saturation in magmas: implications for Ti–Nb–Ta depletion in island-arc basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 86 (1987). p. 225–239.
90. **Saint Blanquat, Michel de; Tikoff, Basil; Teyssier, Christian; Vigneresse, Jean Louis. (1998).**- Transpressional kinematics and magmatic arcs. *Geological Society Special Publications*. . London: Geological Society, , pp. 327-340 , n. 135
91. **Salfity, J. (1985).**- “Lineamientos transversales al rumbo Andino en el noroeste Argentino”. En: Congreso Geológico Chileno, 4, Antofagasta, 1984, Actas, Universidad del Norte, Antofagasta, t. 1, parte 2, Pp. 119-137.
92. **Samamé Boggio, Mario (1979).**- El Perú Minero. . Lima: Ingemmet, tomo 4, vol. 1, pp. 228-246
93. **Sánchez Fernández, Agapito Wilfredo (1983).**- Edades K-Ar en rocas intrusivas del área de Ilo, dpto. de Moquegua. *Sociedad Geológica del Perú. Boletín*, vol. 71, pp. 183-191.
94. **Sánchez, A. (1983).**- Nuevos datos K-Ar en algunas rocas del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v.71, p 193 – 202.
95. **Satchwell, Paul C (1983).**- Geología de la mina Cuajone. *Sociedad Geológica del Perú. Boletín*, n. 72, pp. 127-146
96. **Schaltegger, U.; Brack, P.B.; Ovtcharova, M.; Peytcheva, I.; Schoene, B.; Stracke, A. & Bargossi, G.M. (2009).**- Zircon U, Pb, Th, and Hf isotopes record up to 700 kyrs of magma fractionation and crystallization in a composite pluton (Adamello batholith, N Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, p. 208–218.
97. **Schoene, B.; Schaltegger, U.; Brack, P.; Latkoczy, Stracke, C.A. & Günther, D. (2012).**- Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U–Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356 (2012), p. 162-173.
98. **Sillitoe, R. & Mortensen, J. (2010).** - Longevity of Porphyry Copper Formation at Quellaveco, Perú. *Economic Geology*, v. 108, pp. 1157-1162, 6 p.
99. **Sillitoe, R. (1979).** - Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. August 1979. *Mineralium Deposita* 14(2). p. 161-174.
100. **Sillitoe, Richard H.; Perelló, José (2005).**- Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery.- *Economic Geology: one hundredth anniversary volume 1905-2005*, pp. 845-890, 2005.
101. **Simmons, A.; Tosdal, R.; Wooden, J.; Mattos, R.; Concha, O.; McCracken, S. & Beale, T. (2013).**- Punctuated Magmatism Associated with Porphyry Cu-Mo Formation in the Paleocene to Eocene of Southern Peru. *Economic Geology*, v. 108, pp. 625-639, 15 p.
102. **Simmons, Adam Thomas, (2013).** - Magmatic and hydrothermal stratigraphy of Paleocene and Eocene porphyry Cu-Mo deposits in southern Peru. *University Of British Columbia Vancouver*. 346 p.
103. **Stern, c. y Killian. r., (1996).** Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, p. 263-281.
104. **Sylvester, A. (1988).** - “Strike – slip faults”. In *Geological Society of America*. Vol. 100. pp. 1666-1703.

105. **Sylvester, Arthur G (1988).**- Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, vol. 100, n. 11, pp. 1666-1703, November.
106. **Tatsumi, Y. & Eggins, S.** (1995). - Subduction Zone Magmatism. *Frontiers in Earth Sciences*. Wiley edit. 224 pp.
107. **Thiéblemont, D.; Stein, G. & Lescuyer, J.** (1997). - Epithermal and Porphyry deposits: the adakite connection. *Earth & Planetary Sciences*. 325: p. 103-109.
108. **Thompson, R.** (1982). - Magmatism Of the British Tertiary Volcanic province. *Scot. J. Geol.* 18(4). p 9–107.
109. **Tosdal, R & Richards, J.,** (2001). - "Magmatic and Structural Controls on the Development of porphyry Cu-Mo-Au Deposits. In *Society of Economic Geologist. Reviews*, Vol. 14. Pp. 157-181.
110. **Tosdal, Richard M.; Farrar, Edward; Clark, Alan H.** (1981). K-Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, Southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 10, n. 1-3, pp. 157-173,
111. **Valdivia, V.** (2014).- Chipispaya: pórfido Cu-Au del mioceno inferior en el sur de Perú. XVII Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú, 12-15 Octubre 2014, Resúmenes. Lima: Sociedad Geológica del Perú 2014, 4 pp.
112. **Valdivia, V.; Mamani, M.; Toro, J.; & Terán, J.C** (2015). - Aplicación de la geocronología y litogeoquímica a la exploración de pórfidos en el Paleoceno. 6p.
113. **Vidal Cobián, César E.** (1985). - Metallogenesis associated with the coastal batholith of Peru: a review. *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes.* . Glasgow: Blackie & Son, 1985, pp. 243-249.
114. **Wilkinson, J.** (2013). - Triggers for the formation of Porphyry ore deposits in Magmatic arcs. *Nature Geoscience. Focus. Review article.* 9 pp.
115. **Woodhead, J.; Eggins, S. & Gamble, J.** (1993). - High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114 (1993). p. 491-504.
116. **Zweng, P. L. & Clark, A. H.** (1995) - Hipogene evolution of the Toquepala porphyry copper-molybdenum deposit, Moquegua, southeastern Perú. *Arizona Geological Survey Digest, Porphyry copper deposits of the American Cordillera*, (20): 566-612.

## 11. ANEXOS

- A: ANALISIS GEOQUIMICOS DE YACIMIENTOS Y ROCA
- B: EDADES GEOCRONOMETRICAS
- C: MAPA GEOLOGICO MINERO A ESCALA 1:650,000



ANEXO A: ANALISIS GEOQUIMICOS DE YACIMIENTOS Y ROCA

ANEXO B: EDADES GEOCRONOMETRICAS

ANEXO C: MAPA GEOLOGICO MINERO A ESCALA 1:650,000