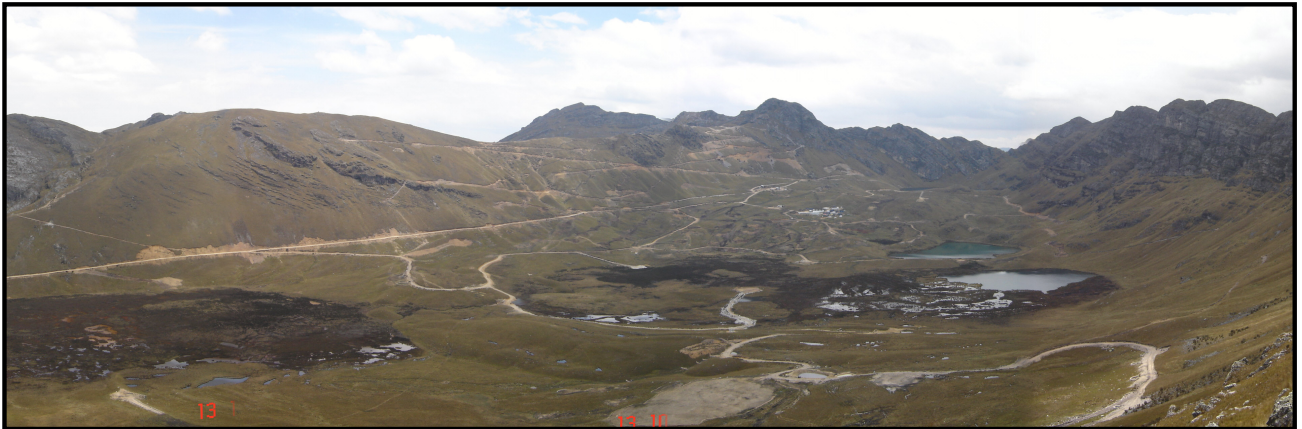


REPÚBLICA DEL PERÚ
SECTOR ENERGÍA Y MINAS

INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO
DIRECCIÓN DE RECURSOS MINERALES Y ENERGÉTICOS

**CARACTERÍSTICAS METALOGÉNICAS DE LOS
YACIMIENTOS ASOCIADOS AL VOLCANISMO
CENOZOICO (GRUPO CALIPUY) EN EL NORTE
DEL PERÚ, REGIÓN CAJAMARCA.**



RESPONSABLE

Raymond RIVERA CORNEJO



**Lima – Perú
Diciembre, 2007**

INDICE

RESUMEN

ABSTRACT

1.- GENERALIDADES.

1.1.- INTRODUCCIÓN

1.2.- UBICACIÓN Y ACCESO

1.3.- ANTECEDENTES

1.4.- PROPIEDADES MINERAS

2.- MARCO GEOLÓGICO

2.1.- EVOLUCIÓN MAGMÁTICA RELACIONADA CON DATACIONES GEOCRONOLÓGICAS.

2.1.1.- MARCO REGIONAL

2.1.2.- NUEVOS DATOS GEOCRONOLÓGICO

2.1.3.- INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS

A.- Sector de los pórfidos Au-Cu y Cu-Au-Mo.

B.- Sector Hualgayoc – Tantauatay.

C.- Sector del distrito minero de Yanacocha.

D.- Sector La Zanja – Sipán.

2.1.4.- DISCUSIÓN.

2.2.- EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN CAJAMARCA

2.2.1.- MARCO REGIONAL

2.2.2.- TECTÓNICA EN EL NORTE DEL PERÚ.

2.2.3.- OBSERVACIONES ESTRUCTURALES EN LOS CENTROS MINERALIZADOS

2.2.4.- EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN CAJAMARCA.

2.2.5.- DISCUSIÓN.

3.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

3.1.- TIPOS DE DEPÓSITOS METÁLICOS

3.1.1.- YACIMIENTOS TIPO PÓRFIDOS.

3.1.2.- YACIMIENTOS TIPO EPITERMAL.

A.- Alta sulfuración

B.- Baja Sulfuración

3.1.3.- PROSPECTOS EN ESTUDIO.

3.2.- GEOQUÍMICA DE ROCAS

3.2.1.- ESTUDIOS PETROMINERALÓGICOS.

A.- Elementos Mayores.

B.- Elementos traza.

C.- Tierras raras.

3.2.2.- INTERPRETACIÓN.

3.2.3.- DISCUSIÓN

3.3.- ISÓTOPOS DE Pb EN LA REGIÓN DE CAJAMARCA.

3.3.1.- ESTUDIOS ISOTÓPICOS DE Pb EN EL DISTRITO MINERO DE HUALGAYOC.

3.3.2.- ESTUDIOS ISOTÓPICOS DE Pb EN EL SECTOR DE LOS PÓRFIDOS MIOCÉNICOS.

3.3.3.- DISCUSIÓN.

3.4.- MAPA METALOGENÉTICO.

3.4.1.- FRANJAS METALOGENÉTICAS

3.4.2.- INTERPRETACIÓN

CONCLUSIONES

REFERENCIAS

ANEXO

I TABLAS

II FIGURAS

III LÁMINAS

RESUMEN

La Dirección de Recursos Minerales y Energéticos del INGEMMET realizó el estudio de la Metalogenia de la región Cajamarca. Esta área está localizada entre las coordenadas: 78°00' - 79°30' de longitud Oeste y 6°30' - 7°30' de latitud Sur.

Se realizó una salida de campo donde se reconocieron 6 depósitos de minerales: Minas Conga (Chailhuagón y el Perol), El galeno, Hilorico, Sartenes, y Paredones. Se reconocieron estructuras geológicas, litologías, alteraciones hidrotermales y se recolectaron 36 muestras entre mena y rocas hospedantes para estudios de microscopía, y análisis geoquímicas.

Wilson, (2000) establece que nuestra zona de estudio se encuentra dentro de una gran cuenca sedimentaria (Cuenca Cajamarca), donde se depositaron por lo general sedimentos del Jurásico superior y del Cretáceo, quienes posteriormente fueron sobrecubiertos por el magmatismo del Cenozoico.

La mineralización en las franjas metalogenéticas está controlada por 2 claros sistemas de fallas regionales: Sistema de fallas Punre-Canchis y el sistema de fallas Quesquenda, cada uno de estos controles tiene una orientación característica (NW y E-W respectivamente), ambos sistemas de fallas se encuentran asociados a la deflexión de Cajamarca.

Según los dominios geotectónicos y los contactos litológicos se definieron 5 franjas metalogenéticas: Pórfidos de Cu-Mo del Cretáceo superior – Paleoceno,

pórfidos-Skarn de Cu-Mo-Au del Mioceno medio, epitermales de alta sulfuración emplazados en rocas volcánicas, epitermales de alta sulfuración emplazados en rocas sedimentarias y epitermales de baja sulfuración emplazados en rocas volcánicas, todos ellos del Mioceno superior.

ABSTRACT

The Direction of Mineral and Energy Resources of the INGEMMET carried out the study of the Metallogeny of the Cajamarca region. This area is located between the coordinates: 78°00' - 79°30' West longitude and 6°30' - 7°30' South.

One field trips were realized where 6 minerals deposits were recognized: Minas Conga (Chailhuagón and El Perol), El Galeno, Hilorico, Sartenes, and Paredones. During the field work geologic structures, lithology, units, hydrothermal alterations were recognized. 36 samples of between ore and hosted rocks were collected for microscopy studies, and geochemical analysis.

Wilson, J. (2000) establishes that our study area is inside a great sedimentary basin (Cuenca Cajamarca), where were deposited generally sediments of the Jurassic superior and of the Cretaceous. who later were overlay for the magmatism of the Cenozoic.

The mineralization in the metallogenic belts was controlled by 2 clear systems of regional fault: Punre-Canchis and Quesquenda fault system, each one of these controls has an characteristic orientation (NW and E-W respectively), both systems of fault are associated to the deflection of Cajamarca.

According to the geotectonic domains and the lithology contacts were defined 5 metallogenic belts: Cu-Mo Porphyries of the Upper Cretaceous - Paleocene, Cu-Mo-Au porphyry-Skarn of the middle Miocene, High sulphidation epithermal hosted in volcanic rocks, High sulphidation epithermal hosted in sedimentary rocks and Low sulphidation epithermal hosted volcanic rocks, all them of the Upper Miocene.

1. GENERALIDADES

1.1 Introducción

El presente estudio se realizó dentro del marco del Proyecto GR4: “Volcanismo Cenozoico (Grupo Calipuy) y su Asociación a los Yacimientos Epitermales en el Norte del Perú” en la Dirección de Recursos Minerales y Energéticos del INGEMMET. El objetivo principal de presente proyecto es estudiar las características metalogénicas que se encuentran asociadas a los diferentes tipos de depósitos que se han emplazado en la región de Cajamarca.

Nuestra Zona de estudio es una de las regiones más interesantes desde el punto de vista económico, debido a que una gran parte de la producción de Au en América del sur viene de esta zona. En la actualidad se han realizado varios estudios independientes (tesis de grado, tesis doctorales, etc) en zonas puntuales, muchos de los cuales están sin publicar. Una parte de esta investigación, como cualquier otra investigación científica consistió en recolectar toda esta información dispersa, relacionarla y darle un enfoque regional, con un previo control de campo.

El trabajo consistió en una amplia etapa de gabinete, donde la información geológica que se recolectó se plasmó en forma digital (GIS), elaborando diferentes tipos de folios (1: 250 000), que día a día se iban actualizando.

Se realizó una salida al campo, donde se visitaron los principales depósitos como son: El Galeno, El Perol, Chailhuagón, Hilorico, Sartenes, Paredones. Se tomaron muestras de superficie y de testigos de perforación de las zonas de alteración relacionadas a las leyes más altas, para estudios específicos de petromineralogía, geoquímica de elementos traza y tierras raras, sin dejar de lado la geoquímica isotópica de Pb-Pb y la geocronología. Se recolectaron un total de 36 muestras.

1.2. Ubicación y acceso

El área de estudio está ubicada al Noroeste del territorio peruano y comprende 6 Hojas de la Carta Geológica Nacional (Chongoyape, Chota, Celendín,

Chepen, Cajamarca y San Marcos), cuya posición geográfica queda delimitada por las siguientes coordenadas: 78°00' - 79°30' de longitud Oeste y 6°30' - 7°30' de latitud Sur.

Políticamente, estos cuadrángulos corresponden al departamento de Cajamarca e incluye sectores de las provincias de Santa Cruz, Chota, Bambamarca, Celendín, Cajamarca y Contumaza.

Fisiográficamente el área del proyecto se encuentra ubicada en la parte septentrional de la Cordillera Occidental de los Andes; caracterizada por una topografía variada con áreas fuertemente disectadas por ríos y quebradas. Las alturas van de 1000 a 4200 metros.

La zona de trabajo es fácilmente accesible a través de dos principales carreteras asfaltadas, que partiendo de Trujillo y Pacasmayo, se internan hacia Huamachuco y Cajamarca por los valles de Moche y Jequetepeque, respectivamente. Otra vía se inicia en la hacienda Casagrande y se interna por el valle del río Chicama hacia los baños Chimú. Cabe resaltar que en estas vías asfaltadas que llegan a las ciudades principales, confluyen diversos caminos de herradura que conectan con los pueblos de la región.

1.3. Antecedentes

Entre los estudios geológicos previos que incluye mapeo regional de la zona de estudio, tenemos publicaciones hechas por Benavides (1956), Reyes (1980), Cobbing et al. 1981), Wilson (1985a, 1985b) y Noble et al., (1990). A estas publicaciones se le han sumado una serie de estudios mucho más detallados utilizando anomalías magnéticas, geoquímica isotópica, geocronología, geoquímica de rocas (tierras raras, elementos traza, etc) hechos por Pardo-Casas y Molnar (1987), Hollister y Sirvas, 1974; Macfarlane y Petersen, 1990; Macfarlane et al., 1994; Llosa et al., 1996; Turner, 1997; James, 1998; Cordova y Hoyos, 2000; Sillitoe, 2000a, Richard D., 2002, Longo A., 2005.

El estudio de la evolución de las anomalías magnéticas (Pardo-Casas y Molnar, 1987) en las placas tectónicas (Placa Farallón), permitió establecer como

principal motor estructural el giro en sentido del reloj de la placa Farallón, la cual provocó el cambio a lo largo del tiempo geológico de la dirección de convergencia y por consiguiente el sentido de movimiento de las estructuras (fallas).

La importancia de las dataciones de Richard Davies es la alta precisión alcanzada con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, realizado tanto en intrusiones estériles como también en centros porfíricos mineralizados. Las dataciones realizadas en estudios previos en algunos casos presentan cierta incertidumbre (método K-Ar). Las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nos permitirán aclarar ciertas dudas sobre la geocronología de nuestra área de trabajo. Existe otro trabajo realizado por Longo A. (2005), donde se han realizado dataciones exclusivamente en el yacimiento de Yanacocha por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

La geoquímica isotópica (Pb) realizada por Macfarlane (1987) en el distrito minero de Hualgayoc y los mismos trabajos realizados por Richard, D. (2002) sobre los pórfidos mineralizados en la región Cajamarca, nos permiten interpretar si el origen de la fuente mineralizadora es el mismo para ambos tipos de depósitos.

El estudio de la geoquímica de rocas en tierras raras y elementos traza, nos permiten inferir si las fuentes mineralizadoras han sufrido algún tipo de contaminación, como también nos permite, comparar las firmas geoquímicas en los diferentes tipos de depósitos estableciendo una posible fuente común.

1.4. Propiedades Mineras

El proyecto abarca un área de aproximadamente 1 815 000 has. de las cuales el 63% (1 138 274.19 has) han sido ya denunciadas por empresas mineras y por terceros.

Las principales empresas mineras que tienen las mayores áreas de concesión son: Minera Yanacocha, Compañía Minera Miskimayo S.A.C, S.M.R.L. Chaupilomados de Cajamarca entre otras.

Tabla 1.- Superficie ocupada por las concesiones mineras

Empresa	Has
MINERA BARRICK MISQUICHILCA S.A.	999.83
COMPAÑIA MINERA AGREGADOS CALCAREOS S.A.	1088.04
LUMINA COPPER S.A.C.	2715.80
COMPAÑIA MINERA SIPAN S.A.	4000.00
NEWMONT PERU S.R.L.	4599.91
GOLD FIELDS LA CIMA S.A.	4804.61
CEMENTOS PACASMAYO S.A.A.	11691.21
COMPAÑIA MINERA ORO CANDENTE S.A.	12400.00
COMPAÑIA MINERA COLQUIRRUMI S.A.	12792.56
COMPAÑIA MINERA AURIFERA DEL SUR S.A.	14280.83
MINERA ABX EXPLORACIONES S.A.	15603.91
COMPAÑIA MINERA COIMOLACHE S.A.	19268.13
COMPAÑIA DE MINAS BUENAVENTURA S.A.A.	43379.33
MINERA LA ZANJA S.R.L.	44312.59
S.M.R.L. CHAUPILOMA DOS DE CAJAMARCA	171913.66
COMPAÑIA MINERA MISKI MAYO S.A.C.	219694.85
MINERA YANACOCCHA S.R.L.	236306.35

2. Marco Geológico

Morfológicamente nuestra área de estudio se encuentra en la parte oeste de la Cordillera Occidental al norte del Perú, donde afloran rocas sedimentarias del Jurásico superior hasta el Cretácico superior, las cuales se encuentran sobreyacidas por un extenso magmatismo Cenozoico de composición calcoalcalina.

2.1 Evolución Magmática Relacionada con Dataciones Geocronológicas

Tomando como base una nueva data geocronológica desarrollada por **Davies (2002)** se ha realizado una interpretación magmática e hidrotermal en la región de Cajamarca, norte del Perú.

Nuevos datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron determinados por diez muestras desde rocas intrusivas y volcánicas, tratando de establecer un orden geocronológico para las evidencias magmáticas, las cuales se encuentran asociadas principalmente a depósitos tipo pórfido, entre los cuales destaca El Galeno (Cu-Au-Mo), La Carpa (Au-Cu), Michiquillay (Cu-Mo), Minas Conga (Au-Cu) y otras intrusiones estériles alrededor de la falla regional Punre.

Esta reinterpretación fue apoyada por anteriores estudios geocronológicos llevados a cabo por **Turner (1997), Llosa et al., (1996), Laughlin et al., (1968), Noble et al., (1990), Noble y Mckee (1999), Mcfarlane et al., (1994), James (1998), Borredon (1982) y Longo (2005).**

La recopilación de esta información actualizada permitió asociar dataciones hechas en depósitos epitermales de alta sulfuración tipo Yanacocha (**Longo, 2005**) y La Zanja (**Noble, 2004**), con los depósitos tipo porfiríticos mencionados anteriormente.

Resultados de estos estudios indican periodos de actividad magmática e hidrotermal en la región de Cajamarca que estuvieron temporalmente asociados con ratios de alta y baja convergencia de la placas tectónicas. La actividad hidrotermal ocurrió en prolongados y cortos periodos (aproximadamente 8 Ma y 1 Ma). (**Davies, 2002**).

2.1.1 MARCO REGIONAL

De acuerdo a la migración de los focos magmáticos a través del tiempo geológico y para su mejor comprensión el área de estudio puede ser dividida en cuatro sectores:

1. El sector de los pórfidos de Au-Cu y Cu-Au-Mo.
2. El sector Hualgayoc-Tantahuatay
3. El sector del distrito minero de Yanacocha.
4. El sector La Zanja-Sipán

Estos sectores se encuentran ubicados entre los 2300 y 4400 msnm. En la cordillera occidental de los Andes del norte del Perú. Hoy la región de Cajamarca es conocido por hospedar un importante número de centros mineralizados entre los que destacan los epitermales de alta sulfuración (Yanacocha, Sipán , La Zanja, Hilorico y Tantahuatay), pórfidos (Minas Conga, El Galeno, Michiquillay, Cerro Corona y Laguna Chamis), epitermales de baja sulfuración (Los Pircos y Paredones) y vetas y mantos de reemplazamiento (Hualgayoc).

Basándose sobre todos los estudios geológicos se puede decir que el basamento está completamente caracterizado por rocas sedimentarias Cretácicas deformadas con dos orientaciones bien marcadas (NO y E-O) a la altura de la ciudad de Cajamarca, las cuales han sido intruidas por rocas de composición geoquímica calcoalcalina que van desde una edad Cretácica superior hasta el Mioceno. Los eventos tectónicos relacionados a la deformación de las rocas van desde la Fase orogénica Inca I hasta la IV y la Fase Quechua I y II. **(Benavides, 1999)**. Lo que marca la diferencia entre una y otra son los ratios de convergencia de la placa que influyen directamente sobre cada una de las fases orogénicas. La composición de las rocas datadas va desde básica hasta ácida, con un rango de edad que fue interpretado desde el Paleoceno hasta el Mioceno.

A pesar de existir una buena cantidad de dataciones en nuestra zona de estudio, la parte oeste, donde afloran los intrusivos de edad Cretácico superior a

Paleoceno, carece de dataciones, quizás debido a la falta de interés al no existir una buena cantidad de depósitos económicos. Las dataciones en la zona de estudio se encuentran restringidas a la parte oriental, donde afloran las intrusiones Miocénicas, relacionadas directamente a la mineralización.

2.1.2 NUEVOS DATOS GEOCRONOLÓGICOS

Nuevos datos geocronológicos (Davies, 2002 y Gustafson, 2004) se suman a las dataciones hechas por Noble (1990). Estas nuevas dataciones nos ayudan a establecer una nueva relación espacio – tiempo de los pórfidos en el norte del Perú.

Tabla N° 2.- Resumen de los datos geocronológicos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Noble, 1990)

Muestra	Norte	Este	Mineral Analizado	Edad	Método
POR	6°31.4´	79°07.3´	Plagioclasa	54.8 ± 1.8	K-Ar
LAJAS-4	6°33.1´	78°44.3´	Plagioclasa	66.2 ± 2.0	K-Ar
LAJAS-6	6° 33.1´	78°44.3´	Plagioclasa	50.2 ± 1.5	K-Ar
LAJAS-3	6°33.1´	78°44.3´	Plagioclasa	49.1 ± 1.5	K-Ar
BMC-2	6°40.6´	78°31.8´	Plagioclasa	44.3 ± 1.3	K-Ar
YML-4	6°29.9´	78°54.6´	Sanidina	44.2 ± 1.2	K-Ar
BMC-1	6°40.6´	78°31.8´	Plagioclasa	43.6 ± 1.3	K-Ar
HMB-1	6°31.7´	79°04.7´	Sanidina	39.3 ± 1.0	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
HMB-4	6°30.7´	79°03.7´	Sanidina	36.4 ± 1.0	K-Ar
UHM-2	6°26.8´	79°00.4´	Plagioclasa	35.4 ± 1.2	K-Ar
BMC-4C	6° 41.3´	78°30.2´	Plagioclasa	23.2 ± 1.5	K-Ar
CHB-1	7°07.3´	79°27.3´	Hornblenda	11.4 ± 0.6	K-Ar
BMC-3	7°40.8´	78°31.6´	Sanidina	8.2 ± 0.2	K-Ar

Tabla N° 3.- Resumen de los datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Davies, 2002).

Muestra	Localización	Litología	Mineral Analizado	Edad	Error	Método
S-46	Cerro Perol este	microdiorita Hbl	Horblenda	57	3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-31	Cerro Montana	Hbl diorita	Horblenda	47	3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-21	La Carpa	Hbl andesita	Horblenda	42.55	0.12	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-16	SE de El Galeno	Hbl gabro	Horblenda	29.40	1.40	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-59	Michiquillay Norte	Hbl-Bt diorita	Horblenda	20.60	0.14	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-11	Aurora Patricia	Hbl-diorita	Horblenda	21.30	0.80	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-H22	Depósito Michiquillay	Hbl-Bt diorita	Biotita	19.77	0.05	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-38	La Carpa	Hbl-Qtz diorita	Horblenda	17.85	0.06	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-T2	Depósito El Galeno	Hbl-Bt diorita	Biotita (hidrot.)	17.50	0.30	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-T4	Depósito El Galeno	Hbl-Bt diorita	Biotita	16.53	0.18	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Tabla N° 4.- Resumen de los datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Gustafson et al., 2004 y Noble et al., 2004)

Muestra	Localización	Litología	Mineral Analizado	Edad	Error	Método
SPS-340-al	La Zanja	Alt. Arg. Avanzada	Alunita	15.61	0.12	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
O-34/96M	Cocañes	-----	Alunita	16.06	0.11	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
H-46/535M	Perol(M. Conga)	-----	Ortoclasa	15.86	0.09	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
N-21/235M	Chailhuagón (M. Conga)	-----	Biotita	15.58	0.12	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

2.1.3 INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS

A.- SECTOR DE LOS PÓRFIDOS Au-Cu y Cu-Au-Mo

Llosa et al., (1996) dató una intrusión desde Cocañes Este en Minas Conga, resultando una edad de 43.6 ± 3.7 Ma y Gustafson et al., (2004) dató la misma intrusión de Cocañes en 16.06 ± 0.11 Ma; Mientras que la intrusión Coymolache desde Hualgayoc, fue datada en un primer caso por Macfarlene en 45 ± 3.4 Ma (Rb-Sr), luego James, (1998) dató zircones desde la misma intrusión Coymolache en 14.3 ± 0.1 Ma. (U-Pb), quedando de esta manera demostrado que había que tener cuidado con los resultados de las dataciones antiguas.

Hasta ese momento la roca ígnea más antigua en nuestra la región Cajamarca era la de Cocanes Este en Minas Conga, luego Davies (2002) aportó nuevos datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, donde se tiene las muestras S-46 en el Cerro Perol este (57 ± 3 Ma) y S-31 en Cerro Montana (47 ± 3 Ma) pasando a convertirse en las rocas más antiguas en la parte este de la región de Cajamarca.

En la parte oeste de nuestra zona de estudio (Batolito de la Costa) se tiene sólo una datación con una edad de 44 Ma analizada en biotita por el sistema K-Ar (Stewart,).

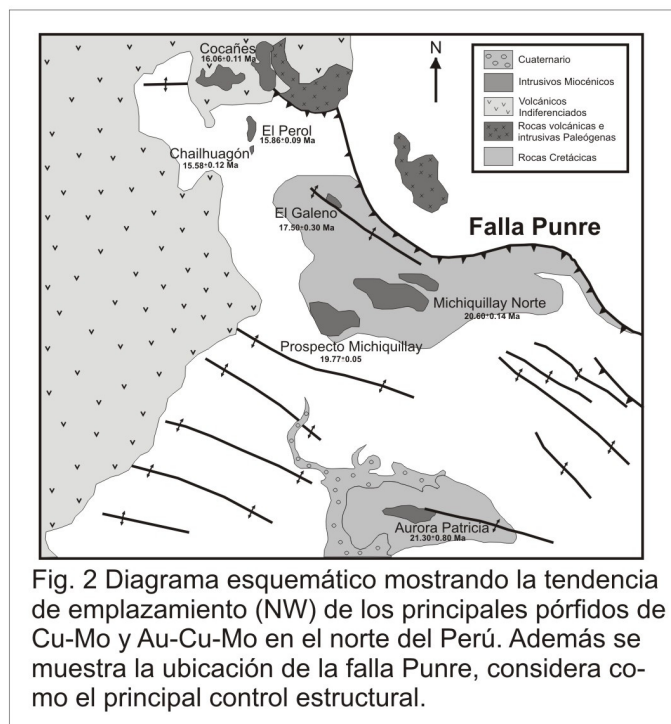
La muestra S-21 (Davies, 2002) puede ser considerada también como una de las primeras rocas volcánicas en la región ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y es asignada a formar parte de la Formación Llama inferior.

La muestra S-46 (57 ± 3) indica que la actividad magmática e intrusiva en nuestra zona de estudio empezó unos tres millones de años antes de lo

interpretado por **Noble et al., (1990)**, quien dató una roca (POR) de edad 54.8 Ma (K-Ar) (Ver tabla N° 1).

En estudios previos **Laughlin et al., (1968)** dató un intrusivo estéril en Michiquillay al cual denominó Michiquillay norte y además dató el mismo depósito de Michiquillay, los resultados fueron 46.4 ± 1.8 Ma y 20.6 ± 0.6 Ma respectivamente. Se presume que la edad más antigua sea no representativa. La muestra S-59 tomada por **Davies, (2002)** en el mismo intrusivo estéril arrojó una edad de 20.61 ± 0.14 , confirmando la no representatividad del análisis anterior y concluye que las rocas de la intrusión estéril son del Mioceno temprano.

Si comparamos la intrusión estéril de Michiquillay con otra intrusión estéril muy cercana a él (Aurora Patricia), localizada a l sur, veremos que esta última es ligeramente más antigua con 21.3 ± 0.8 Ma.



Como se vió anteriormente **Laughlin et al., (1968)** dató el depósito de Michiquillay en 20.6 ± 0.6 Ma (biotita hidrotermal) y por otra parte **Llosa et al., (1996)** dató en biotita magmática una edad de 18.8 ± 1.6 Ma. Ambos por el sistema K-Ar. **Davies (2002)** con un método mucho más exacto ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) dató

el depósito de Michiquillay con una edad de 19.77 ± 0.05 Ma. lo que sugiere que primero se emplazaron las intrusiones estériles al norte de Michiquillay y al sur (Aurora Patricia).

La muestra S-38 tomada desde una intrusión estéril en La Carpa tiene una edad promedio de 17.85 ± 0.06 Ma. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), siendo este resultado muy similar al del sistema K-Ar desde un intrusivo en Chailhuagón sur (Llosa et al., 1996) que nos dió una edad de 17.1 ± 1.5 Ma. y a otro dato de biotita hidrotermal ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de 17.50 ± 0.30 Ma. desde una segunda fase intrusiva en El Galeno (pórfido P2). Esto suponía una relación temporal entre estas tres intrusiones y el principal pórfido en El Galeno (P1), esta idea se soporta aún más por una similar tendencia geoquímica entre La Carpa y las intrusiones de El Galeno (Ver tabla 3).

Pero hay nuevas dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en Minas Conga, las cuales son más exactas que las hechas con el método K-Ar (Ver tabla N°3 y Fig. 2), Estas nuevas dataciones arrojan una edad de 15.58 ± 0.11 (El Perol) y 15.58 ± 0.12 (Chailhuagón), lo cual da una vuelta absoluta a la evolución de todo este sector de sistemas porfiríticos, al considerarse ahora Minas Conga mucho más joven que El Galeno, dejando de lado la supuesta relación temporal que existía entre La Carpa, El Galeno y Minas Conga por tener edades similares.

Biotita Magmática en una intrusión post-mineralización tardía en El Galeno (16.53 ± 0.18 Ma.) cristalizó alrededor de un millón de años después del estadio principal de mineralización en el depósito y 800 000 años antes de la deposición de la Fm. Llama superior (15.78 ± 0.17 Ma). (Turner, 1997).

Davies (2002) infirió que el stock del Galeno representaba la última roca intrusiva emplazada durante el Mioceno temprano a medio en el sector de los pórfidos de Au-Cu y Cu-Au-Mo de la región Cajamarca, sin embargo nuevas dataciones demuestran que son los pórfidos que forman Minas Conga los que deben ser considerados como los últimos pulsos intrusivos, al ser más jóvenes que El Galeno por aproximadamente por 2 Ma.

Si las nuevas dataciones de Minas Conga son exactas, el emplazamiento y la formación de los más importantes pórfidos en la región de Cajamarca ocurre en un lapso de tiempo de aproximadamente 5.72 Ma, desde 21.30 en Aurora patricia hasta 15.58 Ma en Minas Conga, siendo ligeramente inferior al lapso de tiempo propuestos por **Davies (2002)**.

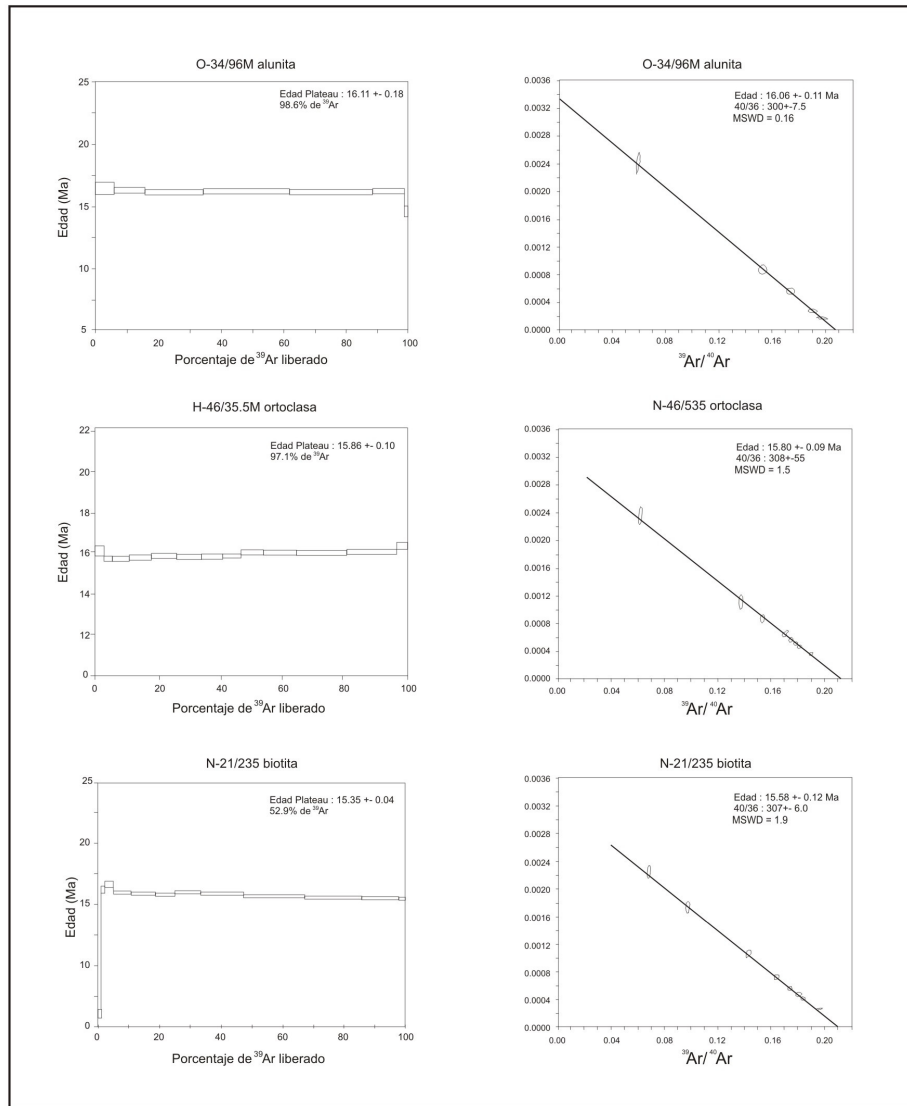


Fig.3.- Muestras datadas desde Minas Conga (gráficos de isocronas y edades plateau) (Gustafson, L. et al., 2004)

B.- SECTOR HUALGAYOC – TANTAHUATAY

Fue descubierto por los españoles en 1771, el distrito de Hualgayoc fue uno de los más principales productores de plata en el Perú. Su geología y sus depósitos han sido discutidos por **Vidal y Cabos (1983)**, **Canchaya (1990)**, **Macfarlane et al., (1994)** y **Paredes (1997)** entre otros.

La mayor producción histórica viene desde vetas ricas en plata en los domos del Cerro Jesús y Cerro San José de edad Miocénica, mucha mineralización reciente proviene desde las vetas y los mantos de reemplazamiento de rocas carbonatadas-limoníticas del Cretácico. Un depósito porfirítico de Cu-Au ha sido explorado en Cerro Corona y por lo menos 5 otras ocurrencias de mineralización tipo pórfido son conocidas en el distrito.

La mineralización en el distrito parece estar en el rango de entre 14.3 y 12.4 Ma. **Macfarlane et al., 1994; Noble y McKee, 1999**. Una amplia zonación en la distribución de los diferentes tipos de mineralización ha sido reconocida (Vidal y Cabos, 1983), pero en detalle los patrones son complejos y pobremente documentados. Todo no está claro como la variedad de vetas y cuerpos de reemplazamiento están relacionados a los varios centros intrusivos, e inclusive algunos autores han definido o interpretado como de origen singenético la génesis para los mantos **(e.g., Canchaya, 1990)**.

Alunita desde una roca del domo alterada hidrotermalmente fue data en 12.4 ± 0.4 Ma, y en biotita en un dique postmineral en $8.6 \pm$ Ma **(Noble and McKee, 1999)** haciendo del domo de Tantahuatay y de su mineralización asociada ligeramente más joven que la mineralización en Hualgayoc.

En Tantahuatay 2 es sólo uno de todos los centros que presentan anomalías fuertes de Mo, las cuales apoyan la interpretación de un sistema porfirítico en profundidad. **(Gustafson et al., 2004)**

C.- SECTOR DEL DISTRITO MINERO DE YANACOCHA

El distrito minero de Yanacocha en el norte del Perú es considerado como el más grande grupo de depósitos epitermales de alta sulfuración en el mundo. Con datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se trata de reconstruir la historia volcánica del área y analizar la distribución espacial y temporal del volcanismo.

Las rocas volcánicas abarcan un periodo que va desde aproximadamente 19.5 hasta 8.4 Ma, con una composición desde andesitas hasta riolitas. Las rocas volcánicas eruptadas en el campo volcánico de Yanacocha van desde 14.5 a 8.4 Ma. contemporáneo con el magmatismo y el hidrotermalismo cuarzo-alunita que está asociado con la deposición de Au.

El magmatismo progresa hacia el noreste a través del tiempo cortando el distrito. Cinco periodos de actividad mágmatica han sido reconocidos desde la estratigrafía volcánica y la data de edades geocronológicas. (Longo, 2005)

Las erupciones se inician en 14.52 \pm 0.13 Ma. con las lavas andesíticas del Yanacocha inferior y finaliza por 11.22 \pm 0.08 Ma. con una erupción explosiva en el este de la ignimbrita dacítica San José. Entonces el magmatismo cambió de dacitas altamente oxidadas a riolitas caracterizadas por domos e intrusiones de pórfidos aislados y finaliza con una erupción explosiva en la ignimbrita riolítica Negritos en 8.43 \pm 0.04 Ma. Los volúmenes y ratios de erupción alcanzan su pico desde 14.5 hasta 11.2 Ma. durante la erupción de la andesita Yanacocha inferior y la ignimbrita San José decreciendo dramáticamente después de los 11 Ma.

Las edades en alunita indican una actividad hidrotermal que comienza en el oeste en Cerro Negro y el depósito de Quillish desde 13.56 \pm 0.24 a 12.64 \pm 0.61 Ma. y migra hacia el este a los depósitos de Carachugo y Maqui Maqui donde pulsos separados se desarrollan desde 11.01 \pm 0.09 a 10.73 \pm 0.05 Ma. y 10.24 \pm 0.14 a 9.95 \pm 0.14 Ma. entonces la actividad se centra en el depósito Cerro yanacocha desde 9.25 \pm 0.10 a 8.22 \pm 0.46 Ma. Comparando las edades de las rocas volcánicas con las de la alunita se sugiere que los mayores eventos de deposición de Au se correlacionan con los periodos de bajo ratio de erupción

volcánica. Los ratios de deposición de Au incrementan dramáticamente después de 11 Ma cuando la producción eruptiva decrece y el contenido en SiO₂ incrementa. (Longo, 2005).

Las edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar que la actividad magmática e hidrotermal duró 2.2 y 4.8 Ma más que lo previamente interpretado para Yanacocha.

C.- SECTOR LA ZANJA – SIPÁN

La Zanja es un sistema volcánico muy grande con intensa alteración ácido-sulfato, el cual se encuentra distribuido alrededor de un anillo que tiene una depresión topográfica semicircular de aproximadamente 6 x 4.5 Km. La historia volcánica de la Zanja es compleja y de varios eventos envolviendo rocas de varias composiciones desde andesita a riolita.

La depresión es interpretada como una pequeña caldera, llamada caldera San Pedro. Una secuencia de flujos de ceniza fue reconocida como parte de las facies intracaldera de aproximadamente 19 x 24 Km que definen de una manera no muy clara la Caldera La Zanja. (Turner, 1999)

El depósito de Sipán está localizado dentro de uno de estos centros volcánicos andesíticos sobre la periferia sureste del de la parte externa del anillo de la caldera La Zanja. Estructuras radiales e intrusiones dacíticas dentro de una secuencia de tufos andesíticos son marcados como evidencia para un marco estratovolcánico (Candiotti y Guerrero, 1997). Sipán es una de las muchas zonas de alteración ácido-sulfato y mineralización de Au en el distrito hospedado hospedados por una serie de conos de composición andesítica de extensión areal limitada. Muchos de estos centros incluyendo Sipán definen una tendencia NNW. En el área La Zanja este volcanismo andesítico es demostrablemente más joven que los eventos que formaron la caldera y cubre parte del margen de la caldera.

Sabemos que la mineralización en la Zanja está contenida en un corredor estructural de tendencia WNW que interfecta el margen sur de la Caldera San Pedro. Alteración argílica y menor extensión de venillas dentro de los flujos

sobreyacentes sugieren que estas rocas andesíticas se emplazaron por erupción durante el decaimiento de los estadios del sistema hidrotermal. Esto es un escenario muy similar al volcánico Regalado en el distrito de Yanacocha y se está intentando correlacionar estas secuencias volcánicas. Ambos están compuestos predominantemente de flujos de lavas andesíticas horbléndicas con brechas y tufos subordinados, asociados con el decaimiento del sistema hidrotermal.

La edad Plateau de una alunita hipógena (simple SPS-340-AL) (Ver fig. 2) desde la zona de San Pedro Sur es de aproximadamente 15.61 +- incorporando 61.2% del ^{39}Ar liberado. Un pequeño centro volcánico al noreste en el distrito de Maqui Maqui en el distrito de Yanacocha obtuvo mediante una edad isocrónica $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 15.62 +- 0.06 Ma. Reportada por Turner (1997), probablemente vienen del mismo pulso magmático que produjo la mineralización en la Zanja. A la inversa una edad de gas total de 11.91 +- 0.06 Ma. en biotita desde un domo volcánico inalterado (simple LZD-3-BIO) en la parte oeste del distrito de la Zanja demuestran que la actividad ígnea alrededor de la misma edad es responsable para la mineralización en Yanacocha esta presente en la parte oeste más lejana de La Zanja. (Gustafson et al., 2004).

2.1.4 DISCUSIÓN

Noble et al. (1990) reconoce una clara asociación entre al tectonismo Cenozoico y el magmatismo en los Andes Centrales. Él infiere que este magmatismo estuvo relacionado a eventos tectónicos a escala mucho más grandes, como es el movimiento de las principales placas tectónicas que se tienen en el frente de convergencia del Perú y sus diferentes ratios de convergencia a través del tiempo geológico (Ver Fig. N° 3)

Entre los 50 y 42 millones de años al oeste del margen de la placa sudamericana estuvo caracterizado por ratios de alta convergencia (aprox. 150 mm/año, (Pardo-Casas y Molnar, 1987), este intervalo corresponde con una amplia dispersión con las rocas volcánicas del Calipuy (Llama inferior) las cuales se emplazaron aproximadamente entre 54 y 43 millones de años en el norte de los andes peruanos.

Tres de las dataciones de Richard D., (2002) sobre rocas ígneas caen dentro del intervalo de alta convergencia que coincide con el evento tectónico de la fase Inca II (43-42 Ma.), la datación que dió como resultado la edad más antigua en rocas ígneas (S-46 con 57 Ma) corresponde con el evento orogénico Inca I (59-55 Ma, Benavides, 1999).

Estos ratios de alta convergencia fueron seguidos por ratios de baja convergencia desde 36 a 24 Ma. **(Pardo-Casas y Molnar 1987)**, durante el cual algunas rocas volcánicas y diques máficos de alto nivel fueron emplazadas (aprox. 29.5 Ma.), esta edad coincide con el inicio de el evento tectónico Inca III **(30-27 Ma, Benavides, 1999)**. Entonces una fuerte relación entre los ratios de baja convergencia y una quietud de magmatismo es evidente en el norte del Perú, donde pocas rocas ígneas Oligocénicas han sido documentadas o datadas **(Noble y Mckee, 1999)**.

La actividad magmática se reinició aproximadamente a comienzos del Mioceno temprano (23 Ma.) y estuvo temporalmente ligada con la fase Inca III **(22 Ma, Benavides, 1999)**

Una rotación en sentido del reloj de la placa de Nazca y un incremento en el ratio de convergencia de la placa **(Pardo-Casas y Molnar, 1987)** fue reconocido para este tiempo.

Lo importante es que el inició de este magmatismo y todas las características tectónicas mencionadas anteriormente para este tiempo se encuentran ligadas de cerca (norte del Perú) a lo que es el emplazamiento de los principales depósitos porfíricos de Au-Cu y Cu-Au-Mo emplazados en un lapso de tiempo de 21.30 a 15.58 Ma.

Un resultado de este estudio y en base a las dataciones indican que las intrusiones relacionadas a los pórfidos Miocénicos se emplazaron en un lapso aprox. 5.72 Ma, pero la actividad magmática – hidrotermal se prolongó por un intervalo mayor de tiempo. En el distrito de Potrerillos en Chile **(Marsh et al.,**

1997) el factor principal para la formación de los depósitos gigantes es debido a un lapso prolongando de tiempo de aprox. 5-10 Ma.

Sin embargo las nuevas dataciones realizadas en el norte del Perú, demuestran que la actividad magmática – hidrotermal se prolongó durante un lapso de tiempo no muy parecido al de Chile.

Luego el Foco magmático-hidrotermal cambió al sector de Hualgayoc-Tantahuatay, donde la roca más antigua datada en este sector es el sill de Yanacancha que fue emplazado en 16.8 Ma (**Macfarlane et al., 1994**) seguidas por las intrusiones en cerro Corona y cerro Comoylache en aproximadamente 14.4 Ma. (**James, 1998**). Una intrusión ligeramente más joven datada en 13.2 ± 0.2 (James, 1998) y continua la actividad magmática-hidrotermal en en Cerro Corona, Cerro san Jose y la mina Atahualpa. (**Macfarlane et al., 1994**), este intenso magmatismo ceso aproximadamente a los 12.5 Ma.

Seguidamente el foco mágmatico-hidrotermal cambio ligeramente hacia el sur y tuvo su más alta exposición desde el punto de vista económico en lo que hoy conocemos como el complejo Yanacocha. Datos de **Turner (1997) y Longo (2005)** indican que la formación de los principales depósitos en Yanacocha se dieron en un lapso de tiempo de 11.46 – 10.92 Ma. (**Davies, 2002**) durante el Mioceno medio. La actividad magmática en Yanacocha y Hualgayoc-Tantahuatay terminó durante el evento orogénico de la fase quechua II (**7-8 Ma, Benavides, 1999**)

El cambio de la actividad magmática entre el sector Hualgayoc-Tantahuatay y Yanacocha es poco entendido.

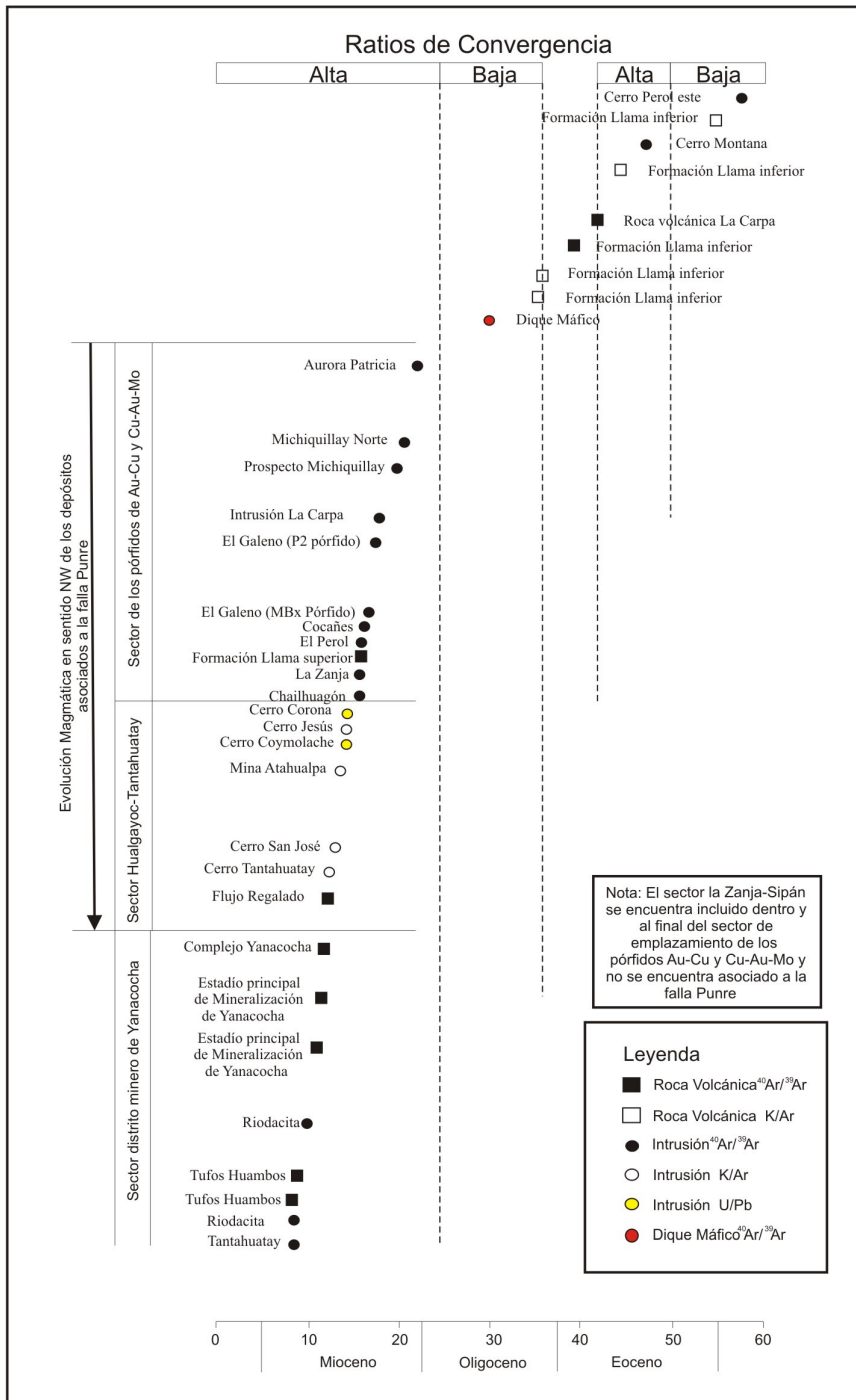


Fig. 4.- Diagrama esquemático ilustrando las edades de las mineralizaciones conocidas y dataciones en roca vs los ratios de convergencia de la placa de Nazca a través del tiempo geológico (Pardo-Casas, 1987). Gráfico modificado de Richard, D. (2002).

2.2 Evolución Estructural de la Región Cajamarca

La región de Cajamarca hospeda un gran número de diferentes tipos de depósitos minerales, entre los que destaca principalmente los pórfidos y los epitermales de alta y baja sulfuración, los cuales se emplazaron en un lapso de tiempo relativamente corto (5.72 Ma) con un control estructural propio en cada uno de ellos.

Estos centros mineralizados estuvieron relacionados a la evolución magmática que se desarrolló siguiendo una orientación general NW. Esta evolución magmática estuvo controlada por fallas regionales de cabalgamiento entre las que destaca la falla Punre con un rumbo general NW, esta falla presenta muchas inflexiones en todo su recorrido que puede haber provocado que los esfuerzos tengan diferentes comportamientos a través del tiempo geológico.

Las calderas son otro tipo de estructuras que han sido reconocidas en nuestra área de estudio y controlaron el emplazamiento de los depósitos mineralizados (La Zanja y Sipán), los que a su vez se encuentran relacionados a sistemas porfiríticos en Profundidad ([Gustafson et al., 2004](#)).

Investigaciones Geológicas en la región de Cajamarca ([Davies, 2002](#); [Turner, 1999](#); [Longo, 2005](#)) sugieren que la localización y formación de los centros mineralizados Miocénicos resultaron desde eventos tectónicos jóvenes sobreimpuestos a estructuras pre-existentes. Esta sobreimposición de estructuras según [Pardo-Casas y Molnar \(1987\)](#), se debe a una rotación en sentido del reloj de la placa de Nazca y a diferentes ratios de convergencia que se desarrollaron a través del Cenozoico hasta la actualidad.

Esta rotación en sentido del reloj de la placa Nazca provocó una convergencia oblicua, donde las principales estructuras que se formaron son las fallas transcurrentes con desplazamientos que fueron variando según la orientación de la convergencia.

En conclusión un gran número de depósitos han sido reconocidos en el norte del Perú sus marcos estructurales y estilos de mineralización son bastante diferentes, generalmente los depósitos pequeños tienen controles estructurales fuertes y obvios, en cambio en el distrito de Yanacocha los controles estructurales son menos obvios ([Turner, 1999](#))

2.2.1 MARCO REGIONAL

La región de Cajamarca en el norte del Perú está caracterizada por rocas sedimentarias marinas deformadas (Jurásico superior al Cretáceo) que han sido intruidas por stocks porfiríticos de composición granodiorítica a diorítica y en algunos sectores las rocas Cretácicas están cubiertas por unidades volcánicas (Grupo Calipuy) de composición andesítica a riolítica.

Estas rocas sedimentarias de origen marino en el norte del Perú fueron depositadas en la cuenca oeste peruana (West Peruvian Sedimentary Basin) ([Willian, 2000](#)) en un régimen de subducción tipo mariana ([Megard, 1984](#)). Es ahora claro que los sedimentos fueron depositados en una serie de depresiones (subcuencas) interconectadas, cada una de las cuales fueron

caracterizadas por el desarrollo de facies propias (Cuenca Cajamarca, Santa, Chimú) para luego ser plegada y subsecuentemente levantada. Desde el Cenozoico temprano ocurrió un cambio en la subducción tipo mariana, siendo marcada desde este tiempo por repetidos episodios de compresión con diferentes intensidades, conocidas como las fase Inca (I-IV) y las fase Quechua (I y II).

Cortando las rocas sedimentarias Cretácicas tenemos rocas intrusivas de diferentes edades con un emplazamiento bien marcado, de esta manera tenemos las rocas del Cretáceo superior-Paleoceno (batolito de la Costa) en el lado oeste de la zona de estudio y a las cuales hay poca mineralización relacionada, mientras al este con una dirección NW y paralelos a la falla regional de cabalgamiento Punre, tenemos los stocks porfiríticos del Mioceno, los cuales están asociados a los principales depósitos porfiríticos de Cu-Au-Mo y Au-Cu y posiblemente a algunos epitermales. ([Gustafson et al., 2004](#))

La mayoría de los stocks porfiríticos mineralizados tiene forma alargada y se encuentran asociados a anticlinales y al hanging wall de las fallas de cabalgamiento.

En la parte sur de nuestra zona de estudio tenemos algunos stocks porfiríticos que no han sido datados, pero se infiere que estén relacionados a los stocks Miocénicos. Asociado a estos stocks no datados tenemos algunos depósitos como son Cascabamba, Catan y algunas anomalías geoquímicas reconocidas mediante un muestreo de stream sediment regional realizado por [INGEMMET \(2006\)](#) (datos sin publicar.)

Desde aproximadamente el Eoceno temprano aproximadamente 54.8 Ma. ([Llosa et al., 1996](#)) comenzó el emplazamiento de las rocas volcánicas del Grupo Calipuy, sobre las rocas sedimentarias Cretácicas fuertemente deformadas. Las rocas volcánicas no permiten establecer un control de evolución estructural claro cubriendo algunas de las estructura principales.

Estas rocas volcánicas fueron emitidas desde centros volcánicos (calderas) y centros fisurales (Yanacocha) ([Turner, 1999](#)), siendo considerada esta zona como un ambiente volcánico netamente continental

2.2.2 TECTÓNICA EN EL NORTE DEL PERÚ

HISTORIA CRETÁCICA

Una cuenca deposicional caracterizó el norte del Perú durante el triásico Tardío hasta el Cretácico tardío, en donde fueron depositadas todas las secuencias marinas. Esta zona norte estuvo caracterizada por un régimen extensional que causó la subducción tipo Mariana. ([Davies, 2002](#)).

Durante el Cretácico tardío comienza la emersión de la cuenca. **Pardo-Casas y Molnar (1987)** sugieren que la subducción se inicia con un bajo ratio de convergencia de 55+- 28 mm/año, lo cual ocurrió entre 70 a 50 Ma.

HISTORIA CENOZOICA

Durante el Paleógeno temprano la subducción ocurría a lo largo de todo el margen oeste de la placa sudamericana lo cual sigue sucediendo hasta la actualidad.

Esfuerzos de empuje se comenzaron a desarrollar en las rocas marinas ya emergidas del Cretácico. Este evento Compresional es conocido como el pulso orogénico Inca I (**Noble et al., 1985**) y ocurre desde los 59 hasta los 55 Ma (Ver Fig. 5) la secuencia volcánica del Grupo Calipuy (Llama inferior) tiene sus primeras manifestaciones 54.8 Ma (**Noble et al., 1985**) y yace en discordancia sobre las rocas sedimentarias deformadas y plegadas por la fase Inca I.

Las nuevas dataciones de **Davies (2002)** muestran que algunas rocas intrusivas fueron emplazadas contemporáneamente con estas rocas volcánicas del Grupo calipuy.

El pico del magmatismo Eoceno coincide con el primero de los dos principales periodos de rápida convergencia (49.5 a 42 Ma) con un ratio estimado en 154 +- 58 mm/año. Y a lo cual se encuentra asociada el inició de una rotación en sentido del reloj de la subducción de la placa Farallón en los andes del norte del Perú.

El cese de la rápida convergencia de placas fue marcada por la segunda fase de deformación, conocida como la fase Inca II, desde 43 a 42 Ma. (**Benavides, 1999**). Las estructuras producidas durante la fase Inca Sugieren una compresión directamente NE-SW (**Wilson, 2000**).

Algunos autores (**Benavides, 1999; Mitourad et al., 1992**) han sugerido que la curvatura estructural de Cajamarca resultó de un bloque que giró en sentido del reloj y de una convergencia oblicua. Otra característica del cinturón Incaico es una serie de fallas Strike slip con dirección NE o EW con significantes movimientos laterales y verticales probablemente relacionados a ua tectónica de basamento. (**Vidal y Noble, 1994**).

Durante el Oligoceno (36 a 23 Ma.) el ratio de convergencia decreció a 50 +- 30 mm/año (**Pardo-Cassas y Molnar, 1987**) ocurriendo además una parente clama en la actividad magmática en el norte del Perú. Desde el oligoceno tardío los Andes del Perú han sido sometidos a una tectónica compresiva de muy cortos periodos de duración.

La segunda fase de deformación y la más importante en nuestra zona de estudio desde el punto de vista económico, tiene un ratio de convergencia de 110 +- 8 mm/año (**Pardo-Cassas y**

Molnar, 1987) ocurrió desde los 26 Ma. hacia delante, con posible ratios de convergencia mucho más altos entre 20 y 10 Ma, todo esto asociado a un continuo giro en sentido del reloj de la placa de Farallón. (Ver fig. 8)

Mitourad et al., (1992), propuso que entre el Oligoceno tardío al Mioceno temprano hubo un giro en sentido del reloj de aproximadamente 20°. Trayendo como consecuencia un magmatismo renovado que se desarrolló paralelo con la fase Inca IV (22Ma.) (Ver Fig. 5) el cual involucra el emplazamiento de stocks porfíricos de composición intermedia a calcoalcalino entre los cuales se desarrollaron los principales centros porfíricos mineralizados.

La fase compresiva Quechua I (17 Ma.) parece marcar la extinción del magmatismo relacionado a los pórfidos Miocénicos ubicados en el sector oriental de la zona de estudio.

Luego el foco o la actividad magmática se desarrolló en el distrito minero de Hualgayoc entre aproximadamente 10 y 14 Ma. (Macfarlane et al., 1994; James, 1998). El estadio principal de mineralización en Yanacocha tienen una edad aproximada de 11 Ma. (**turner, 1997**), Lo cual indica de nuevo una migración del foco magmático.

2.2.3 OBSERVACIONES ESTRUCTURALES EN LOS CENTROS MINERALIZADOS

EL GALENO

El Galeno es un stock porfírico mineralizado de Cu-Au-Mo que intruye las unidades sedimentarias plegadas del Cretáceo inferior del Grupo Goyllarisquizga. **Cordova y Hoyos, 2000** reconocieron varias intrusiones de stocks dioríticos. **Davies, 2002** reconoció 4 intrusiones dioríticas. En la actualidad la empresa Copper Lumina S.A ha reconocido 5 fases intrusivas, donde las 2 primeras se encuentran relacionadas a la mineralización.

En vista de planta el cuerpo principal del pórfido tiene aproximadamente 1.25 Km. x 0.6 Km. con una forma ovalada tiene una orientación general NW.

El pórfido se encuentra emplazado en la intersección del anticlinal El Galeno con una falla de orientación NE la cual demuestra un sentido de movimiento dextral. Se infiere que las fallas y los pliegues han sido el principal control estructural para el emplazamiento del complejo porfírico. Mediante el modelamiento del pórfido se ha podido observar un fuerte control litológico por la parte de la roca caja, que jugó un papel muy importante en el emplazamiento del mismo. Así de esta manera se tiene que cuando el cuerpo porfírico corta las cuarcitas de la Fm. Chimú el contacto es muy cercano a la vertical, pero cuando el cuerpo intrusivo corta las Formaciones Santa y Carhuaz el cuerpo porfírico se expande o interdigita. Esto quizás debido a la reología de la roca.

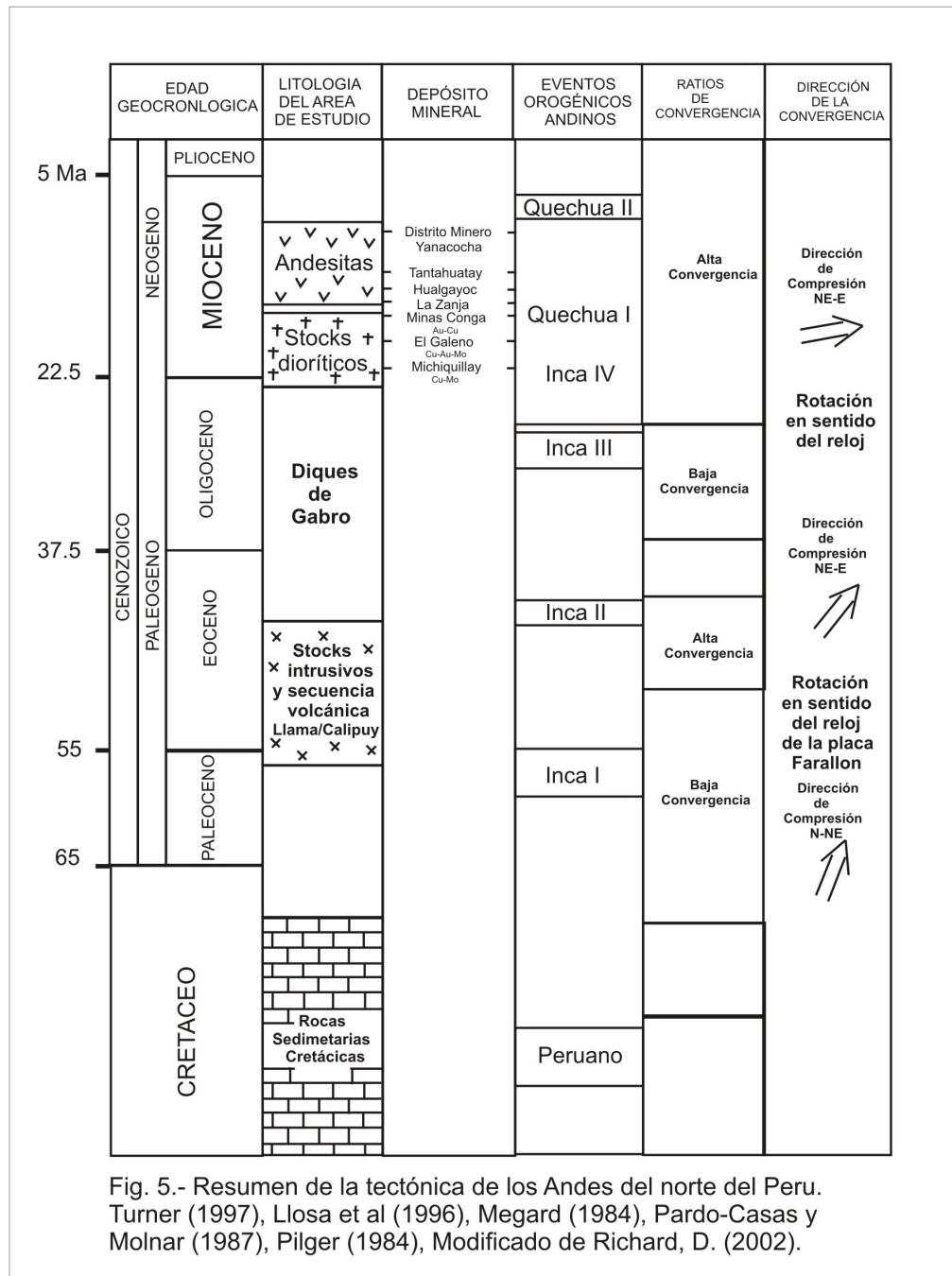


Fig. 5.- Resumen de la tectónica de los Andes del norte del Peru. Turner (1997), Llosa et al (1996), Megard (1984), Pardo-Casas y Molnar (1987), Pilger (1984), Modificado de Richard, D. (2002).

Las formaciones Santa y Carhuaz presenta facies de limonitas y areniscas resultando ser una roca un poco más plástica que las cuarcitas de la Fm. Chimú. El amplio rango en las orientaciones de las fracturas y fallas y sus relaciones de corte observadas en El Galeno demuestran que es un típico depósito porfirítico de Cu caracterizado por muchas fases intrusivas. Y por muchas fases de actividad intrusiva e hidrotermal (Tosdal y Richards, 2001)



Foto 1.- Vista panorámica del pórfido El Galeno, mirando hacia el NW

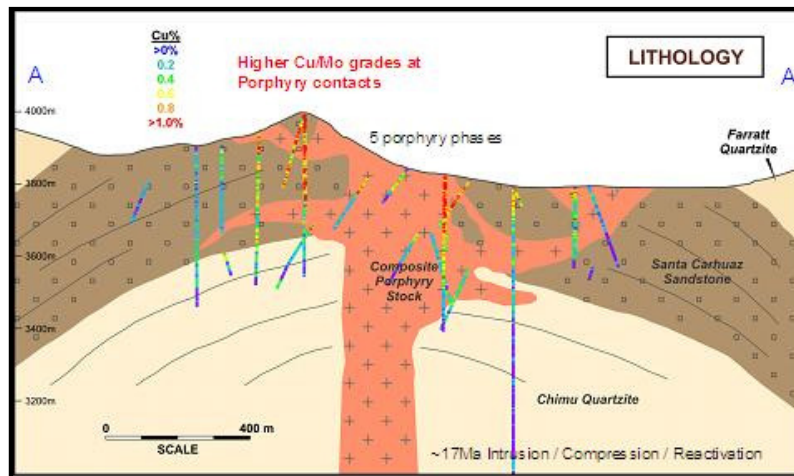


Fig. 6.- Control litológico sobre el pórfido El Galeno.

HILORICO

Ubicado muy cerca del pórfido de El Galeno (aproximadamente 1.6 Km hacia el este) es uno de los reciente depósitos del tipo epitermal de alta sulfuración de Au descubiertos. Se encuentra fuertemente controlado por la falla de cabalgamiento regional Punre y se hospeda en la Fm. Ferrat. que se encuentran cabalgando sobre las calizas de la Fm. Pullucana.

Con leyes de Au de hasta 1 gr/Tm, también presenta anomalías fuertes de Zn, Ag y Pb en profundidad asociándolo a un sistema porfirítico muy aparte del que formó El Galeno, el cual también podría estar dando como origen a un Skarn distal (Copper Lumina S.A., 2007)



Foto 2.- Vista Panorámica del Epitermal de Alta sulfuración Hilorico

MICHIQUILLAY

Michiquillay es un sistema porfírico Cu-Au-Mo, formado en una diorita (Davies, 2002), el complejo intrusivo es alargado de aproximadamente 5 Km. de longitud por 1.5 Km. de ancho. Este sistema es paralelo al sistema estructural de fallas y pliegues con una orientación general NW. La intrusión fue emplazada en hanging wall de la falla de Michiquillay que buza moderadamente (aprox. 60°) hacia el noreste.

Hollister y Sirvas (1974) sugiere que el complejo de Michiquillay está localizado en la intersección de las fallas Michiquillay con la Encañada (NE), Las fallas predominantemente ocurren hacia el centro del sistema intrusivo y fueron reconocidas por un incremento en la densidad de fracturas hacia la parte central de las zonas de falla. (Davies, 2002).

Las fallas que cortan la falla Michiquillay y el complejo intrusivo mineralizado tienen un desplazamiento sinistral (Davies, 2002).

MINAS CONGA

El complejo de Minas Conga comprende dos centros porfíricos mineralizados (Au-Cu), conocidos como Chailhuagón y El Perol. Llosa y Veliz (2000) han definido la forma elongada de Chailhuagón N-S como un stock microdiorítico de 2 Km. de largo por 0.5 Km. de ancho. El complejo está localizado en la intersección de una falla con orientación N-S y una falla de rumbo con orientación NW que tiene un aparente sentido de movimiento sinistral. La tendencia de las fallas observadas desde análisis de fotografías aéreas muestran una orientación dominante N y NW.



Foto 3.- Vista Panorámica del pórfido de Au-Cu El Perol, mirando hacia el NW.

YANACOCKA

El depósito epitermal de alta sulfuración de Au conocido como Yanacocha está localizado dentro de un complejo corredor estructural con una orientación N60°E definido por lineamientos y alteraciones en el complejo volcánico de Yanacocha. (YVC) (Harvey et al., 1999). El principal estadio de alteración tomó lugar durante un corto periodo entre 11.5 y 10.9 Ma (Turner, 1997).

Harvey et al., (1999) documentó que algunos depósitos fueron localizados en la intersección de zonas estructurales con orientaciones NE y NW. Longo (2000) sugirió un desplazamiento sinistral ocurrido en algunas de las fallas con orientación NW y N, las zonas de fractura se formaron después de las estructuras principales. Todas las estructuras están relacionadas con un desplazamiento normal tardío o movimiento lateral.

La ausencia de una caldera reconocible o de un grupo de anillos de fracturas, nos conducen a la sugerencia que un desplazamiento normal de fallas o grabens han acomodado la subsidencia, la cual se encuentra asociada con aquellas erupciones a gran escala, los postulados grabens han sido el foco para el subsecuente emplazamiento de los flujos de domo interdigitados, intensa alteración y las brechas de diatremas tardías (Turner, 1999).

Turner, (1999) sugiere que el marco de origen de Yanacocha es típico de un maar volcano, en la cual los depósitos de base surge son formados por erupciones freatomagmáticas dirigidas lateralmente hacia fuera desde los conductos o ventanas magmáticas. Las zonas de los conductos se han ido ocultando debido a que los domos se han ido sobreponiendo uno sobre otro.



Foto 4.- Vista Panorámica del epitermal de alta sulfuración de Yanacocha.

La Zanja y Sipán

La Zanja es un sistema volcánico muy grande, con intensa alteración ácido sulfato, distribuida alrededor del anillo semicircular ubicado en una depresión topográfica de aproximadamente 6 x 4.5 Km. La historia volcánica de La Zanja es compleja, pues comprende rocas que varían de composición desde andesitas hasta riolitas. (Turner, 1999)

Dentro del anillo principal de la Caldera La Zanja, se ha interpretado una caldera más pequeña llamada San Pedro. Un stock tonalítico dentro de la depresión es atribuido a un magmatismo resurgente tardío. Una actividad volcánica post- colapso fue enfocada sobre el anillo de la caldera. Un profundo cañón en la parte norte de La Zanja ha oscurecido esa parte del margen de la caldera. Un anillo con topografía subduccida puede ser reconocida al sur y al este de la caldera de La Zanja, pero hacia el sureste hay una serie de centros andesíticos muy jóvenes que también ocultan ese margen de la caldera.

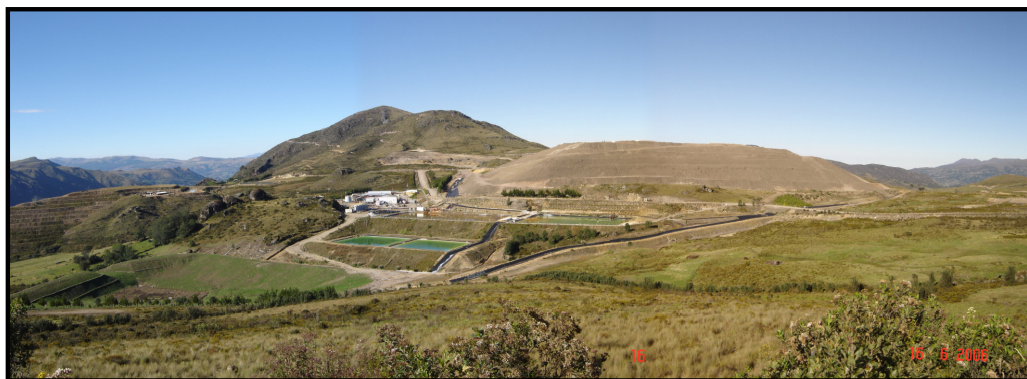


Foto 5.- Vista panorámica del epitermal de alta sulfuración Sipán.

El depósito de Sipán también está localizado dentro de unos de esos centros volcánicos andesíticos hacia el sureste de la periferia del inferido anillo de caldera. Estructuras radiales y una intrusión dacítica central dentro de una secuencia de tufos andesíticos son evidenciadas como marco geológico para un estrato volcán. (Candiotti y Guerrero, 1997). Algunos de los centros que conforman Sipán definen una tendencia NNW. En el área de La Zanja hay vulcanismo andesítico que es mucho más joven que los eventos que formaron la caldera y cubra una parte del margen exterior de la caldera.

Se conoce que la mineralización en La Zanja está contenida en un corredor estructural con tendencia WNW que se interfecta hacia el margen sur de la Caldera de San Pedro. (Turner, 1999).

Distrito de Hualgayoc – Tantahuatay

El marco volcánico de Tantahuatay y Hualgayoc es menos conocido. Vidal y Cabos (1983) y Paredes (1997) describen una serie de domos subvolcánicos andesíticos a riódacíticos, diques, sills y rocas intrusivas hipabisales en Hualgayoc, con solamente rocas remanentes volcánicas comagmáticas. El marco volcánico de los depósitos no es conocido, pero la asociación con un grupo de rocas intrusivas sugieren un ambiente volcánico proximal.

Algunas características como una íntima asociación con numerosos stocks intrusivos, la presencia de skarn, pórfidos y mineralización polimetálica tipo manto, una alteración de alta temperatura que incluye pirofilita y mineralización rica en sulfuros indican que este distrito está expuesto en un nivel mucho más profundo que los niveles a los que afloran Yanacocha y La Zanja.

2.2.4 Evolución Estructural de la Región Cajamarca

Las unidades sedimentarias Jurásicas son las rocas más antiguas expuestas en nuestra área de estudio, pero sólo afloran donde la erosión ha sido muy fuerte (parte occidental). Las unidades sedimentarias Cretácicas son también consideradas como las rocas más antiguas que afloran en la parte oriental de la zona de estudio y además son estructuralmente más complejas.

Todas estas unidades sedimentarias fueron depositadas en la cuenca Cajamarca, la cual se encuentra limitada al este por el complejo Marañón y hacia el oeste por el Arco de Olmos. Hacia el norte el límite está localizado donde se acuña la cuenca Cretácica, este límite tiene una tendencia ESE y se conoce como la deflexión de Hualgayoc. El límite sur está cerca de los 8° y es conocida como la deflexión de Trujillo, la cual coincide con un importante cambio estratigráfico. (Wilson, 2000).

Estas rocas sedimentarias Cretácicas se encuentran deformadas por un evento orogénico temprano conocido como Inca I. Los ejes de los pliegues a escala regional son generalmente horizontales o con un plunge hacia el W-NW o ESE. Los anticlinales están localizados en el hanging wall de los cabalgamientos, lo que indica que los pliegues y las fallas se desarrollaron contemporáneamente. Por lo cual se infiere que la dirección de compresión fue NNE, donde estas orientaciones coinciden con la convergencia oblicua de la placa propuesta por [Pilger \(1984\)](#).

[Davies \(2002\)](#) observó fallas con orientaciones NE en todas las unidades litológicas y generalmente muestran un desplazamiento dextral, así mismo las fallas con orientación N a NW tienen un movimiento en el sentido sinistral. Entonces los rangos de las orientaciones de las fallas en las rocas Cretácicas en amplio y tenemos desde NW a NE. La edad exacta de las fallas en estas rocas es difícil de precisar debido a la ausencia de relaciones de sobreimposición o corte.

Es muy raro que las fallas de rumbo sean observadas en unidades litológicas muy jóvenes, además se infiere que estas fallas de rumbo NE inicialmente se desarrollaron como fallas tensionales contemporánea con el sistema temprano de pliegues y cabalgamientos.

Las fallas localizadas cerca de El Galeno tienen una orientación NE y demuestran un desplazamiento dextral y se infiere que se han formado durante el sistema de pliegues y cabalgamientos (Ver Fig. 7). Hacia el sur del área de estudio en Aurora patricia las fallas presentan un desplazamiento en sentido sinistral.

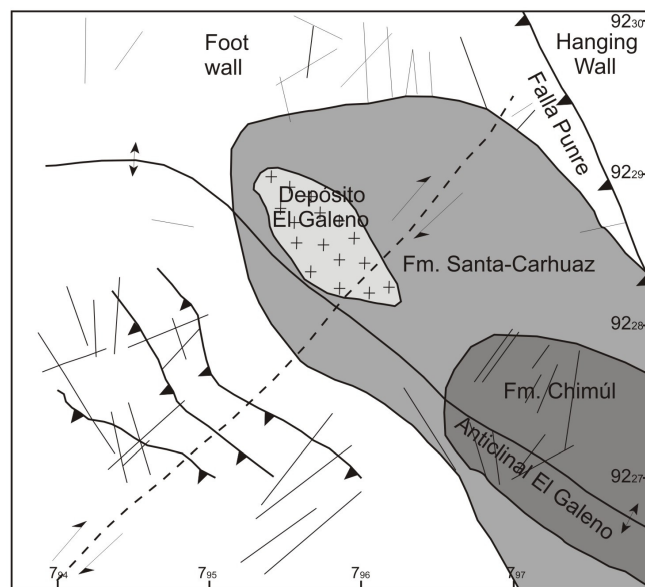


Fig.7.- Control estructural del pórfido El Galeno (Cu-Au-Mo) y su ubicación en el foot wall de la falla de cabalgamiento regional Punre. (Richard, D. 2002)

Según las dataciones hechas por **Davies (2002)** la mayoría de las rocas magmáticas Paleógenas en la zona de estudio fueron emplazadas o depositadas, durante el cambio en el ratio de la convergencia de la placa, desde bajo a alto y a lo cual le siguió un cambio en la dirección de la convergencia de la placa (**Pardo-Cassas y Molnar, 1987**). (Ver Fig. 9). Este intervalo magmático fue caracterizado por un volcanismo muy amplio y el emplazamiento de pequeños stocks intrusivos. La mayoría de las rocas magmáticas Paleógenas en la región están espacialmente asociadas con la falla Punre localizándose mayormente dentro del foot wall de este cabalgamiento. No se han observado estructuras secundarias que pueden haber influenciado en la localización de estas rocas.

La actividad magmática resurgente durante el Mioceno temprano a medio está representado por la intrusión de numerosos stocks dioríticos a lo largo de la falla Punre y como también algunas secuencias volcánicas. Este periodo es el principal desde el punto de vista económica ya que a este lapso de tiempo se encuentran relacionados la mayoría de los stocks porfiríticos mineralizados (Ver Fig.5). Estos centros mineralizados se encuentra relacionados a estructuras mucha más antiguas desarrolladas durante el Paleógeno, como por ejemplo la falla Punre, localizándose esta vez en el hanging wall de la falla de cabalgamiento.

Relaciones de campo demuestran que muchos de los stocks Miocénicos fueron emplazados en las intersecciones estructurales entre las fallas principales y las fallas oblicuas secundarias, tal como en el Galeno. (Ver fig. 7)

En vista de campo los stocks son generalmente elípticos con un fuerte paralelismo al control estructural local, por ejemplo el Galeno y Michiquillay ambos tienen orientaciones NW, mientras que Chailhuagón y El Perol tienen una orientación NS, pero siguen la orientación de la falla Punre.

En los sistemas mineralizados de Chailhuagón y Michiquillay ambos contienen fallas de rumbo NNW A NE que demuestran un desplazamiento sinistral, las fracturas y las vetas de esos centros mineralizados tienen una orientación dominante NE, NS o NW. En contraste El Galeno está caracterizado por un numero sistema de fracturas cuya orientación varía con el tiempo. Sin embargo las fallas y fracturas en las rocas sedimentarias hospedantes en el complejo intrusivo El Galeno de muestran una orientación dominante NNW y NE.

Este levantamiento principal en los andes cesó en el Mioceno medio. Y el foco magmático cambio de desde los pórfidos ligados posiblemente a la falla Punre hacia el norte en el distrito minero de Hualgayoc-Tantahuatay, para finalmente terminar migrando hacia el complejo volcánico de Yanacocha donde dio origen al yacimiento epitermal de Au de su mismo nombre.

El depósito de yanacocha esta marcado por fallas de rumbo NE, que se conjugaron con otras fallas de rumbo NW que son las que tienen el control estructural en el yacimiento. (Harvey et al., 1999). En la mina las fallas de

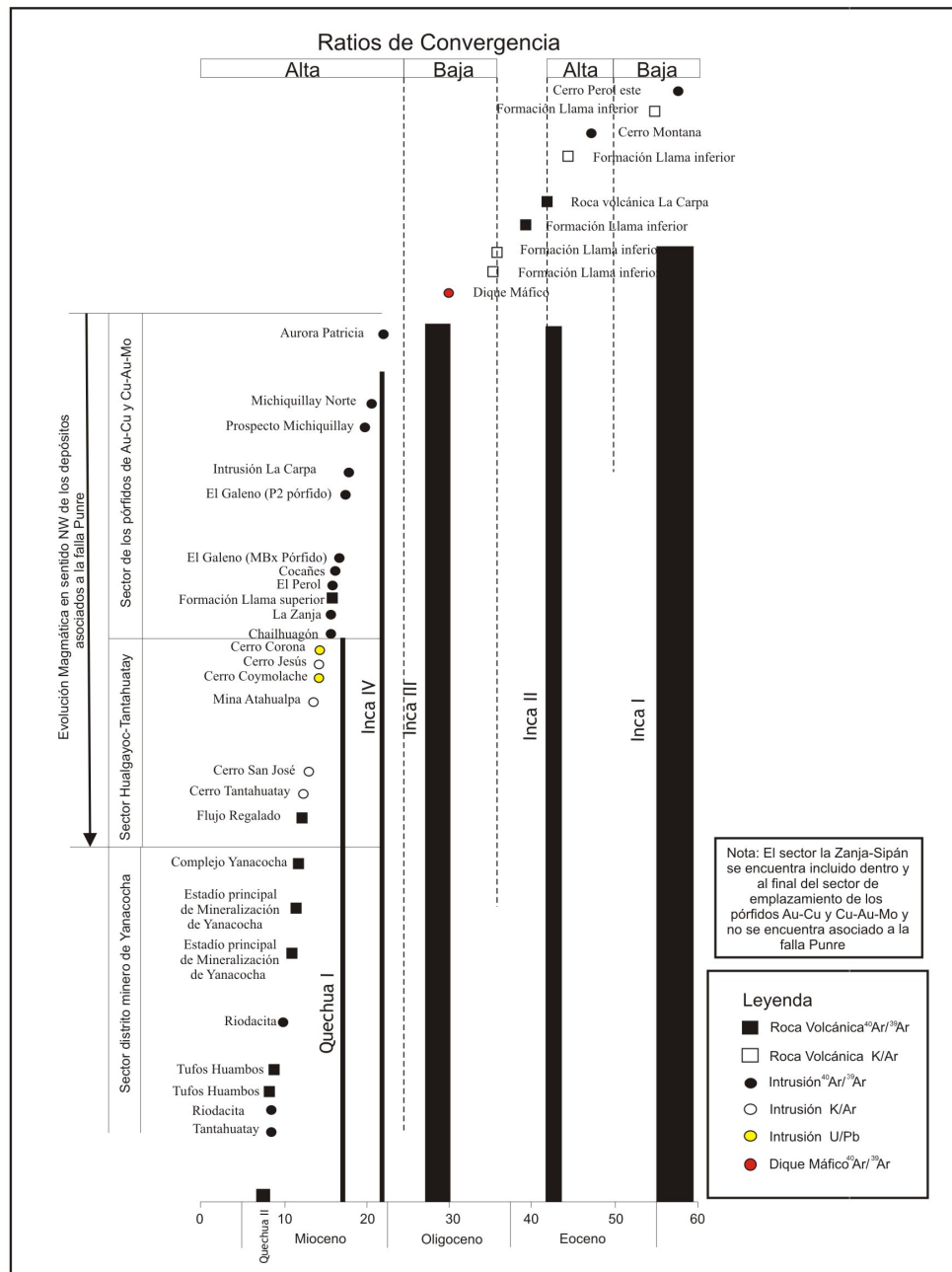


Fig. 8.- Diagrama esquemático ilustrando las edades de las mineralizaciones conocidas y dataciones en roca vs los ratios de convergencia de la placa de Nazca y las fases orogénicas a través del tiempo geológico (Pardo-Casas, 1987). Gráfico modificado de Richard, D. (2002)

rumbo NW muestran un desplazamiento sinistral opuesto a la fallas de rumbo NE que tienen un movimiento dextral. (Longo, 2000).

Recientes trabajos realizados por [Turner \(1999\)](#) sugieren un corredor estructural que controla la mineralización conocida en el depósito de la Zanja, con Sipán localizado en el sureste del corredor estructural. En el depósito de Sipán la mineralización fue localizada a lo largo de una falla de rumbo es muy próxima a la ortogonal del corredor estructural WNW. (Compañía Minera Sipán, data sin publicar).

2.2.5 Discusión

Las distintas evidencias geocronológicas (dataciones de roca y mena), como también los análisis estructurales ([Davies, 2002](#)) nos permiten interpretar que los episodios magmáticos en nuestra zona de estudio estuvieron controlados por la alternancia de los altos y bajos ratios de convergencia de la placa ([Pardo-Cassas y Molnar, 1987](#)) (Ver fig. 8) Considerando de esta manera, que dentro de todos los episodios magmáticos identificados, el de mayor interés dentro del punto de vista económico es aquel episodio que ocurrió en el Mioceno, ya que durante este lapso de tiempo (aproximadamente 23 a 10 Ma.) se emplazaron los principales depósitos metálicos. (Ver fig. 8)

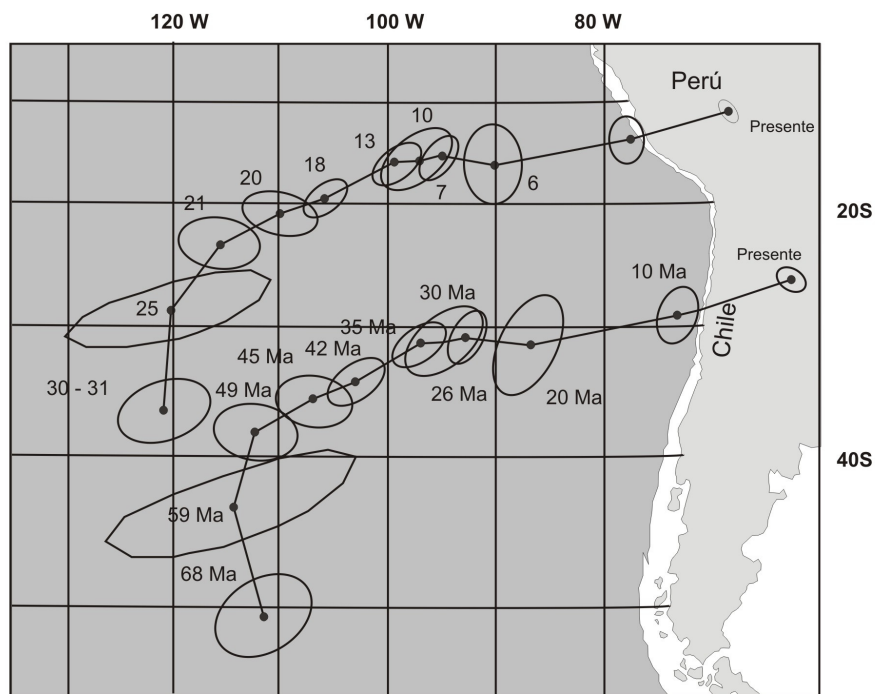


Fig. 9.-Posiciones de la placa de Nazca, a través del tiempo geológico, interpretado mediante anomalías magnéticas. (Pardo-Casas y Molnar, 1987)

Numerosas hipótesis han sido postuladas para tratar de explicar estos episodios magmáticos, en los cuales algunas veces dominaba el vulcanismo y en otras ocasiones el plutonismo. Entre las hipótesis más importantes destacan la planteada por [Glazner, 1991 y McNulty et al., 1998](#) quienes sugieren que las fallas de rumbo se originaron debido a una convergencia oblicua y son

estas mismas fallas de rumbo quienes favorecen el plutonismo; Adicionalmente **Tosdal y Richards (2001)** sugieren que las cámaras magmáticas relacionadas a los centros porfiríticos se encuentran cerca de la superficie.

Desde el punto de vista regional es muy claro que el principal control estructural en nuestra zona de estudio es la falla de cabalgamiento conocida como Punre. Mediante esta falla se ha podido diferenciar muy bien el emplazamiento de las rocas ígneas Paleógenas estériles hacia el foot wall de la falla y las rocas ígneas Miocénicas relacionadas a la mineralización en el hanhing wall de la falla.

Sebrier y Soler (1991) propone que desde el Oligoceno la cumbre de los Andes Peruanos han sido dominados por una tectónica extensional, así mismo las rocas mágnicas son inferidas a haberse formado dentro de un régimen donde el esfuerzo principal fue paralelo a la dirección de la convergencia de la placa (NE), formado de esta manera fallas transcurrentes con un sentido de movimiento dextral.

Es evidente que los principales centros mineralizados de nuestra zona de estudio están asociados a la falla Punre, donde la mayoría de los stocks relacionados a los depósitos porfiríticos fueron emplazados paralelamente a esta falla y dentro aproximadamente de dos episodios orogénicos (Inca IV de 22 Ma. y Quechua I de 17 Ma.), durante los cuales ocurrió una alta convergencia. (Ver. Fig. 8)

A este alto ratio de convergencia debemos sumarle un factor muy importante, que influyó en el comportamiento de las fallas. La placa Farallón había tenido un giró en sentido del reloj (**Pardo-Cassas y Molnar, 1987**) (Ver Fig. 9) y la convergencia que antes tenía una dirección NNE, ahora durante el Mioceno tenía una dirección de convergencia ENE. Como consecuencia de este cambió de dirección se infiere que la falla Punre tuvo otro comportamiento, pero esta vez sinistral, especialmente en aquellas zonas de inflexión.

Los stocks mineralizados de El Galeno, Michiquillay y Minas Conga, están localizados en zonas de intersección estructural definidas por fallas a gran escala cortadas por fallas de segundo orden. Observaciones de campo hechas por **Davies (2002)** indican que hacia el NE de El Galeno, se observa que la falla Punre es cortada por una falla extensional con fuerte buzamiento que contienen mineralización de pirita, lo cual sugiere que una reactivación con movimiento normal a lo largo de la estructura y que este movimiento se desarrolló durante el ascenso de los fluidos magmáticos e hidrotermales asociados a el Complejo EL Galeno.

En vista de planta los stocks son elípticos con el eje más largo paralelo a las estructuras regionales, por lo que se infiere que al existir un similar lineamiento entre las estructuras pre-existentes y las intrusiones elípticas, los stocks deben haberse intruido en estas rocas altamente

fracturadas. Datos de la tectónica de placa combinado con observaciones de campo sugieren que los stocks fueron emplazados durante periodos de extensión de la corteza superior y localizados en las intersecciones de falla regionales cortadas por fallas secundarias oblicuas.

Estas fallas regionales extensionales son favorables para comportarse como conductos para el ascenso de los fluidos. La cercana asociación entre los depósitos minerales y la falla Punre demuestran que ésta fue utilizada como conducto principal para el ascenso de los fluidos hidrotermales y los magmas. Las intersecciones estructurales son permeables, dilatantes y por lo tanto son favorables para el emplazamiento de los pórfidos, con una clara migración de la actividad magmática a lo largo de la falla Punre hacia el NW.

Tanto Minas Conga como Michiquillay están caracterizados por fallas con rumbo NNW a NW con desplazamiento sinistral y las venillas mineralizadas tienen una orientación NE a N-S y son debidas a esfuerzos tectónicos.

La continuidad de la fallas Punre hacia el NW y su cercanía al los depósitos de Tantahuatay y Hualgayoc, nos sugieren que estos depósitos también están controlados por dicha falla. Un punto que apoya esta hipótesis es la interpretación de la evolución magmática por medio de las dataciones, lo cual demuestra que este sector de Tantahuatay y Hualgayoc guardan relación con los pórfidos, siendo considerado este sector quizás como la última manifestación magmática relacionada a la falla Punre.

El distrito minero de Yanacocha es considerado como el grupo más grande de depósitos epitermales de Au de alta sulfuración en el mundo, se infiere es producto de un volcanismo fisural (Turner, 1999). Este distrito minero está limitado por dos grandes fallas de rumbo con desplazamiento dextral y con una dirección NE, luego a escala del yacimiento está controlado por fallas de con orientación NW, estas últimas han sido las que han controlado la mineralización en Yanacocha, dando la apariencia de un fisuramiento en bloques. (Ver Fig. 10)

Longo (2005) sugirió que la distinta mineralogía, composiciones geoquímicas, edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y las relaciones de campo, nos demuestran que Yanacocha es producto de un proceso que implicó múltiples estadios dinámicos magmáticos, los cuales se desarrollaron durante toda su evolución.

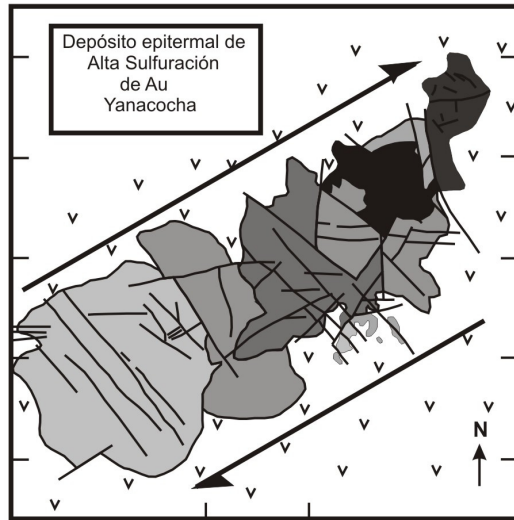


Fig. 10 Principales controles estrcuturales en el distrito minero de Yanacocha, mostrando la paraiencia de un vulcanismo fisural. Modificado de Richard, D. (2002)

El vulcanismo fisural puede haber suministrado diversos pathways para la emisión del magma y de los fluidos hidrotermales. Longo, 2005, infiere la existencia de un batolito subvolcánico ubicado debajo del distrito minero de Yanacocha, conformado por magmas máficos que fueron ascendiendo y asimilando una corteza profunda (aprox. 20 Km.) dentro del corredor estructural de Yanacocha. Las dimensiones de este batolito son aproximadamente 15 a 20 Km de largo (hacia el NE) por 10 Km de ancho (hacia el NW) (Longo, 2005)

Los depósitos de la Zanja y Sipán se sabe por dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que se desarrollaron paralelo al mismo tiempo que los últimos centros porfíricos relacionados a la mineralización en la falla Punre y se cree pertenecen a una caldera magmática con un sistema totalmente diferente al de los pórfidos de Au-Cu y Cu-Au-Mo.

3. GEOLOGIA ECONÓMICA

3.1 TIPOS DE DEPÓSITOS METÁLICOS

3.1.1 YACIMIENTOS TIPOS PÓRFIDOS

A.- PÓRFIDOS DE CU-AU

CASCABAMBA- Pórfido de Cu-Au

El yacimiento Cascabamba se emplaza en la Franja Sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental. El yacimiento mineral es un Pórfido de Cu-Au. Geológicamente se emplaza en rocas sedimentarias mesozoicas (lutita, arenisca, cuarcita, margas y lutitas calcáreas) de las formaciones Chimú, Santa y Farrat; intruidas por tonalita y diorita porfirítica al centro y al sureste. Presenta cuerpos tabulares y cuerpos de brechas hidrotermales.

La alteración es potásica; caracterizada por la biotita de grano fino, algunas veces asociada con magnetita de grano fino y que afecta a la tonalita y diorita. Otra alteración que presenta es propilítica, con ensambles de clorita y epidota. Alteración filica, (cuarzo-sericita), ocurre en toda el área, pero está mejor desarrollada en los cuerpos de brecha hidrotermal dentro de la dacita porfirítica. La silicificación se manifiesta principalmente en la diorita porfirítica, destruyendo la textura original y forma las vetas y venillas de cuarzo-clorita-actinolita-magnetita afecta a todos los tipos de roca. Entre los minerales de mena tenemos la pirrotita, marcasita, calcopirita, covelita, oro nativo y cuarzo, pirita como minerales ganga. Se estima en reservas 100 000 TM basados en resultados del muestreo subterráneo de Cerro de Pasco Copper Corporation.

CHAILHUAGON -MINAS CONGA – Pórfido de Au-Cu

El depósito de Chailhuagón se emplaza en la Franja Sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental. Es un típico pórfido de Au-Cu emplazado en un stock de microgranodiorita, que recorta las rocas calcáreas de la Formación Yumagual, en cuyo contacto produce una aureola de mármol y pequeños lentes de skarn. La geometría del yacimiento se compone de cuerpos cilíndricos y elongados, sulfuros diseminados y venillas. En Chailhuagón, la alteración presenta cuatro

tipos de ensambles: potásica, fílica, silicificación y clorítica. La alteración potásica es la más extensa y contiene en promedio: 0,30 - 2,00 g/t Au y 0,15 - 0,60% Cu. De manera restringida ocurren las alteraciones fílica y silicificación, sobreimpuesta con contenidos altos de Au-Cu: 1,00 - 3,00 g/t Au y 0,40 - 0,70%Cu.

Los principales minerales de mena son calcopirita, bornita, pirita y sulfuros secundarios de covelita, calcocina; y hematina y magnetita como minerales ganga. Se calcula tonelaje de 280 Mt @ 0.8 g/t Au + 0.3% Cu y se estima en reservas tanto la suma de Perol y Chailhuagón en 641 Mt con 0,3% Cu y 0,8 g/t Au. Las edades de mineralización están representados en 23.2; 17.1; 15.58 con los errores respectivos ± 2.1 ; ± 1.5 +- 0.09 con métodos de K-Ar; con los minerales respectivos de hornblenda; biotita provenientes de la diorita-hornblenda; estudios realizados por Richard Davies (2002).

PEROL - MINAS CONGA – Pórfido de Au-Cu

El yacimiento Perol se ubica dentro de la Franja Sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental. Perol se emplaza en los stocks cuarzo feldespático y diorítico, que intruyen a la diorita "Picota" y a las rocas limo-calcáreas de las Formaciones Mujarrún y Quilquiñán, produciendo un buen desarrollo de mármol y skarn hacia el oeste. Ocurren cuerpos lenticulares de skarn al oeste y norte del yacimiento. La mineralización del yacimiento Perol está albergada en el pórfido como en el skarn, pero el mayor volumen se concentra en el pórfido. La alteración hidrotermal en el borde norte y este del Perol, presenta la ocurrencia de un lithocap de sílice-alunita, aquí la alteración potásica está ampliamente distribuida y sus tenores son: 0,20 - 1,50 g/t Au y 0,15 - 0,50 %Cu. Se superpone la alteración fílica y argílica intermedia. La fílica es la más rica en Au -Cu: 1,00 - 4,00 g/t Au y 0,40 - 0,80 % Cu. Entre los minerales principales de mena, tenemos calcopirita, bornita, pirita, cuarzo y minerales secundarios: covelita, calcocina y pirita y cuarzo como minerales de ganga. Se calcula un tonelaje de 618 Mt @ 0.8 g/t Au + 0.3% Cu y se estima en reservas en Perol y Chailhuagón, 641 Mt con 0,3% Cu y 0,8 g/t Au. Los estudios de mineralización, dan edades de 23.2 - 17.1; 15.8 con los errores respectivos ± 3 ; ± 0.12 y con métodos de K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; con mineral ortoclasa provenientes de la microdiorita - hornblenda; los estudios han sido realizados por Richard Davies (2002).

B.- PÓRFIDOS DE CU-MO

CERRO CORONA - Pórfido de Cu-Au-Mo

El yacimiento de Cerro Corona se emplaza en un stock porfirítico de composición cuarzo diorita a tonalita (Terciario) que intruye a calizas, con intercalaciones de limolitas y margas, de la Formación Pariatambo (Cretáceo), .volcánicos félsicos subaéreos del Mioceno. Ocurre un cuerpo de mineral en forma oval con dirección N-S; con sulfuros diseminados y en venillas (stockwork). Los ensambles de alteración corresponden típicamente a pórfidos y skarn. La alteración potásica no aflora, tiene un desarrollo moderado y consiste en un arreglo de feldespato potásico-biotita-magnetita, que se encuentra opacada por una discreta alteración de cuarzo-sericita, asociada al desarrollo del stockwork. Un ensamble de sericita-arcilla-clorita (argílica intermedia) rodea a las anteriores. El skarn, hornfels y mármol está restringido a un halo máximo de 70m. y bastante irregular. En la mineralización de Cerro Corona, el cobre ha sido lixiviado de una delgada capa de óxidos y redepositado como sulfuros secundarios (calcosita y covelita). La zona hipógena contiene calcopirita, (pirita), molibdenita, bornita, esfalerita y galena, estos minerales ocurren diseminados y en venillas formando concentraciones aisladas. Los minerales de ganga corresponden a cuarzo y pirita. Se calcula un tonelaje de 94 millones tons; y se estima reservas probables de 380 Mt con 0,5 g/t Au y 0,3% Cu. Las edades de Mineralización están comprendidas entre los 13.35; 14.4 con los errores respectivos +/- 0.27; ± 0.10 y los respectivos métodos de K-Ar; U-Pb así como los minerales respectivos de biotita hidrotermal; zircón provenientes del Plutón félsico-Alteración potásica; estudios realizados por Macfarlane P (1994), .James (1998).

EL GALENO- Pórfido de Cu-Au-Mo

Galeno se encuentra en la Franja Sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental. Geológicamente es un Stock de pórfido dacítico que intruye al Grupo Goyllarisquizga, emplazado cerca al plano axial del "Anticlinal de el Galeno". Otro stock de dacita porfirítica corta al primero y éste a su vez es cortado por diques porfiríticos de composición basalto a basalto-andesitas. La mineralización está

ligada al pórfido dacítico con una alteración potásica (feldespato potásico-magnetita-cuarzo) distribuida en la parte central y norte del depósito; la alteración fílica (cuarzo-sericita-pirita) contiene venillas de cuarzo con sulfuros (calcopirita-molibdenita), este ensamble circunda la alteración potásica; la alteración propilítica (clorita-calcita-magnetita-pirita) se circunscribe al pórfido dacítico tardío que aflora en la parte central y norte del yacimiento. Existen varias áreas, dentro de la zona de alteración potásica, con una silicificación intensa y desarrollo de stockwork con sulfuros. Las venillas de cuarzo es posterior a la alteración potásica. Entre los principales minerales de mena tenemos calcopirita, calcocina, covelina y minerales de ganga como cuarzo, pirita, magnetita y carbonatos. Se estima un tonelaje de 486 Mt @ 0.57% Cu + 0.14g/t Au. En Reservas se estima 765 millones tons de min probables con 0.49%Cu, 0.11 g/tn Au y 0.014% de Mo y 2.51 g/Tn Ag. Edades de Mineralización comprendidas entre 17.50; 16.53; 23-14 con los errores respectivos ± 0.30 ; ± 0.18 con el método de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$; con mineral de biotita proveniente de diorita-hornblenda-biotita; stock del pórfido dacítico; los mencionados estudios son realizados por Richard Davies (2002).

MICHICUILLAY- Pórfido de Cu-Mo, Au-Ag

El Stock Michiquillay, pórfido dacítico del Terciario Inferior intruyó a las cuarcitas y calizas. Estratigráficamente presenta areniscas blancas (Fm Farrat) areniscas calcáreas y lutitas ferruginosas (Fm Inca) calizas arenosas, margas (Fm Chúlec); calizas y margas de las Formaciones Jumasha y Cajamarca del Cretáceo superior. Se encuentra comprendido dentro de la Franja Sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental. La geometría del yacimiento corresponde a un cuerpo oval, con la elongación mayor en dirección NE y sulfuros disseminados. El pórfido dacítico es causante de la mineralización tipo stockwork y mineralización disseminada en sus cajas. La alteración que presenta la parte central del depósito están ocupadas por las alteraciones potásica (biotita secundaria-feldespato potásico-magnetita) y fílica (cuarzo-sericita) acompañada por biotita secundaria y venillas de cuarzo-ortosa; la zona argílica (arcillas-sericita-clorita-pirita); la alteración propilítica es irregular y poco significativa, ésta ocurre en el borde oeste del depósito. Entre los minerales de mena tenemos malaquita, calcopirita, cuprita, calcantita y minerales secundarios de calcocina, covelina, bornita y pirita como mineral de ganga. Se estima en reservas 631 Mt @

0.69% Cu + 0.15 g7t Au. Presenta edades de mineralización de 20.6, 19.77; 18.8 con los errores respectivos ± 0.14 , ± 0.05 ; ± 1.6 con los respectivos métodos de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$; $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$; k-Ar con las respectivas rocas de diorita-hornblenda-biotita.; estudios realizados por Richard Davies (2002); Llosa et al. (1996).

3.1.2 DÉPOSITOS EPITERMALES

A.- ALTA SULFURACIÓN

LA ZANJA - Epitermal (AS) Au-Ag

Se emplaza en la Franja Volcánica Cenozoica de la Cordillera Occidental. Geológicamente el yacimiento La Zanja está conformada por ignimbritas soldadas y flujos piroclásticos gruesos dacíticos a la base.(Form Porculla). Esta secuencia es cortada por domos andesíticos-dacíticos y domos riódacíticos-riolíticos. La caldera es finalmente rellenada por depósitos volcanoclásticos intracaldera y de avalancha. Tres centros volcánicos de edad Mioceno: La Zanja, Hueco Grande y San Miguel. También afloran piroclásticos y volcanoclásticos del Terciario inferior y sedimentos clásticos-carbonatados del Cretáceo (Grupo Goyllarisquizga). La geometría del yacimiento es tabular por el fuerte control estructural. La alteración que predomina es la silicificación (cuarzo, calcedonia, ópalo) además, alteración argílica avanzada (alunita, natroalunita, dickita, pirofilita, caolinita) argílica (caolinita, esmectita, illita) propilítica (epídota, cloritas) y alteración sericítica que acompaña a los ensambles descritos. Las alteraciones ocurren reemplazando los niveles de piroclásticos más permeables y reactivos, es menos intensa en domos, lavas y pórfidos. Como relleno de estructuras de rumbo NO-SE y radiales NO. Los minerales de mena que presentan son enargita, pirita, bornita, cinabrio, calcopirita, covelita, galena, escalerita y entre los óxidos: limonitas (goethita), hematina; y baritina como mineral de ganga. Otros: azufre nativo, turmalina. En la Zanja se estima en reservas 563 mil onzas de oro y 3.8 millones de onzas de Ag (Probables). Las edades geológicas de mineralización están en 15.61 con un error ± 0.12 con el método $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$; mineral alunita; y el estudio realizado por Donald Nobel et al.

SIPAN- Epitermal (AS) Au

Se emplaza en la Franja Volcánica Cenozoica de la Cordillera Occidental. Es un yacimiento diseminado de oro de baja ley en los volcánicos piroclásticos (cenozoicos continentales). Como última etapa de la actividad magmática presenta inyecciones de diques de andesita con alteración hidrotermal débil. El cuerpo mineralizado tiene una forma elongada de 950m. de longitud, con un ancho de 30 a 230m y una profundización hasta de 205 m. La alteración hidrotermal es de alta sulfuración. (sulfato ácido) conocida como silicificación porosa (vuggy silica) con valores altos de oro diseminado. Alteración argílica avanzada con cuarzo-alunita poca caolinita. En la periferie, la alteración argílica es estéril. El oro nativo está en la goethita botroidal, jarosita, hematita; en profundidad la mineralización primaria presenta pirita diseminada, trazas de rutilo, enargita, calcopirita y cuarzo, azufre nativo como minerales ganga..

TANTAHUATAY- Epitermal (AS) Au-Ag

En Tantahuatay ocurren tres etapas principales de actividad volcánica del tipo diatremas piroclásticas con domos subaéreos en ambientes parcialmente lagunares. Inicialmente predominan las emisiones piroclásticas a partir de fisuras, brechas-pipe y/o diatremas. A continuación aparecen los diques y domos andesítico-dacíticos, que configuran lineamientos kilométricos. A finales del ciclo eruptivo aparecen nuevamente chimeneas de brecha. Formaciones Grupo Goyllarisquizga y Formaciones Inca, Chúlec, Pariatambo y Grupo Pullucana de la Franja Sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental. La geometría del depósito es de cuerpo diseminado y venillas. La alteración que predomina es la argílica avanzada, con alunita y/o pirofilita con dickita, illita y/o caolinita con zonas externas caracterizadas por epídota, calcita y/o clorita. A los ensambles de alteración argílica y argílica avanzada se superpone una silicificación que contiene las mejores concentraciones de Au. Entre los minerales de mena tenemos a enargita-oro, sulfosales de Ag, Pb y Cu y baritina como mineral ganga. Se estima en Reservas, 350 Mt de recursos con 0,85%Cu, 0,33 g/t Au; 9 g/t Ag y 0,18%As. También 31,2 Mt de óxidos. Las edades de mineralización están comprendidas entre los 12.4; 8.5; 8.7; 13.2; 12.73 con errores respectivos +/-0.4; ± 0.3; ± 0.3; ± 0.2 con los métodos respectivos de K-Ar; K-Ar; K-Ar; K-Ar; U-Pb;

$^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$; con minerales de estudio respectivos de alunita; zircón; biotita y del estudio proveniente de rocas; Dique dacítico; dique dacítico; andesita-domo; monzodiorita; estudios realizados por Noble y Mckee (1999); Noble y Mckee (1999); Noble y Mckee (1999); James, (1998); Prihar (1998)

COMPLEJO CERRO YANACOCCHA - Epitermal (AS) Au

El Distrito minero de Yanacocha, geológicamente presenta en la base, lavas andesíticas, superpuestas por volcánicos piroclásticos y lavas. Numerosos domos, diatremas, diques e intrusiones pocas profundas. Sobreyacen lavas y tufos clasificados como volcánicos Regalado. Esta secuencia tiene por lo menos 1400 m de grosor y esta datada de 11.8 a 12.5 millones de años. Formaciones Llama, Complejo Volcánico Yanacocha, Volcánico Regalados y Formación. Huambos de la Franja Volcánica Cenozoica de la Cordillera Occidental. La principal alteración predominante es el Sistema ácido-sulfato (alta sulfuración). Como patrón, el centro posee sílice porosa y sílice masiva. Se estima en Reservas del Distrito de Yanacocha 637 M de Oz @ 1.0 g/t Au; en este depósito es de 9.3 M de Oz. Las edades de Mineralización están comprendidas de 6; 11.79; 11.46; 10.92; 8.4 con errores respectivos ± 3 ; ± 0.14 ; ± 0.15 ; ± 0.09 ; ± 0.06 con los métodos respectivos de K-Ar; Ar-Ar; Ar-Ar ; Ar-Ar con minerales de estudio respectivos de biotita; hornblenda; alunita; alunita; biotita y del estudio proveniente de rocas Ignimbrita; principal alteración alunita cristalina; Intrusión Riodacita; todos los estudios antes mencionados fueron realizados por Turner (1997).

CARACHUGO – YANACOCCHA- Epitermal (AS) Au

Unidad minera del Distrito Minero de Yanacocha. Predomina la alteración.- Sílice-alunita-pirofilita (argílica avanzada), arcilla-caolinita (argílica) arcilla montmorillonita (argílica) y propilita.

MAQUI MAQUI – YANACOCCHA- Epitermal (AS) Au

Unidad minera del Distrito Minero de Yanacocha. Predomina la alteración silíceo, es la más importante para la mineralización de oro, volumétricamente, la arcilla es la alteración más abundante.

SAN JOSÉ - YANACOCCHA - Epitermal (AS) Au

Unidad minera del Distrito Minero de Yanacocha. Predomina la alteración sistema ácido-sulfato. La edad de la alteración es de 10.9 a 11.46 millones de años. La alteración propilítica es estéril.

B.- BAJA SULFURACIÓN

EL ROSAL- Epitermal (BS) Au

El Rosal se emplaza en rocas volcánicas del Terciario y sedimentarias del Cretácico. Grupo Calipuy. Se encuentra en la Franja Sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental. Ocurre sistemas de vetas de baja sulfuración

LOS PIRCOS - Epitermal (BS) Au-Ag

Los Pircos se encuentra en la Franja Sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental. Se emplaza en rocas volcánicas del Grupo Calipuy (Terciario) y sedimentarias del Cretácico. Presenta trampas estructurales, zonas de bonanza como es el caso de la "Veta Diana"; vetas de baja sulfuración. Las alteraciones varían desde un sombrero de hierro hasta delgadas franjas de argilización y silicificación en el contacto caja-veta. El ensamble de mineralización es cuarzo-calcita-baritina-sericita-adularia. Los principales minerales de mena; pirita, oro nativo electrum, argentita, galena, calcopirita, esfalerita y cuarzo, baritina, calcita, como ganga.

LUCERO- Epitermal (BS) Au

Lucero se emplaza en la Franja Sedimentaria Mesozoica de la Cordillera Occidental. Geológicamente, presenta rocas volcánicas del Terciario y sedimentarias del Grupo Calipuy, Cretácico. La geometría de las estructuras mineralizadas, son sistemas de vetas de baja sulfuración. Las alteraciones varían desde sombreros de hierro a delgadas franjas de argilización y silicificación en el contacto caja-veta. El ensamble de mineralización es cuarzo-calcita-baritina-sericita-adularia. Entre los minerales de mena, pirita, oro nativo electrum, calcopirita, esfalerita, galena y cuarzo, baritina, calcita como minerales ganga.

PAREDONES- Epitermal (BS) Pb,Zn,Cu,Ag(Au)

Paredones se encuentra en la Franja Mesozoica de la Cordillera Occidental. Se emplaza geológicamente en rocas volcánicas del Terciario y sedimentarias del Cretácico del Grupo Calipuy. Presenta sistemas de vetas de baja sulfuración. Las alteraciones varían desde sombreros de hierro a delgadas franjas de argilización y silicificación en el contacto caja-veta. El ensamble de mineralización es cuarzo-calcita-baritina-sericita-adularia. Los principales minerales de mena son pirita, oro nativo "electrum", calcopirita, escalerita y cuarzo, baritina, calcita, como ganga.

3.1.3 PROSPECTOS EN ESTUDIO COMPRENDIDOS DENTRO DEL PROYECTO GR4

ALGAMARCA .- Ag-Pb-Zn-Cu (Au)

Algamarca es un Depósito tipo Epitermal en sedimentario. Prospectado por los siguientes elementos Ag-Pb-Zn-Cu (Au). El Prospecto presenta un Anticlinal con rumbo N165°-13°°, con Fallamientos paralelo "Algamarca", y transversal "Santo Cristo, La Cruz" y oblicuo "Los Alisos", las cuales controlaron el emplazamiento de los cuerpos intrusivos de Caupur, San Jose y La Cruz . El rumbo de las vetas es NE.

La mina Algamarca está localizada sobre el flanco O del anticlinal. Su producción en 45 años fue aproximadamente de 1.5 MT Cu (2.0%), 680 g/t Ag. de vetas polimetálicas. El cuerpo de de cuarzo monzonítico "Caupur"(pórfido) es el mineralizante generadora de las vetas.

AMARO - Au

Amaro es un depósito Epitermal de Baja Sulfuración (AS) que se encuentra en exploración Au.

ARNACOCKA - Au

Arnacocha es un depósito Epitermal de Alta Sulfuración (AS) que se encuentra en exploración por Au.

AURORA PATRICIA – Cu-Au

Aurora Patricia, es un Depósito tipo Pórfido Cu-Au; que se encuentra en exploración.

CHAMIS – Cu-Au

Chamis es un Depósito tipo Pórfido Cu-Au; que se encuentra en exploración.

CHUSUC

Chusuc es un prospecto donde predomina una alteración argílica. Sinter silíceo, fuente geotermal extinta. El prospecto se encuentra en exploración.

CERRO LUQUE

Cerro Luque es un prospecto donde predomina una alteración argílica avanzada .El prospecto se encuentra en exploración.

CERRO NEGRO – Au

Cerro Quilish es un depósito Epitermal de Alta Sulfuración (AS) que se encuentra en cierre.

CERRO QUILISH – Au

Cerro Quilish es un depósito Epitermal de Alta Sulfuración (AS) que se encuentra en exploración por Au.

COLPAYOC – Cu-Au

Colpayoc es un Depósito tipo Pórfido Cu-Au; que se encuentra en exploración.

COSHURO - Au

Coshuro es un depósito Epitermal de Baja Sulfuración (BS) que se encuentra en exploración por Au.

DEBORA – Cu-Au

Débora es un Depósito tipo Pórfido Cu-Au; que se encuentra en exploración.

EL MATEO

El Mateo es un prospecto donde predomina una alteración argílica.El prospecto se encuentra en exploración.

EL ROSAL- Au

El Rosal es un depósito Epitermal de Baja Sulfuración (BS) que se encuentra en exploración por Au.

FILA PALILLO

Fila Palillo es un prospecto donde predomina una alteración de silicificación. El prospecto no ha sido explorada.

HUAYQUISONGO

Huayquisongo es un prospecto donde predomina una alteración argílica. Se aloja en el centro volcánico Huayquisongo, en los flujos piroclásticos de bloques y cenizas de un domo andesítico. El prospecto se encuentra en exploración.

INCAHUASI - Au

Incahuasi es un depósito Epitermal de Baja Sulfuración (BS) que se encuentra en exploración por Au.

KUPFERTAL - Au

Kupfertal es un depósito Epitermal de Alta Sulfuración (AS) que se encuentra en exploración por Au. Se encuentra situado debajo de Yanacocha.

LA CARPA – Cu-Au

La Carpa es un Depósito tipo Pórfido Cu-Au; que se encuentra en exploración.

LA PALOMA

La Paloma es un prospecto donde predomina una alteración de silicificación. Zona de alteración tipo vuggy silica, alojada en los depósitos piroclásticos eocénicos. El prospecto se encuentra en exploración.

LUCERO - Au

Lucero es un depósito Epitermal de Baja Sulfuración (BS) que se encuentra en exploración por Au.

MIRAFLORES

Miraflores es un prospecto con un cuerpo intrusivo de composición andesítica, con cristales de plagioclasa y anfíbol. Se observan cristales de clorita que podrían sugerir una alteración propilítica, sin embargo, existe también mucha magnetita diseminada que podría corresponder ya a una alteración potásica?. El prospecto se encuentra en exploración.

MISHACOCHA - Au

Mishacocha es un depósito Epitermal de Alta Sulfuración (AS) que se encuentra en exploración por Au.

PICOTA - Au

Picota es un depósito Epitermal de Alta Sulfuración (AS) que se encuentra en exploración por Au.

PIEDRA GRANDE

Piedra Grande es un prospecto donde predomina una alteración de silicificación. La roca silicificada, de color gris oscura presenta muchas oquedades asemejando una vuggy silica. El prospecto se encuentra en exploración.

POZOS RICOS – Au, Ag

Pozos Ricos es un depósito Epitermal de Baja Sulfuración (BS) que se encuentra en exploración por Au y Ag..

SAN JOSE – Au

San José es un depósito Epitermal de Alta Sulfuración (AS) que se encuentra en cierre.

SHAHUINDO – Au

Shahuindo es un depósito de oro epitermal en sedimentario. La principal estructura es el anticlinal abierto “Algamarca”, que tiene rumbo N130° y buzamientos de 75°E y 70°O. La mineralización de Au-Ag se ha encontrado en su

flanco NE. Areniscas de la formación Chimú conforman los flancos pronunciados del anticlinal. Aún se encuentra en exploración.

TANTARICA

Tanta Rica es un Stockwork donde predomina una alteración argílica avanzada. El prospecto se encuentra en exploración.

TITÁN – Au, Ag

Titán es un depósito Epitermal de Alta Sulfuración (AS) que se encuentra en exploración por Au, Ag.

TRES CRUCES – Au, Ag

Tres Cruces es un depósito tipo Epitermal de Alta Sulfuración (AS) que se encuentra en exploración por Au y Ag.

3.2 GEOQUÍMICA DE ROCAS DESDE LA REGIÓN DE CAJAMARCA

Los depósitos porfiríticos de Cu formados en ambientes de arco magmático y además relacionados a fluidos magmáticos son típicamente exseltos desde magmas calcoalcalinos con medio a alto contenido de K, emplazado en ambientes volcánicos. [\(Sillitoe, 1972, 1988\)](#).

Numerosos estudios han caracterizado la geoquímica, origen y evolución de las rocas ígneas en los arcos magmáticos de los andes [\(Hawkesworth et al., 1979; Gill, 1981; Hildreth y Moorbath, 1988; Davidson et al., 1991; Kay et al., 1991; Macfarlane, 1999\)](#). En contraste recientes estudios geoquímicos [\(Lang y Titley, 1998; Richards et al 2001\)](#) de depósitos porfiríticos de Cu se han enfocado para distinguir los stocks mineralizados de los no mineralizados.

Recientes estudios han caracterizado los stocks intrusivos mineralizados de los estériles en el distrito de Hualgayoc [\(Macfarlane y Petersen, 1990; Macfarlane et al., 1994; James, 1998; Macfarlane, 1999\)](#), mientras [Turner](#)

(1997) presentó una data de elementos mayores y elementos traza desde rocas volcánicas del Mioceno medio a tardío del distrito minero de Yanacocha.

Es esta interpretación se presenta un modelo petrogenético para las unidades magmáticas del Cenozoico, apoyada con estudios de isótopos radiogénicos, tratando de investigar las posibles variaciones entre los intrusivos mineralizados y aquellos que no tienen mineralización.

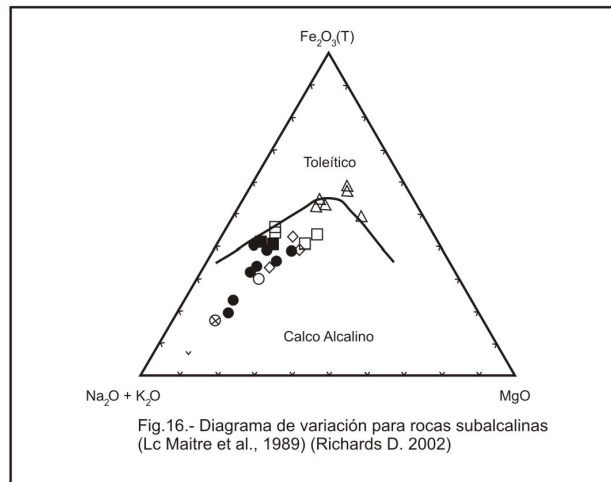
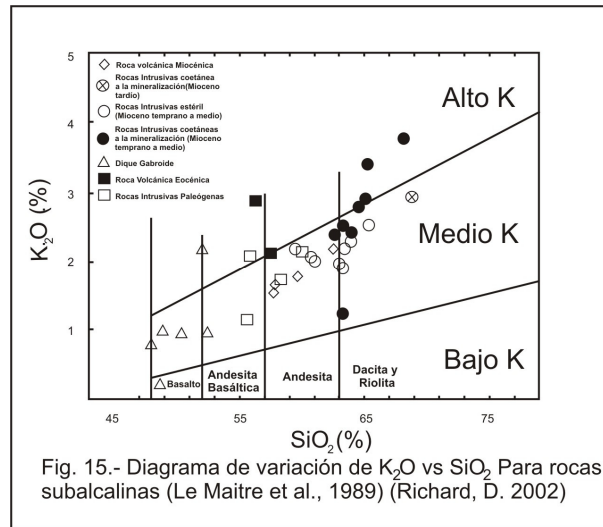
3.2.1 ESTUDIOS PETROLÓGICOS

Las rocas intrusivas del Cenozoico en nuestra zona de estudio van desde el rango de gabro (las cuales son raras), gabro horbléndico y dioritas horbléndica \pm biotita (más comunes). Los diques de gabro tienen una textura débilmente porfírica. Así mismo los stocks dioríticos son moderadamente a fuertemente porfíricos. Las secuencias volcánicas en el área de estudio van desde una composición basáltica a andesita y son fuertemente porfíricos. El clinopiroxeno es común en los diques y rocas volcánicas y generalmente define asociaciones de minerales anhidros, ejemplo: Plagioclasa + clinopiroxeno \pm hornblenda. Las rocas intrusivas félsicas están mayormente caracterizadas por una asociación de minerales hidratados de plagioclasa + hornblenda \pm biotita \pm cuarzo y raro clinopiroxeno. La mayoría de las rocas ígneas muestreadas en la región (Davies, 2002) demuestran una débil a moderada alteración porfírica (sericita-carbomatos-clorita) que es la más común y las mas extensa.

A.- ELEMENTOS MAYORES

Las rocas ígneas demuestran un amplio rango en la concentración de SiO₂ (47.9-68.8 Wt%). Los diques de gabros son predominantemente más básicos (47.9-52.4 wt% SiO₂) que las unidades ígneas Paleógenas que son de composición intermedia (55.6-60.0 Wt% SiO₂). La mayoría de las muestras (rocas intrusivas y volcánicas) se plotan en el campo de medio a alta concentración de K (Fig. 15) y el rango va desde débilmente alcalina a subalcalina y son metaluminosas. Los diques de gabro caen dentro del campo de las rocas toleíticas – calcoalcalinas

(fig. 16) y demuestran un alto contenido de Fe_2O_3 . Así mismo las otras rocas ígneas demuestran una afinidad calcoalcalina.



Los centros mineralizados Miocénicos demuestran una similar tendencia y contenido de elementos mayores con los centros intrusivos no mineralizados, con la excepción de K_2O , lo que demuestra un ligero enriquecimiento en los sistemas mineralizados. Este enriquecimiento es debido quizás a la alteración hidrotermal (feldespato K – biotita). Una muestra (S-T1) desde el depósito El Galeno tiene un ratio altamente anómalo en $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

B.- ELEMENTOS TRAZA

Las rocas ígneas demuestran sobre todo un decrecimiento en elementos incompatibles Ni, Sc y V con el incremento del fraccionamiento. Las unidades félsicas Paleógenas demuestran una significativa decrecimiento Ni y Co que las otras series ígneas. El Rb y Ba (LILE) incrementan con el fraccionamiento en todas las series ígneas.

Alto contenido de Rb en la muestra S-T1 es debido probablemente a la alteración de los fenocristales de plagioclasas y un alto contenido de Ba es también evidente en una muestra volcánica del Mioceno tardío (S-MC4). Las muestras desde centros mineralizados son ligeramente empobrecidas en Ba en comparación con sus coetáneas intrusiones estériles, las cuales posiblemente reflejan la movilidad del Ba durante la actividad hidrotermal. Las rocas félsicas Paleógenas demuestran un ligero incremento en el contenido de Sr en comparación a las unidades Miocénicas que demuestran un decrecimiento. Correlación Rb/Sr vs SiO₂ para todas las rocas ígneas demuestra una moderada correlación pero sobre todo un incremento en el ratio Rb/Sr asociado con incremento en el contenido de sílice.

Rocas félsicas del Paleógeno y básicas del Oligoceno demuestran un incremento en (HFSE), Nb, Hf y Zr con fraccionamiento. Dos muestras (S-26 y S-32) demuestran altas anomalías en HFSE. El Th y SiO₂ se correlacionan negativamente en las unidades Paleógenas. Con la excepción de tres muestras desde El Galeno, las intrusiones coetáneas con la mineralización son típicamente enriquecidas en Th comparado con sus coetáneas intrusiones estériles. Las muestras desde El galeno demuestran ligeramente menos contenido de Th que otras muestras desde otros centros mineralizados.

C.- TIERRAS RARAS

Todas las unidades ígneas demuestran un enriquecimiento en LREE ploteados sobre condritas normalizados. La mayoría de las anomalías carecen de anomalías en Eu, con solamente unas pocas débiles anomalías de Eu. Los diques dioríticos horbléndicos al sureste de El Galeno (S-16) tienen el más bajo

ratio LREE/HREE, La_N/Yb_N de 4.0, también como la más baja abundancia de REE.

Una muestra porfírica desde el intrusivo de Yanacocha tiene el más alto ratio La_N/Yb_N de 21.8, pero una muestra desde la secuencia volcánica Llama-Calipuy (S-32) tiene la más alta abundancia de REE.

Los diques tienen una alta abundancia en REE (promedio de 7.0 en La_N/Yb_N) este ratio decrece con el fraccionamiento desde gabro a diorita horbléndica. Estas dos unidades intrusivas básicas con fenocristales de horblenda carecen de una disminución de tierras raras pesadas.

Las rocas félsicas Paleógenas tienen una muy alta abundancia en REE comparado con todas las rocas ígneas. La abundancia de REE está asociada con mayor contenido de SiO_2 . Estas rocas tienen un ratio promedio de La_N/Yb_N con un rango de 8.9.

Las rocas intrusivas estériles Miocénicas demuestran perfiles lineales en REE. Ellos tienen un rango en el ratio La_N/Yb_N desde 7.4 a 13.3 con un promedio de 10.9. y demuestra una variación limitada en el contenido de LREE y HREE.

Las intrusiones coetáneas a la mineralización tienen un ratio de La_N/Yb_N 9.7 a 21.8 con el promedio más alto de 12.9. Los perfiles de las muestras desde los centros mineralizados Miocénicos también demuestran moderada variación en el contenido de HREE comparado con el contenido uniforme de LREE.

Tabla 6.- valores de los ratios La_N/Yb_N

Procedencia	Mínimo	Máximo	Promedio
Diques de Gabro	4.0	11.0	7.0
Unidades Ígneas Paleógenas	5.1	16.1	8.9
Unidades Intrusivas Miocénicas			
Stocks estériles	7.4	13.3	10.9
Stocks mineralizados	9.7	21.8	12.9
Unidades volcánicas miocénicas	7.4	12.3	9.8

GRÁFICOS Sm vs Th

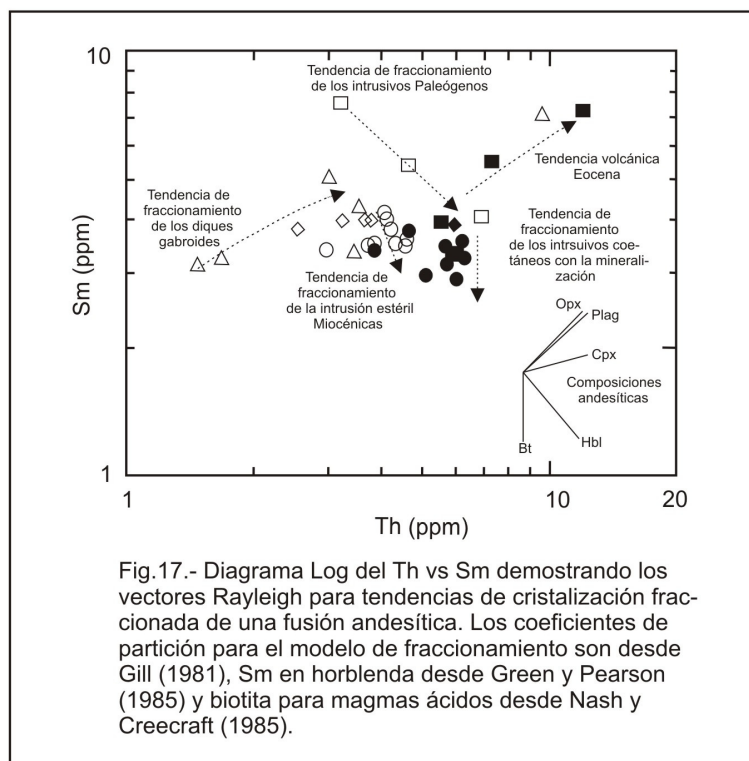
Tendencias de fraccionamiento.- los gráficos bivariantes Sm vs Th han sido usados para determinar las variaciones en la partición de elementos traza para las diferentes rocas ígneas muestreadas desde la región Cajamarca.

El Th es altamente incompatible a través de la diferenciación y generalmente es inmóvil durante los procesos hidrotermales (Kerrick and Wyman, 1997). El Th será usado como un índice de fraccionamiento. El Sm tiene muy altos valores de K_D para anfíbol/líquido comparado con piroxeno/líquido entonces estas muy altas diferencias entre ensambles de alteración hidratados y anhidros (Aldanmaz et al., 2000). Los valores del K_D para el Sm en anfóbles incrementa con el fraccionamiento (desde una fusión básica hasta ácida), por consiguiente las más altas composiciones del magma pueden ser controladas por el fraccionamiento del anfíbol.

Las muestras de varias edades muestran diferentes tendencias a lo largo del gráfico log. Sm vs Th de las rocas ígneas desde la región Cajamarca (Fig. 17). Los diques Gabroides demuestran un incremento lineal en Sm con Th. Los vectores teóricos Rayleigh sugieren que la composición de estas rocas fueron predominantemente controladas por el fraccionamiento de minerales anhidros, tal como la plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Las muestras de los intrusivos Paleocenos-Eocenos decrecen en Sm con incremento en Th significativamente, El Th decrece con el incremento en SiO_2 para esas muestras posiblemente sugiere una saturación de Th.

Así mismo se infiere el fraccionamiento de la hornblenda desde la tendencia de un vector teórico y no es aplicable. En contraste. El Sm y Th en muestras volcánicas Eocénicas demuestran una correlación positiva, sugiriendo una tendencia de fraccionamiento dominada por minerales anhidros.

Las rocas intrusivas Miocénicas demuestran en general un decrecimiento en Sm con incremento en Th. Las intrusiones Miocénicas estériles demuestran similar pero ligeramente empinada tendencia que las intrusiones Paleocenas indicando un fuerte



fraccionamiento en hornblenda y menor biotita. Las muestras coetáneas con la mineralización demuestran una mínima variación en Th con decrecimiento en Sm. Los vectores teóricos Rayleigh combinados con evidencias petrogenéticas indican que la composición de la fusión de los stocks Miocénicos coetáneos con la mineralización fue fuertemente influenciada por biotita y un menor fraccionamiento de hornblenda. En contraste, La tendencia de las rocas volcánicas Miocénicas demuestran una tendencia plana con variaciones mínimas del contenido de Sm con incremento Th. Esto sugiere que la composición de la fusión para las secuencias volcánicas Miocénicas fue controlada por un fraccionamiento de ambos minerales hidratados y anhidros.

3.2.2 INTERPRETACIÓN

Los modelos petrogenéticos para arcos de magmas desarrollados antes de un intenso engrosamiento cortical sugieren que las fases minerales de olivino-piroxeno y minerales oxidados controlaron el fraccionamiento cerca de la base de la corteza. (Atherton et al., 1985; Hildreth y Moorbath, 1988). El modelo de la fusión parcial de las tierras raras sugiere que las fusiones Paleógenas se equilibraron con fases minerales anhidras. (piroxeno y olivino).

Las rocas ígneas félsicas del paleógeno y máficas del Oligoceno desde la región de Cajamarca demuestran una amplia variación en Sr_i a través de un estrecho rango sílice y ϵ_{Nd} . El Th demuestra una correlación negativa con incremento de SiO_2 posiblemente se sugiere una saturación de Th o contaminación de la corteza superior. (Richards y Villeneuve, 2002).

La composición isotópica sugiere un Nd radiogénico bajo y un alto Sr radiogénico, posiblemente agua del mar o corteza superior contaminó el origen de algunos magmas Paleógenos. Los ratios máficos y los modelos de fusión parcial sugieren que estas fusiones derivan desde un ambiente de arco magmático joven en el cual la base de la corteza fue más somera que el presente y dominada por olivino y piroxeno.

Atherton et al., (1985) concluye que las rocas volcánicas del Calipuy (Eoceno) en el norte del Perú fueron derivadas desde una fusión parcial de un manto peridotítico de granate libre que sufrió un fraccionamiento tardío de minerales anhidros. Los modelos de elementos traza de los magmas Paleógenos indican que los ensambles minerales anhidros (plagioclasa y piroxeno) controlaron el fraccionamiento de las fusiones volcánicas. Así mismo las fusiones intrusivas siguieron la tendencia de fraccionamiento de la hornblenda. Esto sugiere que la composición de las intrusiones intrusivas fueron caracterizadas por un ligeramente agua magmática.

Las rocas ígneas de los sectores de Cajamarca y Hualgayoc tienen muy alto valores de Sr_i que las rocas ígneas Cretácicas del batolito de la costa sector norte. Tal incremento en Sr_i con el tiempo es observado a través del cinturón de los Andes y se infiere a ser el resultado de un incremento en la contaminación

cortical debido al ensanchamiento de la corteza (Davidson et al., 1991) o variaciones en la fuente.

Macfarlane (1999) documentó una homogeneidad isotópica (Pb, Nd y Sr) de las rocas ígneas y menas desde el distrito de Hualgayoc concluyendo que la data isotópica soporta un modelo de sedimentos subducidos enriquecidos por el manto que generó los magmas padres.

Las rocas ígneas Miocénicas desde Cajamarca y Hualgayoc tienen similar composición isotópica (Fig.xx). Las rocas ígneas Miocénicas desde Cajamarca (0.7043-0.7050) y Hualgayoc (0.7043-0.7048), tienen composiciones superpuestas de Sr_i, aunque muchas de las rocas desde Cajamarca contienen ligeramente más Nd radiogénico. Las rocas Miocénicas.

La composición isotópica de las rocas ígneas Miocénicas desde Cajamarca y Hualgayoc indica que esos magmas fueron derivados desde un manto enriquecidos que homogenizó a niveles profundos, posiblemente en el manto superior y sufrió una asimilación o contaminación.

Las rocas ígneas Miocénicas demuestran un general empobrecimiento en tierra raras pesadas y medias con incremento en el contenido de sílice. Algunas de las rocas volcánicas Miocénicas tienen ligeras anomalías de Eu, así mismo la mayoría de las intrusiones Miocénicas carecen de anomalías negativas de Eu. La ausencia de una anomalía negativa de Eu puede resultar desde una alta oxidación magmática y /o una sobreimposición de fraccionamiento de plagioclasas.

3.2.3 DISCUSION

Características petrográficas y geoquímicas han sido utilizadas para caracterizar tres actividades ígneas en la región Cajamarca: Esto incluye (1) diques gabroides, (2) rocas félsicas Paleógenas y (3) rocas ígneas Miocénicas. Las tres actividades estas empobrecidas en HFSE a LILE y LREE.

Los diques grabroides son toleíticos con una tendencia composicional que sugiere clinopiroxeno y posiblemente fraccionamiento de olivino. Los diques demuestran un característico arco primitivo con incremento en contenido de Zr, Y, REE con incremento en SiO₂ (Pearce y Norry, 1979). Con la excepción de dos muestras que contienen fenocristales de horblenda, muchos diques de gabros contienen ensambles de minerales anhidros. Las unidades félsicas demuestran similar tendencia de elementos mayores y traza que los diques de gabro. Las rocas Paleógenas incrementan en contenido de Al₂O₃, MnO, P₂O₅, Zr, Y y REE con el fraccionamiento. Estas tendencias sugieren que el Zr y P fueron incompatibles. Las unidades Paleógenas también demuestran un decrecimiento en el contenido de Th con el incremento de SiO₂. El modelamiento de los elementos traza sugiere que el fraccionamiento de los minerales anhidros y posiblemente de los hidratados ocurrió. En comparación con las rocas ígneas Miocénicas estas demuestran una correlación negativa entre P₂O₅, Na₂O, Sr y LREE con SiO₂. Muestras mineralizadas desde los complejos intrusivos Miocénicos están enriquecidos en K₂O y Th, y empobrecidas en Ba, comparados con las unidades intrusivas estériles de similar edad. La movilidad de K₂O y Ba, durante la alteración hidrotermal (Kerrick y Wyman, 1997), posiblemente explican las variaciones de estos elementos. Las rocas volcánicas Miocénicas demuestran similar tendencias que las intrusiones Miocénicas pero algunas rocas tienen anomalías negativas de Eu. Los datos de los elementos mayores y traza (incluyendo tierras raras) de las rocas ígneas del Mioceno sugieren fraccionamiento de minerales hidratados y anhidros. Este proceso de fraccionamiento tomó lugar fuera del campo de estabilidad de la plagioclasa para todos los intrusivos Miocénicos y mucho más de las rocas volcánicas.

3.3 ISÓTOPOS DE PLOMO EN LA REGIÓN DE CAJAMARCA

La aplicación de los isótopos radiogénicos en los depósitos minerales son necesarios para determinar los modelos conceptuales o modelos genéticos para la mineralización. Este modelamiento incluye determinaciones de edad y caracterización del origen de los fluidos hidrotermales, como también los procesos de interacción con la roca caja. Esta herramienta es también aplicada en la actividad de las exploraciones mineras, definiendo las anomalías

geoquímicas isotópicas producidas por los procesos de alteración con la roca caja, permitiéndonos establecer la relación que existe entre las minas más importantes que se encuentran cercanas al prospecto investigado.

Durante el programa de exploración mineral la definición de los modelos conceptuales para los prospectos es importante, debido a que el modelamiento, cuando lo comparamos con algunos depósitos económicos permiten estimar las expectativas del tipo de mena, tonelaje y la ley, debido a que si el prospecto tiene la misma composición isotópica, podría ser similar. El concepto general de la geología isotópica aplicado a los estudios de exploración de minas es que: ***“una ocurrencia mineral que tiene la misma firma que un depósito económico en el mismo distrito puede ser económico también”***. Este concepto está basado sobre el factor que si la firma isotópica es la misma, la mineralización del prospecto tiene el mismo origen y ha experimentado el mismo proceso geológico, con un control geológico similar que el depósito económico.

En nuestra zona de estudio son pocos los yacimientos que tienen estudios isotópicos o si se han llevado a cabo son pocas las publicaciones que se hayan publicado. Entre las zonas con estudios isotópicos tenemos el distrito minero de Hualgayoc ([Macfarlane, 1988](#)) y Minas Conga ([Davies, 2002](#)). Estos estudios fueron realizados en zonas muy distintas y mediante métodos similares (isótopos de Pb).

Los datos isotópicos disponibles para Hualgayoc son comparados con datos publicados en Minas Conga. Estos resultados y su interpretación preliminar constituyen el inicio de una investigación sobre la composición isotópica del plomo en menas y rocas de la zona norte del Perú.

Las composiciones isotópicas de Sr y Nd de rocas magmáticas seleccionadas, fueron también conducidas durante este estudio. Sin embargo algunas de las rocas magmáticas fueron alteradas por fluidos hidrotermales tardíos.

Dos muestras fueron elegidas (S-16 y S-59) para detectar alguna perturbación del sistema isotópico Sr y Nd que resulta desde un flujo de un fluido hidrotermal a través de la roca intrusiva hospedante, los resultados indicaron que los fluidos

hidrotermales tienen probablemente el ratio isotópico original perturbado por la roca intrusiva.

3.3.1 ESTUDIOS ISOTÓPICOS DE Pb EN EL DISTRITO MINERO DE HUALGAYOC

La composición isotópica del plomo ha sido medida por medio de microsonda iónica en cinco muestras de galena, provenientes de una veta y dos mantos del distrito minero de Hualgayoc. Las muestras analizadas presentan resultados con poca variación, sugiriendo que el plomo tanto en las vetas como en los mantos se derivó de una misma fuente. (Macfarlane, 1988).

Los resultados de los análisis preliminares son presentados en la tabla 5 y están graficados en la Fig.11 como diagramas de correlación para los cocientes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ del Pb. En la Fig. 11 También se incluye con fines de comparación, las composiciones isotópicas del Pb en menas de los distritos mineros de Milpo y Atacocha (Gunnesh y Baumann, 1984), en los basaltos de la placa de Nazca (Unruh y Tatsumoto, 1976), y en los pórfidos de Cu del occidente de Colombia (Sillitoe y Hart, 1984).

Tabla 5.-Resultados de los análisis isotópicos de Pb de las 5 muestras recolectadas desde Hualgayoc. (Macfarlane, 1988)

Muestra	Análisis	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
AT-38	1	0.8315	2.0546
	2	0.8315	2.0553
	3	0.8325	2.0584
	4	0.8317	2.0582
	5	0.8322	2.0576
	6	0.8322	2.0581
	7	0.8316	2.0582
	8	0.8322	2.0583
	9	0.8313	2.0570
	10	0.8323	2.0593
	11	0.8325	2.0575
	12	0.8322	2.0583
	13	0.8325	2.0581

	14	0.8327	2.0601
	15	0.8326	2.0570
	16	0.8333	2.0620
	17	0.8317	2.0607
	18	0.8333	2.0616
	19	0.8327	2.0594
	20	0.8324	2.0603
85073E	1	0.8311	2.0585
	2	0.8313	2.0548
	3	0.8319	2.0569
	4	0.8304	2.0575
	5	0.8302	2.0533
	6	0.8300	2.0496
	7	0.8396	2.0511
	8	0.8316	2.0555
85011B	1	0.8315	2.0576
	2	0.8305	2.0550
	3	0.8341	2.0694
	4	0.8312	2.0507
85011F2	1	0.8320	2.0599
	2	0.8317	2.0603
85011i1	1	0.8312	2.0528
	2	0.8331	2.0557
	3	0.8338	2.0603
	4	0.8290	2.0504
	5	0.8322	2.0532
	6	0.8320	2.0525
	7	0.8285	2.0505

Los análisis ploteados en la Fig.11 demuestran la homogeneidad de los valores isotópicos de las galenas analizadas. Las variaciones detectadas en 41 análisis realizadas sobre 5 muestras del distrito de Hualgayoc es menor a 1% tanto en 207/206 Pb como en 208/206 Pb. Los cocientes respectivos para muestras de la veta Atahualpa, El manto Mansita y el manto Lola se plotean en el mismo campo, sugiriendo que el plomo de estas muestras provienen de una fuente común ([Macfarlane, 1988](#)). Los datos isotópicos de Hualgayoc definen un área con cocientes 208/206 Pb menores al de las menas del Perú central y

mayores al de los basaltos de la placa de Nazca y al de los pórfidos de Cu en Colombia.

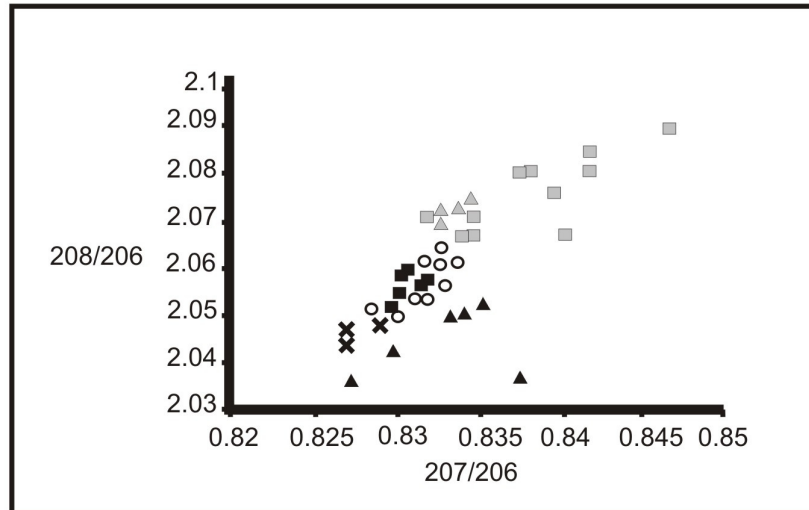


Fig. 11.- Diagrama de cocientes de Pb 207/206 vs los cocientes de Pb 208/206, mostrando los análisis de la veta Atahualpa (cuadrados negros), manto mansita (rombos claros) y el manto Lola (círculos). También se incluye para comparación los análisis isotópicos de las menas en los distritos de Milpo y Atacocha (triángulos blancos, Gunnesch y Baumann, 1984), los basaltos de la placa de Nazca (triángulos negros, Unruh y Tatsunoto, 1976) y de los pórfidos de Cu al occidente de Colombia (Aspas negras, Sillitoe y Hart, 1984).

Fig. 12a y 12b muestra variaciones de los cocientes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en una travesía de 20 puntos a través de un cristal de galena proveniente de la veta de Atahualpa.

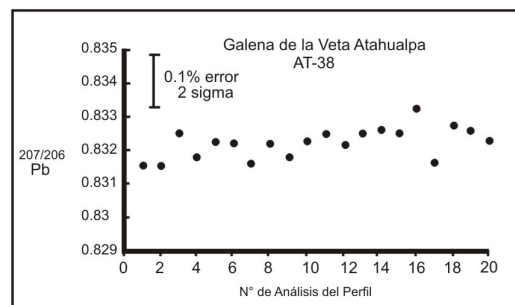


Fig. 12a.- Perfil de cocientes de Pb 207/206 en una travesía de 20 puntos, desde el interior hasta el borde externo de un cristal de Galena

Estos perfiles muestran que la composición isotópica de las soluciones mineralizantes varió en un 0.22% y 0.36% en los cocientes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ respectivamente, durante el crecimiento del cristal de galena analizada en la

muestra AT-38. aunque aparentemente estos cocientes tienden a incrementarse con el tiempo, estas variaciones son sólo 2 a 3 veces la reproducibilidad de la técnica analítica.

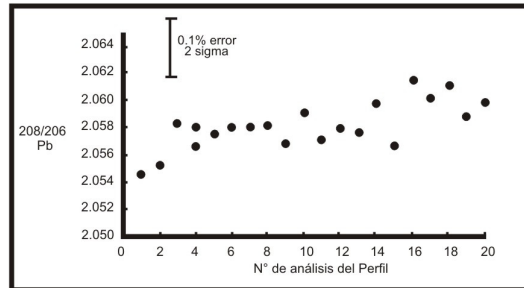


Fig. 12b.- Perfil de cocientes 208/206 Pb en la misma travesía

3.3.2 ESTUDIO DE ISÓTOPOS DE Pb EN EL SECTOR DE LOS PÓRFIDOS MIOCÉNICOS

La composición Isotópica del Pb de las menas de las rocas ígneas han sido usadas para inferir el origen de los metales asociados con los depósitos magmáticos - hidrotermales de los andes centrales (6° S a 32° S) ([Macfarlane, 1999](#)). Basándose sobre estas composiciones, [Macfarlanes et al., \(1990\)](#) y [Petersen et al., \(1993\)](#) presentan mapas de los andes centrales que identifican tres principales provincias isotópicas (Ver Fig. 13).

La data de los Isótopos de Pb define provincias y son generalmente menos radiogénicas y se interpretan que reflejan una buena mezcla del manto sub andino enriquecido por el sedimento subducido ([Barriero, 1984](#); [Macfarlane, 1999](#)) La provincia III tiene elevados ratios $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ característicos de la corteza superior y es inferido a representar una mezcla de una corteza antigua félsica ([Pichavant et al., 1988](#)) En la provincia II los ratios de los isótopos de Pb yacen entre las dos provincias previas. [Mcfarlane et al. \(1990\)](#) interpreta estos valores a representar una variación en el grado de la mezcla entre los orígenes tipo manto (provincia I) y tipo corteza (provincia III). La composición de los isótopos de Pb de calcopirita y piritita separadas desde una intrusión coetánea con la mineralización en El Galeno, Michiquillay y Minas

Conga fueron determinadas para asegurar una variación sistemática en el origen de los metales a lo largo de la región de Cajamarca (Ver fig. 13).

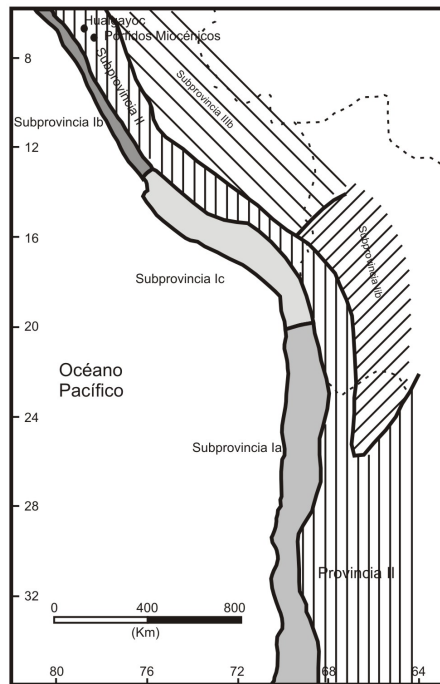


Fig. 13.- Mapa de isótopos de Pb de los Andes Centrales, demostrando las provincias propuestas por Macfarlane et al., (1990) y Petersen et al., (1993).

Basándose sobre estas composiciones, **Macfarlanes et al., (1990)** y **Petersen et al., (1993)** presentan mapas de los andes centrales que identifican tres principales provincias isotópicas (Ver Fig. 13).

La data de los Isótopos de Pb define provincias y son generalmente menos radiogénicas y se interpretan que reflejan una buena mezcla del manto sub andino enriquecido por el sedimento subducido (**Barriero, 1984; Macfarlane, 1999**) La provincia III tiene elevados ratios $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ característicos de la corteza superior y es inferido a representar una mezcla de una corteza antigua félsica (**Pichavant et al., 1988**) En la provincia II los ratios de los isótopos de Pb yacen entre las dos provincias previas. **Mcfarlane et al. (1990)** interpreta estos valores a representar una variación en el grado de la mezcla entre los orígenes tipo manto (provincia I) y tipo corteza (provincia III). La composición de los isótopos de Pb de calcopirita y pirita separadas desde una

intrusión coetánea con la mineralización en El Galeno, Michiquillay y Minas Conga fueron determinadas para asegurar una variación sistemática en el origen de los metales a lo largo de la región de Cajamarca (Ver fig. 13).

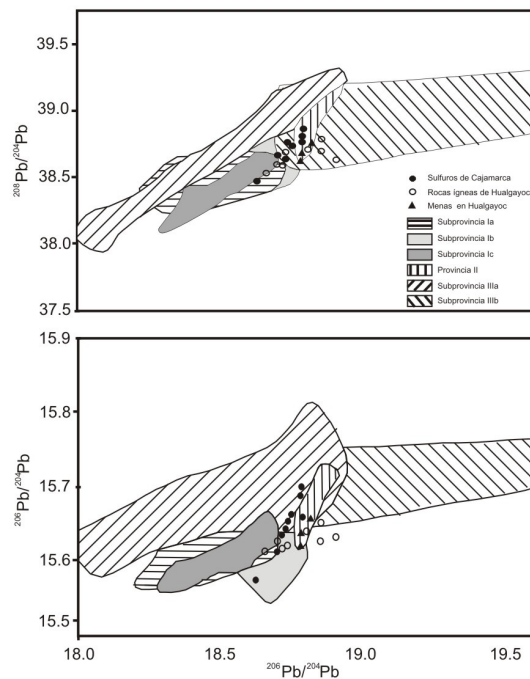


Fig. 14b.- Composición isotópica del Pb desde estudios previos de menas y rocas ígneas des-de el distrito de Hualgayoc (Macfarlane y Petersen, 1990) y los campos de variación para las provincias y sub-provincias isotópicas Macfarlane et al., (1990) y Petersen et al., (1993)

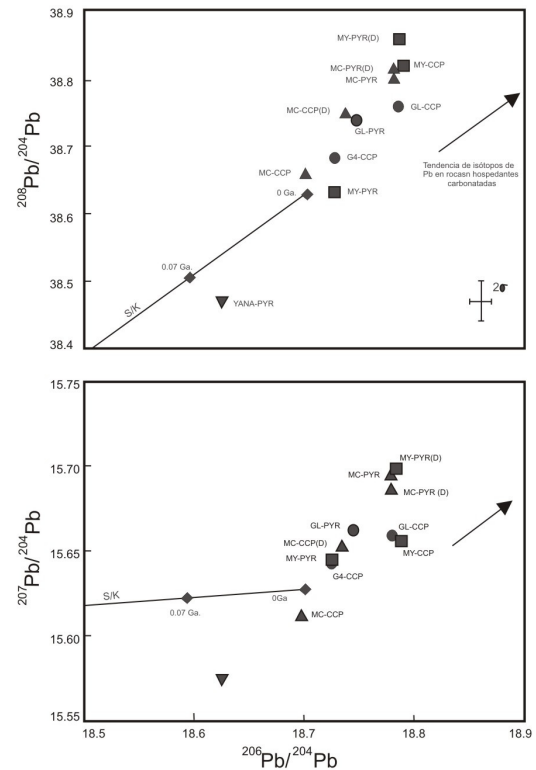


Fig. 14a.- Ratios de isótopos de Pb desde centros mineralizados. El Galeno (G), Mi-Chiquillay (MY), Minas Conga (MC) y Yanacocha. PYP= pirita y CCP= calcopirita. Richard, D. (2002).

Adicionalmente calcopirita separa desde un pórfido MBx tardío pobremente mineralizado en El Galeno y pirita desde una intrusión alterada a cuarzo-sericita en Yanacocha fueron también analizadas. Muestras duplicadas fueron también corridas para algunas de las muestras.

Una particular nota es que las muestras duplicadas muestran alguna variación, pero se encuentran generalmente dentro del error analítico. La variación en los resultados puede ser producto de las inclusiones fluidas dentro de los granos analizados, como también por fluidos externos posiblemente desde rocas carbonatadas.

Regionalmente la pirita de Yanacocha tiene el ratio radiogénico de Pb más bajo y se plotea hacia el Final de la provincia Ib (Ver Fig. 14a). La pirita desde Michiquillay y la calcopirita desde el pórfido MBx en el Galeno también yace en el final no radiogénico de la data y dentro de la provincia Ib.

La calcopirita desde las intrusiones en El Galeno, Michiquillay y Minas Conga tienen similar composición isotópica de Pb, que se plotea dentro de los miembros finales de la provincia I y II. En contraste la pirita de Minas Conga y posiblemente desde Michiquillay tienen elevados valores $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Estos ejemplos están ploteados hacia el final de la provincia II. (Ver Fig. 14a y b). Con la excepción de la pirita desde Minas Conga y Michiquillay, estos resultados se traslapan con la composición isotópica de la rocas ígneas desde Hualgayoc. [\(Macfarlane y Petersen, 1990\)](#).

3.3.3 DISCUSIÓN

Una característica distintiva de los depósitos porfiríticos en el norte del Perú es su roca hospedante, de esta manera el depósito porfirítico El Galeno esta emplazado en rocas sedimentarias, predominantemente constituido por cuarcitas y areniscas, Michiquillay esta emplazado en cuarcitas y calizas, así mismo Minas Conga está mayormente emplazado en calizas y mármoles.

Michiquillay es el depósito porfirítico más antiguo con 19.77 ± 0.05 Ma. [\(Davies, 2002\)](#). El Galeno es considerado como el segundo sistema porfirítico más antiguo con una edad de 17.5 – 16.5 Ma. [\(Davies, 2002\)](#) y tiene la fase intrusiva más compleja. Los depósitos porfiríticos más jóvenes son los de Minas Conga con 15.58 ± 0.12 (Chailhuagón) y 15.86 ± 0.09 (El Perol).

Michiquillay tiene dos intrusiones coetáneas con la mineralización, El Galeno es el sistema más complejo y tiene por lo menos cuatro fases intrusivas presentes, las dos primeras intrusiones son coetáneas con la mineralización, mientras que las siguientes representan pórfidos tardíos post-mineralización. Perforaciones en Chailhuagón y El Perol han definido stocks post-mineralización

en profundidad que reducen significativamente las leyes de Au-Cu. (Llosa y Veliz, 2000).

La composición de los isótopos de plomo de sulfuros desde las zonas de alteración potásica en los tres depósitos (El Galeno, Michiquillay y Chailhuagón) plotean una tendencia linear que sugiere un origen profundo común.

El depósito de Chailhuagón rico en Au, yace hacia el centro de la provincia I andina. Los ratios de los sulfuros de plomo desde El Galeno y Michiquillay se plotean dentro del final radiogénico de la provincia I y se superpone con las composiciones isotópicas de plomo de menas y rocas ígneas de la región de Hualgayoc (Macfarlane y Petersen, 1990).

Estos resultados son consistentes con un profundo origen, posiblemente del manto superior subandino, que ha sido enriquecido por sedimentos subducidos y sufren una limitada mezcla del material de la corteza superior. (Macfarlane, 1999).

3.4 MAPA METALOGENÉTICO

El Mapa Metalogenético del área de estudio a escala 1:250 000 ha sido preparado en base a dominios geotectónicos, contactos geológicos y a los conocimientos actualizados de los yacimientos y/o prospectos metálicos. Como resultado de este estudio se definieron 5 franjas metalogenéticas que muestran la edad dominante de las unidades tectónicas y la edad de mineralización de los yacimientos y prospectos principales. Los límites de las franjas por lo general corresponden a límites de cuenca, fallas regionales y contactos litológicos.

3.4.1 FRANJAS METALOGENÉTICAS

A.- Franja de pórfidos de Cu-Mo del Cretáceo superior – Paleoceno.

Se ubica en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, comprende el segmento norte del Batolito de la Costa constituidas por rocas intrusivas

emplazadas en el sector oeste de la cuenca sedimentaria de Cajamarca. Se encuentra limitada hacia el este por el contacto litológico con los volcánicos Calipuy y hacia el oeste hasta donde llegan los afloramientos de los intrusivos. Son pocas las dataciones hechas en este sector de la zona de estudio y pocos los depósitos minerales descubiertos. El principal depósito de esta franja en nuestra zona de estudio es El Rosal (pórfido de Cu-Mo).

B.- Franja de los pórfidos Miocénicos

Se encuentra constituida por dos subfranjas. La primera está controlada por el sistema de fallas Punre-Canchis, el cual presenta una clara orientación NW. Entre los principales depósitos emplazados en esta franja tenemos los pórfidos de Michiquillay, El Galeno, Minas Conga con edades entre 21.30 y 15.58 Ma. La segunda subfranja se encuentra en la parte sur de nuestra zona de estudio y tiene una clara orientación E-W y se encuentra limitada por el sistema de fallas Quesquenda. Entre los principales depósitos característicos tenemos: Cascabamba, Las edades de mineralización entre ambas subfranjas es muy parecido. Y se infiere tengan la misma composición geoquímica. Esta última subfranja se infiere esta asociada al límite sur de la cuenca sedimentaria de Cajamarca, el límite tiene una clara orientación ESE (deflexión de Cajamarca) (Wilson, 2000)

C.- Franja de depósitos epitermales

Ocupan superficialmente la mayor parte de nuestra zona de estudio y se encuentra relacionada a las partes más altas de la región. Tenemos reconocidos dos tipos de depósitos epitermales, los de alta sulfuración y los de baja sulfuración. Los depósitos epitermales de alta sulfuración se encuentran emplazados en rocas volcánicas (Grupo Calipuy) y en rocas sedimentarias (Grupo Goyllarisquizga). Mientras que los depósitos de baja sulfuración por lo general solo se encuentran asociados a rocas volcánicas.

En límite entre los depósitos de alta sulfuración y los de baja sulfuración parece estar asociado al nivel de erosión (Enriquez, 2006). Las franjas de epitermales hospedados en rocas volcánicas (Grupo Calipuy) tiene una clara orientación NW, mientras que los que se encuentran asociados a rocas

sedimentarias del Cretácico superior su se encuentran en una franja con un rumbo E-W.

Estos depósitos por lo general pertenecen al Mioceno tardío. Entre los principales depósitos de alta sulfuración hospedado en rocas volcánicas tenemos: Yanacocha, La Zanja, Sipan. Depósitos epitermales hospedados en rocas sedimentarias tenemos: Sayapullo y depósitos de baja sulfuración en rocas volcánica tenemos: Los Pircos y Paredones.

3.4.2 INTERPRETACIÓN

Según los dominios geotectónicos y los contactos litológicos se han podido interpretar 5 franjas metalogenéticas:

- 1.- La franja de pórfidos de Cu-Mo del Cretáceo superior- Paleoceno.
- 2.- La franja de pórfidos-Skarn de Cu-Mo-Au del Mioceno medio.
- 3.- La franja de epitermales del Mioceno superior:
 - 3.1.- Epitermales HS hospedados en rocas sedimentarias.
 - 3.2.-Epitermales LS hospedados en rocas volcánicas
 - 3.3.- Epitermales HS hospedados en rocas volcánicas

la mayor parte de éstas franjas tienen una clara orientación NW-SE (rumbo andino).

El nivel de erosión ha jugado un papel muy importante en la preservación de estos depósitos, por tal razón no es raro encontrar pórfidos con rastros de epitermales ya erosionados (El Perol). En algunos sectores es claro encontrar superpuestas las franjas, un claro ejemplo tenemos entre la franja de los pórfidos-Skarn de Cu-Mo-Au del Mioceno medio con la franja de epitermales del Mioceno superior hospedado en rocas volcánicas. Pinto, R. (xxxx) habla de un pórfido debajo de Yanacocha conocido como kupfertal y Gustafson, L. (2004) habla de una transición pórfido-epitermal en la región de Cajamarca. Lo mismo se infiere sucede entre la subfranja de pórfidos-Skarn del Mioceno medio asociado a la falla Quesquenda (parte sur de la zona de estudio) con los epitermales de alta sulfuración hospedado en rocas sedimentarias, aunque las evidencias no son muy claras como en los epitermales emplazados en volcánicos.

Las rocas volcánicas emitidas en la región ocultan gran parte del control estructural del basamento (Rocas Cretácico superior), pero se infiere que los controles NE pertenecen a una primera deformación, pero la deformación más fuerte es aquella que esta relaciona a los grandes dominios geotectónicos con orientación NW-SE y a través de la cual se han emplazado los depósitos.

CONCLUSIONES

- El emplazamiento de los pórfidos Miocénicos en la región de Cajamarca se desarrolló en un lapso de tiempo de aproximadamente 5.72 Ma, resultando ser ligeramente menor al propuesto por Davies (2002) de aproximadamente 7 Ma.
- Las nuevas dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indican que los pórfidos de Minas Conga (Chailhuagón y El Perol) presentan edades de formación más jóvenes que las del pórfido El galeno.
- Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el sector de la Zanja, indican que los depósitos epitermales en este sector se correlacionan con el final del lapso de tiempo que tuvieron los pórfidos Miocénicos.
- Los centros mineralizados en el sector de pórfidos Miocénicos se emplazaron teniendo como principal control estructural la falla regional Punre, notándose una clara evolución magmática en sentido NW, lo cual puede ser corroborado por las edades de formación de los depósitos.
- Una aparente rotación en sentido del reloj (aproximadamente 20°) de la placa de Nazca, sería el causante del cambio de dirección de convergencia y por lo tanto de los sentidos de los esfuerzos, originando reactivación de fallas con diferente comportamiento (falla Punre).

- La sobreimposición de estructuras debido a la rotación de la placa de Nazca, provocaron zonas de intersección que se convirtieron en estructuras favorables para el ascenso de los magmas y subsecuente alteración hidrotermal.
- El sector Hualgayoc-Tantahuatay, se infiere también estuvo influenciado por la falla Punre.
- Se infiere que el depósito epitermal de Yanacocha es producto de un vulcanismo fisural que se encuentra controlado por dos tipos de fallas de rumbo, la primera tiene una orientación NE y sentido dextral y la otra con orientación NW y de sentido sinistral, formándose de esta manera un fallamiento en bloques, por donde ascendió el magmatismo en diferentes pulsos, provocando interdigitaciones y originándose así el complejo Yanacocha.
- Los resultados isotópicos desde Hualgayoc, indican que los mantos y diques mineralizados tienen una fuente común, dejando de lado la hipótesis del singenetismo de los mantos.
- Los gráficos de correlación de los isótopos de plomo indican que el epitermal de Yanacocha, tiene un origen diferente al de los pórfidos Miocénicos.
- La composición isotópica de Pb de los pórfidos Miocénicos (El Galeno, Michiquillay y Chailhuagón), plotean una tendencia lineal que sugiere un origen profundo.
- Con la excepción de Chailhuagón, la composición isotópica de Pb de los demás pórfidos Miocénicos se traslapan con los datos isotópicos desde Hualgayoc.
- Las rocas magmáticas Paleógenas presentan un ligero incremento en el contenido de Sr, en comparación con las unidades Miocénicas, lo cual se interpreta como una mayor contaminación cortical para las rocas Paleógenas.

- Las rocas magmáticas Paleógenas están caracterizadas por una evolución desde minerales anhidros, con poco contenido de agua, lo cual sugiere que la ausencia de mineralización durante este tiempo es debido a la naturaleza seca de las fusiones magmáticas.

- Las rocas magmáticas Miocénicas están relacionadas a una evolución desde minerales hidratados, estas fusiones ricas en agua atravesaron rápidamente la corteza a través de fallas profundas (Punre), lo cual se vio expresado en una mínima contaminación cortical (Sr).

- Según los dominios geotectónicos se definieron 5 franjas metalogénicas:
 - 1.- La franja de pórfidos de Cu-Mo del Cretáceo superior- Paleoceno.
 - 2.- La franja de pórfidos-Skarn de Cu-Mo-Au del Mioceno medio.
 - 3.- La franja de epitermales del Mioceno superior:
 - 3.1.- Epitermales HS hospedados en rocas sedimentarias.
 - 3.2.- Epitermales LS hospedados en rocas volcánicas
 - 3.3.- Epitermales HS hospedados en rocas volcánicas

REFERENCIAS

- Aldanmaz, E; Pearce, J.A; Thirlwall, M.F y Mitchell, J.G. (2000)** Petrogenic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 67- 95.
- Atherton, M. P; Sanderson, L.M; Warden, V. y McCourt; W.J. (1985)** The volcanic cover: Chemical composition and the origin of the magmas of the Calipuy Group. En: *Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow and London. pp. 973 – 984.
- Barreiro, B. A. (1984)** Lead isotopes and Andean magmagenesis. In *Andean Magmatism, chemical and Isotopic Constraints*, Shiva, Cheshire, pp. 21-30.
- Benavides, C.V. 1999** Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the Andean cycle. En: B.J. Skinner (editor). *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geologists. Special publication N° 7:61-107.
- Benavides, V. (1956)** Cretaceous system in northern Peru. *American Museum of natural History Bulletin*, 108: 355-493.
- Borredon, R. (1982)** Etude geologique et metallgenique du district minier de Hualgayoc (Perou Septentrional) a plomb-zinc-cuivre-argent. Unpub. Ph.D. Thesis, University of Paris VI.
- Canchaya, M. (1990)** Stratabound ore deposits of Hualgayoc, Cajamarca, Perú. En *Stratabound Ore Deposits in the Andes*, pp. 569 – 582.
- Candiotti, H y Guerrero, T. (1997)** Descubrimiento y geología del yacimiento de oro diseminado de Sipán – Cajamarca IX Congreso peruano de Geología, Resúmenes extendidos, Sociedad geológica del Perú, Vol. Esp. N° 1, Lima, pp. 9-13.
- Cordova, J.R. y Hoyos, D. J. (2000)** Geología del pórfido de Cu-(Au-Mo) El Galeno, Cajamarca, Peru, X Congreso Peruano de Geología resúmenes, Sociedad Geológica del Perú, Lima 2000: 246.
- Davidson, J. P; Harmon, R.S y Worner, G. (1991)** The source of central Andean magmas; some considerations. En *Geological Society of America, Special paper 265*, pp. 233 -243.
- Davies, C. (2002)** Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Cajamarca mining district, northern Peru. Unpub PhD. Thesis, James Cook University, Australia.
- Gill, J. B. (1981)** Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin.

- Glazner, A. (1991)** Plutonism, oblique subduction, and continental growth: an example from the Mesozoic of California. *Geology*, 19: 784-786.
- Gunnesch, K y Bauman, D. (1984)** Investigaciones mineralógicas y metalogenéticas en las áreas de Milpo, Atacocha y Machcán (Perú central). En Sociedad geológica del Perú, Volumen Jubilar, LX Aniversario.
- Gustafson, L; Vidal, C; Pinto, R; Noble, D. (2004)** Porphyry-Epithermal transition, Cajamarca region, Northern Peru. En Society of Economic Geologists. Special Publication N° 11 pp. 279-299.
- Harvey, B. A., Myers, S. A. y Klein, T., (1999)** Yanacocha gold district, northern Peru. Pacrim'99, Bali, Indonesia, 10-13 octubre: 445 – 449.
- Hawkesworth, C. J; Gallagher, K; Hergt, J.M y McDermott, F. (1993)** Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 21: 175 – 204.
- Hawkesworth, C. J; Norry, M. J; Roddick, J.C; Baker, P. E; Francis, P. W. y Thorpe R. S. (1979)** $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth and Planetary Science letters*, 42: 45 – 57.
- Hildreth, W. y Moorbath, S. (1988)** Crustal contributions to arc magmatismo in the andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 98: 455 – 489.
- Hollister, V. F. y Sirvas, E. B. (1974)** The Michiquillay porphyry copper deposit. *Mineralium Deposita*, 9: 261-269.
- James, J. (1998)** Geology, alteration y mineralisation of the Cerro Corona porphyry copper-gold deposit, Cajamarca Province, Peru. Unpubl. MSc Thesis, University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- Kay, S. M; Mpodozis, C; Ramos, V. A. y Minizaga, F. (1991)** Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 a 33°) en *Geological Society of America Special Paper* 265, pp. 113 – 137.
- Kerrick, R y Wyman, D. A. (1997)**. Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth science*, 44: 465-487.
- Lang, J. R. y Tittley, S. R. (1998)** Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 93: 138 -170.
- Laughlin, A. W., Damon, P.E. y Watson, B. N. (1968)** Potassium-Argon dates from Toquepala y Michiquillay, Perú. *Economic Geologic*, 63: 166-168.

- Longo, A. (2005)** Evolution of volcanism and hydrothermal activity in the Yanacocha Mining District, Northern Peru. Unpub PhD. Thesis, Oregon State University.
- Llosa, F. y Veliz, J. (2000)** Geología, alteración y mineralización de los pórfidos de Au-Cu de Minas conga, norte del Perú (Cajamarca). X Congreso Peruano de Geología. Resúmenes, Sociedad Geológica del Perú, Lima, 2000: 248.
- Llosa, F., Lescuyer, J.L. y Milesi, J.P. (1996)** Minas Conga: descubrimiento, exploración y marco geológico de los pórfido Au-Cu en la región Cajamarca. Segundo Simposio Internacional de Oro, Comité Aurífero, Sociedad Nacional de Minería y Petróleo, Lima: 275-283.
- Macfarlane, A. (1999)** Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal source. En *Economic Geology*, special publication, n. 7, pp. 195 – 217.
- Macfarlane, A.W., Prol-Ledesma, R.-M. y Conrad, M.E., (1994).** Isotope and Fluid inclusión studies of geological and hidrothermal processes, northern Peru. *International Geology Review*, 36: 645-677.
- Macfarlane, A; Marcel, P; LeHuray, A; Petersen, U. (1990)** Lead isotopes provinces of the central andes inferred from ores and crust rocks. En *Economic Geology*, vol. 85, n. 8, pp. 1857 – 1880.
- Macfarlane, A.W. y Petersen, U. (1990)** Pb isotopes of the Hualgayoc area, northern Peru: Implications for metal provenance and genesis of a cordilleran polymetallic mining district. *Economic Geology*, 85: 1303-1327.
- Macfarlane, A. W. (1988)** Isótopos de Plomo en el distrito minero de Hualgayoc. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 78, pp. 81 - 86.
- McNulty, B.A., Farber, D.L., Wallace, G.S., Lopez, R. y Palacios, O. (1998)** Role of plate-slip-vector partitioning in continental magmatic arcs: Evidence from the Cordillera Blanca, Peru. *Geology*, 26: 827-830.
- Marsh, T.M., Enaudi, M.T., y McWilliams, M. (1997)** Ar/Ar geochronology of Cu-Au and Au-Ag mineralisation in the Potrerillos district, Chile, *Economic geology*, 92: 784-806.
- Megard, F. (1984)** The Andean orogenic period and its major structures in the central and northern of Peru. *Journal of the Geological Society*, Vol. 141, pp. 893-900.
- Mitouard, P., Laj, C., Mourier, T. and Kissel, C. (1992)** Paleomagnetic study of an arcuate fold belt developed on a marginal orogen; the Cajamarca deflection, northern Peru. *Earth and planetary Science Letters*, 112: 41-52.

- Noble, D. C. (2004)** Space-time relationships of some Porphyry Cu-Au, epithermal Au, and other magmatic-related mineral deposits in northern Peru. Society of Economic Geology, Special Publication N° 11, pp. 313-318.
- Noble, D.C., y McKee, E.H. (1999).** The Mioceno metallogenic belt of central and northern Peru. En: B.J. Skinner (Editor), Geology and Ore Deposits of the Central Andes, Society of Economic Geologists, Special Publication N° 7: 155-193.
- Noble, D.C., McKee, E. H., Mourier, T. y Mégard, F. (1990).** Cenozoico stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Perú. Geological Society of American Bulletin, 102: 1105-1113.
- Noble , D. C., Sébrier, M., Mégard, F. and Mckee, E. H., (1985)** Demonstration of two pulses of Palaeogene deformation in the Andes of Peru. Earth and Planetary Science Letters, 73: 345-349.
- Pardo-Cassa, F. y Molnar, P. (1987)** Relative motion of the Nazca (Farallón) y South American plate since late Cretaceous time . Tectonics, 6: 233-248.
- Paredes, P. (1997)** Metalogenia del Distrito Minero de Hualgayoc, IX Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, Sociedad geológica del Perú, Vol. Esp. N° 1, Lima, pp. 139-144.
- Pearce, J. A. y Norry, M. J. (1979)** Petrogenic implications of Ti, Zr, Y y Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology. 69: 33 – 47.
- Pichavant, M.; Kontak, D.J.; Briquieu, L; Valencia, H; J y Clark, A. H. (1988)** The Miocene – Pliocene Macusani volcanics, SE Peru: II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. Contributions to Mineral Petrology, 100: 325-388.
- Pilger, R.H.J. (1984)** Cenozoic plate Kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. Journal of the Geological Society of London, 141: 793-802.
- Richards, J.P. y Villeneuve, M. (2002)** Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Llullailaco to Corrida de Cori, northwest Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 116: 161-200.
- Richards, J.P; Óbice, A.J. y Pringue, M.S. (2001)** geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial y temporal localization of porphyry Cu mineralization. Economic Geology, 96: 271 – 305
- Rytuba, J.J. (1994)** Evolution of Volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in the localization of ore deposits, Econ. Geology N° 89/8, pp. 1687-1696.

- Reyes, L. R. (1980)** Mapa geológico del cuadrángulo de Cajamarca. Hoja 15f. Sector Energía y Minas, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. República del Perú.
- Sebrier, M. and Soler, P. (1991)** Tectonics and magmatismo in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. Geological Society of America, Special paper 265: 259-278.
- Sillitoe, R.H. (2000)** Geological models and exploration potencial of Galeno and Carpa porphyry copper prospects, northern Peru. Unpubl, Internal report for North Ltd., July 2000.
- Sillitoe, R. H. (1988).** Epochs of intrusion – related copper mineralization in the Andes. Journal of South American Earth Science. 1 : 89 – 107.
- Sillitoe, R.H. (1972).** Realtion of metal provinces in western Americas to subsubduction of oceanic lithosphere. Geological Society of American Bullentin, 83: 813 – 818.
- Skewes, A. M. y Stern, C. R. (1996)** Late Miocene mineralized breccias in the Andes of central Chile: Sr and Nd isotopic evidence for multiple magmatic source. En Society of Economic Geologists, Special Publication, n. 5: 33 – 42.
- Tosdal, R.M. y Richards, J. P. (2001)** Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu+- Mo+-Au deposits. In: J.P. Richards and R.M. Tosdal (editor), Structural controls ore genesis. Society of Economic Geologist Reviews, 14: 157-181.
- Tosdal, R. M., Wooden, J. L., y Bouse, R. M. (1999).** Pb isotopes, ore deposis, and metallogenic terranes. In Lambert, D. D., and Ruiz, J. (editors), Aplicacion of Radiogenic Isotopes to Ore Deposit Research and Exploration, Rewiev in Economic Geology, 12: 1-28.
- Turner, S. J. (1999)** Setting and styles of high-sulphidation gold deposits in the Cajamarca Región, Northern Perú. PACRIM'99 Congress, International Congress on Earth Science, Exploration around the Pacific Rim. pp. 461-468.
- Turner, S. J. (1997)** The Yanacocha epitermal gold deposit, northern Perú: high sulphidation mineralisation in a flow dome setting. Unplub PhD Tesis. Colorado School of Mines, Colorado, USA.
- Vidal, C. y Cabos, R. (1983)** Zoneamiento regional delas alteraciones y menas hidrotermales en Hualgayoc, Cajamarca, Bol. Sociedad Geológica del Perú, N° 71, pp. 117-120.
- Vidal, C. E. y Noble, D. C. (1994)** Yacimientos hidrotermales controlados por magmatismo y estructuras en la región central del Perú. Resúmenes

extendidos, VIII Congreso Peruano de Geología, Sociedad Geológica del Perú, Publication Especial N° 1: 48 – 52

Wilson, J. J., (1985a) Mapa geológico del cuadrángulo de Celendín, hoja 14g. Sector Energía y Minas, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. República del Perú.

Wilson, J. J., (1985b) Mapa geológico del cuadrángulo de Chota, hoja 14f. Sector Energía y Minas, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. República del Perú.

Wilson, J. J. (2000) Structural development of the northern andes of Perú. X Congreso peruano de geología, Resúmenes extendidos. Sociedad geologica del Perú, Vol. Esp. Tomo 1, pp. 331 – 341.

ANEXOS

TABLAS

Tabla 1.- Superficie ocupada por las concesiones mineras.

Tabla 2.- Resumen de los datos geocronológicos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Noble, D. 1990).

Tabla 3.- Resumen de los datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Richard, D. 2002).

Tabla 4.- Resumen de los datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Gustafson, L. 2004)

Tabla 5.- Resultados de los análisis isotópicos de Pb de las 5 muestras recolectadas desde Hualgayoc.

Tabla 6.- Valores de los ratios La_n/Yb_n

FIGURAS

Fig. 1.- Mapa de Ubicación del proyecto.

Fig. 2.- Diagrama esquemático mostrando la tendencia de emplazamiento (NW) de los principales pórfidos Cu-Mo y Au-Cu-Mo en el norte del Perú, además se muestra la ubicación de la falla Punre, considerada como el principal control estructural.

Fig. 3.- Muestras datadas desde Minas Conga (Gráfico de isocronas y edades plateau) (Gustafson et al., 2004).

Fig. 4.- Diagrama esquemático ilustrando las edades de la mineralizaciones conocidas y dataciones en roca vs los ratios de convergencia de la placa de Nazca a través del tiempo geológico (Pardo-Casas, 1987) Gráfico modificado de Richard, D. (2002).

Fig. 5.- Resumen de la tectónica de los andes del norte del Perú. Turner (1997), Llosa et al., (1996), Megard (1984), Pardo-Casas y Molnar (1987), Pilger (1984). Modificado de Richard, D. (2002).

Fig. 6.- Control litológico sobre el depósito El Galeno.

Fig. 7.- Control estructural del pórfido de Cu-Au-Mo El Galeno y su ubicación en el foot wall de la falla regional de cabalgamiento Punre.

Fig. 8.- Diagrama esquemático ilustrando las edades de las mineralizaciones y dataciones en roca vs los ratios de convergencia de la placa de Nazca y las fases orogénicas a través del tiempo geológico (Pardo-Casas, 1987). Gráfico modificado de Richard, D. (2002)

- Fig. 9.- Posiciones de la placa de Nazca, a través del tiempo geológico, interpretado mediante anomalías magnéticas (Pardo-Casas y Molnar, 1987).
- Fig. 10.- Principales controles estructurales en el distrito minero de Yanacocha, mostrando la apariencia de un vulcanismo fisural. Modificado de Richard, D. (2002)
- Fig. 11.- Diagrama de cocientes de Pb 207/206 vs los cocientes de Pb 208/206 (Macfarlane et al., xxx)
- Fig. 12a.- Perfil de cocientes de Pb 207/206 en una travesía de 20 puntos desde el interior hasta el borde externo de un cristal de Galena (Macfarlane et al., 1990)
- Fig. 12b.- Perfil de cocientes de Pb 208/206 en la misma travesía.
- Fig. 13.- Mapa de isótopos de Pb de los Andes Centrales demostrando las provincias propuestas por Macfarlane et al., 1990 y Petersen et al., 1993.
- Fig. 14a.- Ratios de isótopos de Pb desde los centros mineralizados de El galeno (G), Michiquillay (MY), Minas Conga (MC) y Yanacocha. PYP= pirita y CCP= calcopirita.
- Fig. 14b.- Composición isotópica del plomo desde estudios previos de menas y rocas ígneas desde el distrito de Hualgayoc (Macfarlane y Petersen, 1990) y los campos de variación para las provincias y subprovincias isotópicas de Pb por Macfarlane et al., 1990 y Petersen et al., 1993.
- Fig. 15.- Diagrama de variación de K_2O vs SiO_2 para rocas subalcalinas (Le Maitre et al., 1989)(Richard, D. 2002)
- Fig. 16.- Diagrama de variación para rocas subalcalinas (Le Maitre et al., 1989) (Richard, D. 2002)
- Fig. 17.- Diagrama de Log. Del Th vs Sm demostrando los vectores Rayleigh para tendencias de cristalización fraccionada de una fusión andesítica. Los coeficientes de partición para el modelo de fraccionamiento son desde Gill (1981), Sm en hornblenda, desde Green y Pearson (1985) y biotita para magmas ácidos desde Nash y Creecraft (1987).

LAMINAS

- Lámina 1.- Mapa geológico generalizado y estructural
- Lámina 2.- Mapa de distribución de depósitos y anomalías espectrales.
- Lámina 3.- Mapa de unidades intrusivas y dataciones
- Lámina 4.- Mapa metalogénico