

MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y TECTÓNICA PARA EL SECTOR COMPRENDIDO ENTRE LA QUEBRADA JAHUAY Y LA MINA HIERRO ACARÍ BELLA UNIÓN – CARAVELÍ - AREQUIPA

Marco Contreras¹, Carlos Moreno², Marco Sapacayo³ & Marco Serrano⁴

macontrerasf@gmail.com (1), geologiacarlos@yahoo.es (2), marcosapacayo@gmail.com (3),
marco.serrano@jinzhaoperu.com (4)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada dentro de la franja metalogenética de depósitos Fe-Cu-Au (IOCG) - Skarn del Jurásico-Cretácico de la Costa sur del Perú, a 60 km al sur de la ciudad de Nasca; políticamente se encuentra en el distrito de Bella Unión, provincia de Caravelí, Región Arequipa. Geológicamente se encuentra ubicada en el distrito minero de Marcona, y dentro del área de estudio se encuentran los yacimientos Pampa de Pongo (con más de 3Gt @ 40% Fe y valores de Cu) y la Mina paralizada Hierro Acarí (con 40Mt @ 66% Fe). Debido a la importancia de estos yacimientos, los estudios geológicos son necesarios para su adecuada comprensión e identificación de nuevos blancos exploratorios en el área de estudio. Por ello, en el presente trabajo se propone un modelo de evolución geológica y tectónica para el sector comprendido entre la quebrada Jahuay y la Mina Hierro Acarí, a partir de los estudios del contexto estratigráfico, magmático y estructural del área de estudio, definido por Contreras (2014).

MARCO GEOLÓGICO

Los estudios estratigráficos y de emplazamiento de rocas subvolcánicas y plutónicas, han definido 13 unidades litológicas, como se detalla en la Fig. 1: Los gneis graníticos del Complejo Basal de la Costa, del Mesoproterozoico; las diamictitas, tillitas y calizas de la Formación Chiquerío, del Neoproterozoico; las rocas dolomíticas, areniscas y dolomías de la Formación Marcona, de posible edad Paleozoico Inferior(?); la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Río Grande, del Jurásico Medio; las calizas, areniscas y conglomerados de la Formación Jahuay, del Jurásico Superior; las areniscas y lutitas de la Formación Yauca, del Cretácico Inferior; las areniscas de la Formación Pisco del Mioceno y los depósitos cuaternarios. Los intrusivos subvolcánicos están conformados por las andesitas porfíricas de la unidad denominada Andesitas Tunga (Ocoitas), y los sills microdioríticos del Cretácico Inferior, que intruyen a las unidades pre-cenozoicas. Los intrusivos plutónicos forman parte del Batolito de la Costa de edad Cretácico Inferior a Superior, están conformados por dioritas, cuarzo dioritas y tonalita-granodiorita (Contreras, 2014).

Se han identificado cinco eventos tectónicos predominantemente extensionales, que han controlado la sedimentación, magmatismo y mineralización. Los eventos iniciales generaron tres sistemas de fallas, que modelaron la configuración estructural inicial de la zona de estudio, los eventos posteriores han reactivado los sistemas de fallas, generando la configuración estructural actual. El primer sistema está compuesta por fallas transcurrentes sinestrales con componente normal, tienen rumbos de NO a SE y sus inclinaciones dependen de la ubicación en el horst y graben generado según la dirección NE a SO (Fig.1). Se generaron a inicios del Jurásico Medio; algunas fallas pre Jurásicas se reactivaron en este periodo. Posteriormente se reactivaron en el Mioceno Medio. El segundo sistema está compuesto por fallas normales, tienen rumbos de ONO a ESE e inclinaciones al NE y se unen al primer sistema de fallas. Su origen está ligado al primer sistema de fallas (Fig.1). El tercer sistema está compuesta por fallas transcurrentes dextrales con componente normal, tienen rumbos de NE a SO y sus inclinaciones dependen de la ubicación en el horst y graben generado según la dirección NO a SE (Fig.1). Se generaron a finales del Cretácico Inferior, antes de la mineralización en Pampa de Pongo; y posteriormente se reactivaron en el Eoceno (Contreras, 2014).

La Formación Marcona es el principal metalotecto en el yacimiento Pampa de Pongo. En la zona mineralizada, las dolomías son reemplazadas parcialmente por magnetita, serpentina, dolomita y sulfuros de hierro, principalmente. Son posteriores al tercer sistema de fallas (antes de ser reactivado),

al emplazamiento de los intrusivos subvolcánicos y a los tres tipos de rocas plutónicas del Batolito de la Costa. La mineralización posiblemente fue originada por un posterior pulso magmático del Batolito de la Costa, no identificado, que podría ser una monzonita (Contreras, 2014).

MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y TECTÓNICA

De acuerdo a los estudios estratigráficos y de emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos y plutónicos, la génesis y disposición de las diferentes unidades litológicas, están íntimamente relacionada con el contexto tectónico, desarrollado en los diferentes periodos del tiempo geológico.

Probablemente entre el Mesoproterozoico y Neoproterozoico, la región estuvo sujeta a varias fases de metamorfismo regional, produciéndose rocas de diferentes facies, de las cuales sólo se conocen las de emplazamiento más profundo (gneis graníticos), debido a la denudación alcanzada. Estas rocas se consideran como parte del bloque alóctono del Macizo de Arequipa, que fueron acretados al cratón amazónico hace 1000 MA, cubiertos circunstancialmente por la Cordillera de los Andes (Carlotto et al., 2009).

En el Neoproterozoico, el área se encontraba emergida y sujeta a condiciones de enfriamiento regional y probablemente de ambientes litorales, cuyos testigos son los tilloides y diamictitas de la formación Chiquerío. Al retirarse los casquetes de hielo, la acumulación de depósitos glaciares fue seguida por una deposición calcárea, formándose la Formación San Juan. A fines del Neoproterozoico o en el Paleozoico inferior, las rocas ya formadas fueron modificadas por un nuevo ciclo orogénico, metamorfizando principalmente a las rocas de la Formación San Juan; posteriormente la zona levantada es erosionada y es seguida por una transgresión, que dio lugar a la Formación Marcona (Caldas, 1978).

Durante la deposición de la Formación Marcona, ocurrió un descenso relativo del nivel del mar, posiblemente debido a un levantamiento de la cuenca por factores tectónicos, en consecuencia se desarrolla la sedimentación clástica, evidenciado en el Miembro Intermedio de la Formación, identificado en todo el Distrito Minero de Marcona. Posteriormente la subsidencia de la cuenca permitió la deposición de potentes paquetes de rocas calcáreas (Contreras, 2014).

Entre las formaciones Marcona y Río Grande existe un hiato estratigráfico, producto de los diferentes movimientos tectónicos y ciclos de erosión. Unidades del Paleozoico Inferior al Jurásico medio han sido erosionadas, por lo que se deduce que después de la culminación de la Tectónica Tardiherciniana, la región se habría mantenido en condiciones sub-aéreas. Según Palacios (1995), la Tectónica tardiherciniana desde Cusco hasta el Perú Central se caracteriza por ocasionar levantamientos en bloques, a lo largo de fallas transcurrentes NO-SE, las que dieron lugar a la formación de fosas y pilares tectónicos. Al parecer este contexto tectónico también ocurrió en la zona de estudio, lo que originó el fallamiento en bloques dispuestos en escalón descendiente hacia el este, en las Formaciones Chiquerío, Marcona y otras unidades pre-mesozoicas superpuestas a las dos anteriores, que posteriormente fueron erosionados, como se detalla en la Fig.2 A. (Contreras, 2014). La línea de la sección de Evolución Geológica se detalla en la Fig.1.

Según Jaillard et al. (2000) y Chen (2013), a inicios del Jurásico Medio, entre Ecuador y Chile, se desarrolló un régimen tectónico dominado por transtensión siniestral, con vectores de esfuerzo según SE-NO, y extensión, con vectores SO-NE, que originaron una fosa tectónica según la dirección SO-NE. Según Contreras (2014), este contexto generó en la zona de estudio fallas transcurrentes siniestras, con rumbos al NO a SE (primer sistema de fallas); y los esfuerzos extensionales con vectores SO-NE, ocasionaron la formación de horst y graben según la dirección SO a NE, generando la componente vertical normal del primer sistema de fallas y la formación del segundo sistema de fallas. En esta nueva cuenca se inicia una acumulación de flujos lávicos a brechosos, andesíticos y dacíticos, acompañados de sedimentos clásticos (Formación Río Grande), luego sedimentos calcáreo clásticos con dirección de sedimentación hacia el este (Formación Jahuary), y en las porciones superiores sedimentos areno-limosos (Formación Yauca), destacando un ambiente de acumulación clástica, de margen de cuenca; concluyendo la sedimentación en el Cretácico Inferior (Fig.2 B).

Las rocas volcánicas de la Formación Río Grande, están indicando un intenso magmatismo a inicios del Jurásico Medio. Las brechas volcánicas hialoclastíticas verduscas y niveles calcáreos con presencia de corales, indica sedimentación en un mar de condiciones someras y cercanas a ambientes litorales. Asimismo, las frecuentes alternancias de grauvacas y calizas, indican ciertas áreas positivas cercanas y

movimientos verticales de la cuenca de sedimentación (Contreras, 2014). En este contexto se desarrolla la mineralización del depósito de Marcona, según Chen et al. (2010).

Las condiciones de depositación de la Formación Jahuay fueron ligeramente similares a las que predominaron en la sedimentación de la Formación Río Grande, aunque la naturaleza conglomerática con intercalaciones calcáreas presentando fósiles arrecifales, muestra oscilaciones del mar y proximidad de la línea de playa. La sedimentación clástica de la Formación Yauca, indica el cese de una depositación calcárea para pasar a una acumulación de facies areno-arcillosa, debido a un levantamiento de la cuenca y posiblemente a cambios climáticos en las áreas positivas (Contreras, 2014).

Posterior a la deposición de la Formación Yauca, se emplazan los sills y pequeños stocks alargados de las Andesitas Tunga, cortando a las unidades predecesoras. En la zona de estudio los stocks alargados son los núcleos de lacolitos (Fig.2 C). El alineamiento de esta unidad tiene una dirección de NO a SE, que coinciden con los rumbos de las fallas transcurrentes sinistralas, que se generaron a inicios del Jurásico Medio (primer sistema de fallas). Luego del emplazamiento de las Andesitas Tunga, intruye un sistema de sills de composición diorítica, cortando las unidades predecesoras y alineándose según la dirección NO a SE, coincidiendo también con los rumbos de las fallas transcurrentes del Jurásico Medio (Fig.2 D). Sin embargo, algunos diques andesíticos asociados a los sills dioríticos, tienen direcciones oblicuas a los anteriores; por lo tanto, estas estructuras estarían indicando el inicio de un contexto tectónico diferente al iniciado en el Jurásico Medio (Contreras, 2014).

Entre el Barremiano y el Aptiano el acoplamiento entre las placas convergentes Phoenix y Sudamericana, cambiaron de dirección de convergencia, con un vector NNE, generando un contexto tectónico de transtensión dextral, acompañado de intenso magmatismo (Polliand et al., 2005; Injoque, 2002). Este contexto generó en la zona de estudio fallas transcurrentes dextrales con componente vertical normal, (tercer sistema de fallas) con rumbos al NE a SO, generando horst y graben según la dirección NO a SE (Contreras, 2014).

Entre el Aptiano y el Albiano continúa el periodo de transtensión dextral y a mediados del Albiano inicia un régimen compresivo, iniciándose el emplazamiento del Batolito de la Costa (Fig.2 E); en este periodo se formaron los depósitos de Fe-Cu-Au (IOCG) Raúl Condestable, Eliana, Monterrosas y Mina Justa (Chen et al., 2013).

En el yacimiento Pampa de Pongo y en la mina Hierro Acarí, la mineralización se desarrolló luego del emplazamiento de las dioritas, cuarzdioritas y tonalitas-granodioritas, que forman parte de los pulsos iniciales del Batolito de la Costa. Posiblemente un stock monzonítico(?), posterior a los mencionados y no identificado, es el que originó la mineralización (Fig.2 F). Los intrusivos monzoníticos afloran a 15 km al NE de la zona de estudio (Contreras, 2014).

Sobre la Formación Yauca no se exponen unidades del Cretácico Superior ni del Paleógeno, posiblemente debido a que la región se encontraba en condiciones subaéreas. Posteriormente, en el Eoceno la distensión estuvo orientada NO-SE (Macharé, 1978) y se originaron horst y graben, reactivándose las fallas con rumbo NE a SO (fallas del tercer sistema). En estos se depositaron los mayores espesores de sedimentos de la Formación Pisco. Posteriormente, durante el Mioceno Medio la distensión fue NNE-SSO (Macharé, 1987) y en consecuencia se reactivaron los horst y graben del Jurásico Medio, activándose las fallas sinistralas de rumbo NO a SE (primer sistema de fallas), que modelaron finalmente la configuración estructural en Pampa de Pongo (Fig.2 G).

El levantamiento de los Andes durante el Pleistoceno dio origen a la formación de abanicos aluviales, distribuidos en numerosas terrazas, que reflejan el levantamiento tectónico asociado con la subducción episódica de la Dorsal de Nazca y su migración al sur (Macharé et al., 1986). Posteriormente el frente andino sufrió un basculamiento hacia el oeste por efecto de un fallamiento gravitacional a lo largo de la Depresión Ica-Nasca. La Cordillera de la Costa quedó levantada en forma de un enorme horst, hasta que por fin tomó el perfil actual (Caldas, 1987). Durante el Cuaternario reciente, el relieve fue modificado incipientemente por la acción eólica.

CONCLUSIONES

Según el modelo de Evolución Geológica y Tectónica, se han identificado cinco eventos tectónicoextensionales, tres anteriores a la mineralización en Pampa de Pongo y Hierro Acarí y dos posteriores a la mineralización de los mismos. El primer evento tectónico es pre Jurásico; el segundo evento tectónico se desarrolló a inicios del Jurásico Medio, en este periodo se generaron el primer y

segundo sistemas de fallas; el tercero evento tectónico se desarrolló a finales del Cretácico Inferior, en este periodo se generó el tercer sistema de fallas; el cuarto evento tectónico se desarrolló en el Eoceno, reactivando el tercer sistema de fallas; y el quinto evento tectónico se desarrolló en el Mioceno Medio, reactivando el primer sistema de fallas. La Formación Marcona es el principal metalotecto en Pampa de Pongo, en la zona mineralizada las dolomías son reemplazadas parcialmente por: Magnetita, serpentina, dolomita y sulfuros de hierro, principalmente. Son posteriores al tercer sistema de fallas (antes de ser reactivados) y al emplazamiento de los intrusivos identificados. La mineralización posiblemente fue originado por un pulso magmático del Batolito de la Costa, no identificado, que podría ser una monzonita(?).

REFERENCIAS

1. Caldas J. (1978). *Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí, Yauca*. Lima, Perú. Instituto de Geología y Minería, Boletín 30, 78 p.
2. Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L. Mamani, M., Díaz, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S. y Cueva, E. (2009). Dominios Geotectónicos y Metalogénicos del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 103, 1-89.
3. Chen, H., Clark, A. H., Kyser, T. K., Ullrich, T. D., Baxter, R., Chen, Y. and Moody, T. C. (2010). Evolution of the giant Marcona-Mina Justa iron oxide-copper-gold district, south-central Peru. *EconomicGeology*, 105, 155-185.
4. Chen, H., Cooke, D. R., and Baker, M. J. (2013). Mesozoic Iron Oxide Copper-Gold Mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup. *EconomicGeology*, 108, 37-44.
5. Contreras, M. (2014). *Definición del Contexto Estratigráfico, Magmático y Estructural del Yacimiento Pampa de Pongo para Construir el Modelo Geológico y Tectónico, Bella Unión-Caravelí-Arequipa*. (Tesis de grado no publicada). Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú, 167 p.
6. Injoque, J. (2002). Fe Oxide-Cu-Au Deposits in Peru: An Integrated View; in Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, 2.PGC Publishing, Adelaide, 97-113.
7. Jaillard, E., Hérial, G., Monfret, T., Diaz-Martinez, E., Baby P., Lavenu, A., Dumont; J.F. (2000). Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northernmost Chile. In Cordani, U., Milani, E. J., Filho, T.A. and Campos, D.A., Tectonic Evolution of South America. *International Geological Congress, 31th* (pp. 481-559). Rio de Janeiro, Brasil.
8. Macharé, J., Sébrier, M., Huamán D. & Mecier J. L. (1986). Tectónica Cenozoica de la margen continental peruana. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 76, 45-77.
9. Macharé, J. (1987). *La marge continentale du Pérou: régimestectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avantarc des Andes Centrales*. (Disertación doctoral no publicada). Université de Paris XI, Orsay, Francia, 391 p.
10. Palacios, O. (1995). Geología Histórica y Evolución Tectónica. En Palacios, O., Chacón, N., Sánchez, A., León, W., Canchaya, S. y Aranda A. *Geología del Perú* (pp. 15-44). Lima, Perú: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín 55, Serie A, Carta Geológica Nacional.
11. Polliand, M., Schaltegger, U., Frank, M., and Fontboté, L., (2005). Formation of intra-arc volcano-sedimentary basins in the western flank of the central Peruvian Andes during Late Cretaceous oblique subduction-field evidence and constraints from U-Pb ages and Hf isotopes. *International Journal of EarthSciences*, 94, 231-242.

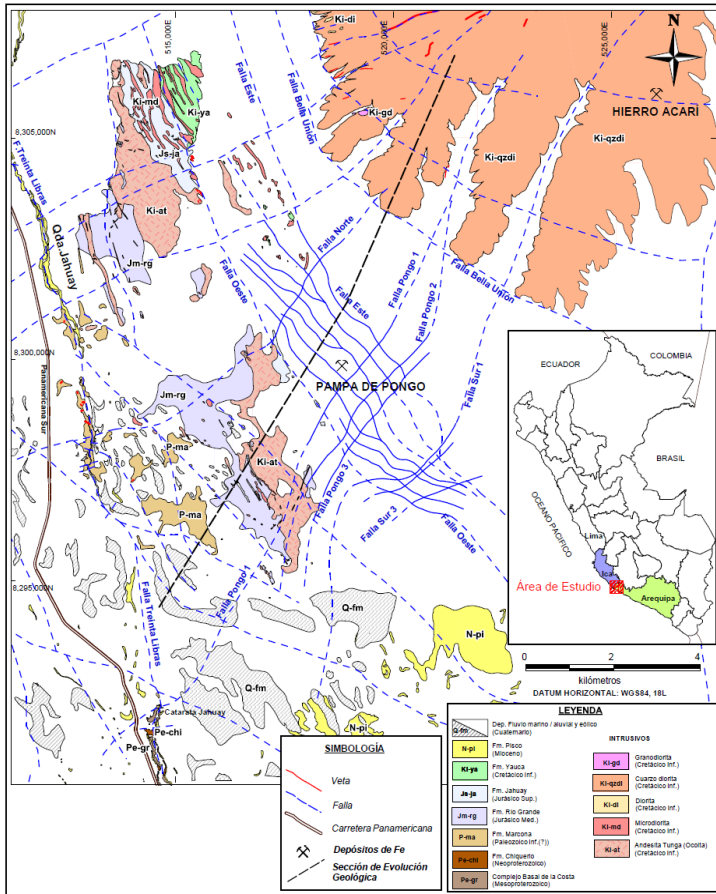


Fig.1 Mapa Geológico del sector comprendido entre la quebrada Jahuay y la Mina Hierro Acarí. Tomado de Contreras (2014).

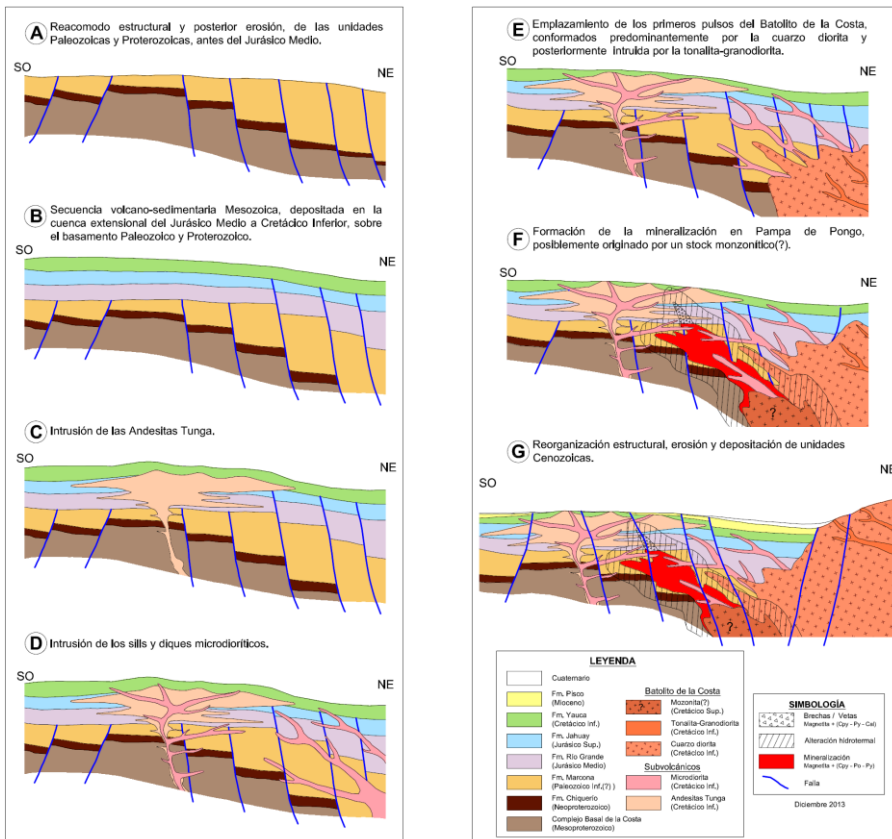


Fig.2 Modelo de Evolución Geológica y Tectónica para el sector comprendido entre la quebrada Jahuay y la Mina Hierro Acarí. Tomado de Contreras (2014).

MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y TECTÓNICA PARA EL SECTOR COMPRENDIDO ENTRE LA QUEBRADA JAHUAY Y LA MINA HIERRO ACARÍ / BELLA UNIÓN – CARAVELÍ – AREQUIPA

Marco Contreras¹, Carlos Moreno², Marco Sapacayo³ & Marco Serrano⁴

macontrerasf@gmail.com (1), geologicarios@yahoo.es (2), marcosapacayo@gmail.com (3), marco.serrano@juzhaoperu.com (4)

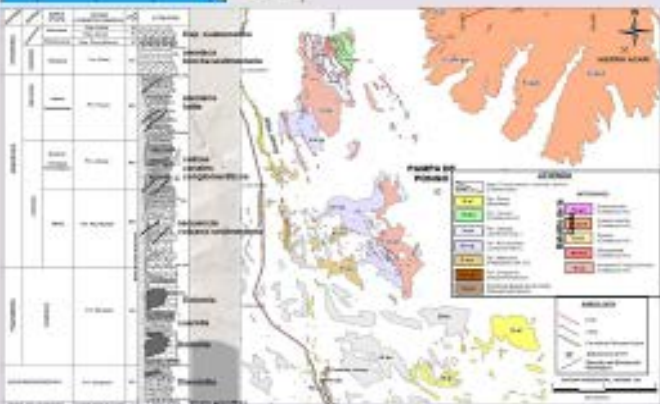
UBICACIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada dentro de la franja metalogénica de depósitos Fe-Cu-Au (IOCG)-Skarn del Jurásico-Cretácico de la Costa sur del Perú, a 60 km al sur de la ciudad de Nasca, políticamente se encuentra en el distrito de Bella Unión, provincia de Caravelí, Región Arequipa.



MARCO GEOLÓGICO

Geológicamente se encuentra ubicada en el distrito minero de Marcona, y dentro del área de estudio se encuentran los yacimientos Pampa de Pongo (con más de 30t @ 40% Fe y valores de Cu) y la Mina paralizada Hierro Acarí (con 40Mt @ 66% Fe). Debido a la importancia de estos yacimientos, los estudios geológicos son necesarios para su adecuada comprensión e identificación de nuevos blancos exploratorios en el área de estudio. Por ello, en el presente trabajo se propone un modelo de evolución geológica y tectónica para el sector comprendido entre la quebrada Jahuay y la Mina Hierro Acarí, a partir de los estudios del contexto estratigráfico, magmático y estructural del área de estudio, definido por Contreras (2014).



ESTRATIGRAFÍA LOCAL

Los estudios estratigráficos y de emplazamiento de rocas subvolcánicas y plutónicas, han definido 13 unidades litológicas, como se detalla en la Fig. 1. Los gneiss graníticos del Complejo Basal de la Costa, del Mesoproterozoico, las diámitas, sillitas y calizas de la Formación Chiguerío, del Neoproterozoico; las rocas dolomíticas, areniscas y dolomitas de la Formación Marcona, de posible edad Paleozoico Inferior(?), la secuencia volcansedimentaria de la Formación Río Grande, del Jurásico Medio; las calizas, areniscas y conglomerados de la Formación Jahuay, del Jurásico Superior; las areniscas y lutitas de la Formación Yanca, del Cretácico Inferior; las areniscas de la Formación Pisco del Mioceno y los depósitos cuaternarios. Los intrusivos subvolcánicos están conformados por latandesitas porfíricas de la unidad denominada Andesitas Tunga (Ocoitas), y los sillis Microdióriticos del Cretácico Inferior, que intruyen a las unidades pre-cenozoicas. Los intrusivos plutónicos forman parte del Batolito de la Costa de edad Cretácico Inferior a Superior, están conformados por dioritas, cuarzo dioritas y tonalita-granodiorita (Contreras, 2014).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Se han identificado cinco eventos tectónicos predominantemente extensionales, que han controlado la sedimentación, magmatismo y mineralización. Los eventos iniciales generaron tres sistemas de fallas, que modelaron la configuración estructural inicial de la zona de estudio, los eventos posteriores han reactivado los sistemas de fallas, generando la configuración estructural actual. El primer sistema está compuesto por fallas transcurrentes sinistral con componente normal, tienen rumbos de NO a SE y sus inclinaciones dependen de la ubicación en el host y graben generado según la dirección NE a SO (Fig. 1). Se generaron a inicios del Jurásico Medio, algunas fallas pre Jurásicas se reactivaron en este periodo. Posteriormente se reactivaron en el Mioceno Medio. El segundo sistema está compuesto por fallas normales, tienen rumbos de ONO a ESE e inclinaciones al noreste y se unen al primer sistema de fallas. Su origen está ligado al primer sistema de fallas (Fig. 1). El tercer sistema está compuesto por fallas transcurrentes dextrales con componente normal, tienen rumbos de NE a SO y sus inclinaciones dependen de la ubicación en el host y graben generado según la dirección NO a SE (Fig. 1). Se generaron a finales del Cretácico Inferior, antes de la mineralización en Pampa de Pongo, y posteriormente se reactivaron en el Eoceno (Contreras, 2014).



MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y TECTÓNICA

La génesis y disposición de las diferentes unidades litológicas, están relacionadas con el contexto tectónico, desarrollado en los diferentes periodos del tiempo geológico.

Entre el Mesoproterozoico y Neoproterozoico, la región estuvo sujeta a fases de metamorfismo regional, produciéndose los gneiss graníticos.

En el Neoproterozoico, el área se encontraba emergida y sujeta a condiciones de enfriamiento regional y ambientes litorales (Fin Chiguerío).

Posteriormente la zona es levantada, erosionada y seguida por una transgresión, y se deposita la Fin Marcona.

Unidades del Paleozoico Inferior al Jurásico medio han sido erosionadas, por lo que se deduce que después de la culminación de la Tectónica Tardiliberiana, la región se habría mantenido en condiciones sub-aéreas (Fig. A).

A inicios del Jurásico Medio se desarrolló un régimen tectónico dominado por transensión sinistral, con vectores de esfuerzo según SE-NO, y extensión, con vectores SO-NE, que originaron una faja tectónica según la dirección SO-NE, depositándose en ella la secuencia volcansedimentaria Mesozoica (Fig. B).

Posterior a la deposición de la Fin Yanca, se emplazan los sillis y lacolitos de las Andesitas Tunga (Ocoitas), cortando a las unidades precesoras. El alineamiento de esta unidad tiene una dirección de NO a SE, que coincide con los rumbos de las fallas transcurrentes sinistral, que se generaron a inicios del Jurásico Medio (1° sistema de fallas).

Luego intruye un sistema de sillis microdióriticos, cortando las unidades precesoras y alineándose según la dirección NO a SE, coincidiendo también con los rumbos de las fallas transcurrentes del Jurásico Medio (Fig. 2 D).

Sin embargo, algunos diques andesíticos asociados a los sillis dióriticos, tienen direcciones oblicuas a los anteriores, por lo tanto, estas estructuras estarían indicando el inicio de un contexto tectónico diferente al iniciado en el Jurásico Medio.

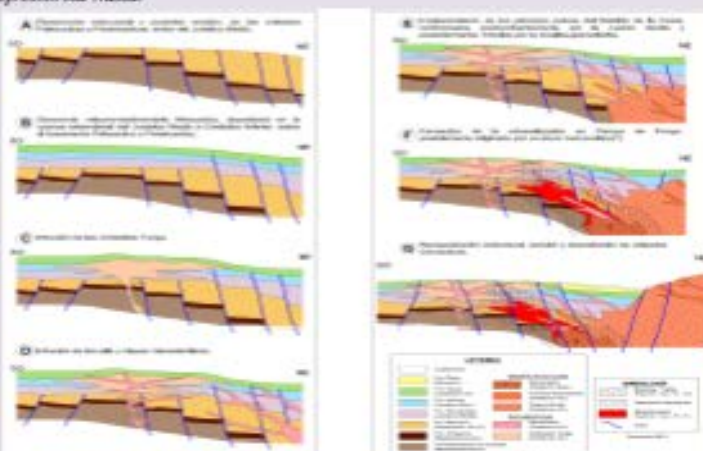
Entre el Barremiano y el Aptiano el acoplamiento entre las placas convergentes Phoenix y Sudamericana, cambiaron de dirección de convergencia, con un vector NNE, generando un contexto tectónico de transensión dextral, acompañado de magmatismo, este contexto generó el 3° sistema de fallas.

Sobre la Formación Yanca no se exponen unidades del Cretácico Superior ni del Paleozoico, posiblemente debido a que la región se encontraba en condiciones subaéreas.

Posteriormente, en el Eoceno la distensión estuvo orientada NO-SE, reactivándose las fallas con rumbo NE a SO del 3° sistema de fallas. En esta cuenca se deposita la Fin Pisco.

Posteriormente, durante el Mioceno Medio la distensión fue NNE-SSO y en consecuencia se reactivaron los host y graben del Jurásico Medio, activándose las fallas sinistral del 1° sistema de fallas, que modelaron finalmente la configuración estructural.

El levantamiento de los Andes durante el Pleistoceno está asociado con la subducción epizóica de la Dorsal de Nasca y su migración al sur (Machabí et al., 1986). Posteriormente el frente andino sufrió un basculamiento hacia el oeste por efecto de un fallamiento gravitacional a lo largo de la Depresión Ica-Nasca.



CONCLUSIONES

Según el modelo de Evolución Geológica y Tectónica, se han identificado cinco eventos tectónicos extensionales, tres anteriores a la mineralización en Pampa de Pongo y Hierro Acarí y dos posteriores a la mineralización de los mismos.

1. El primer evento tectónico es pre Jurásico.
2. El segundo evento tectónico se desarrolló a inicios del Jurásico Medio, en este periodo se generaron el primer y segundo sistemas de fallas.
3. El tercer evento tectónico se desarrolló a finales del Cretácico Inferior, en este periodo se generó el tercer sistema de fallas.
4. El cuarto evento tectónico se desarrolló en el Eoceno, reactivando el tercer sistema de fallas. Y
5. El quinto evento tectónico se desarrolló en el Mioceno Medio, reactivando el primer sistema de fallas.

La Formación Marcona es el principal metalotecto en Pampa de Pongo, en la zona mineralizada las dolomitas son reemplazadas parcialmente por: Magnetita, serpentina, dolomita y sulfuros de hierro, principalmente.

Son posteriores al tercer sistema de fallas (antes de ser reactivados) y al emplazamiento de los intrusivos identificados.

La mineralización posiblemente fue originada por un pulso magnético del Batolito de la Costa, no identificado, que podría ser una monzonita(?).