

PAIN 2018

Programa de apoyo a la iniciación en la investigación

TÍTULO DE LA INVESTIGACIÓN (*):

Análisis mineralógico, petrológico y geoquímico de los afloramientos ígneos y metamórficos del Macizo de Paíta: Eventos, facies metamórficas y magmatismo.

AUTORES:

Espinoza Otayza, Jorge Álvaro
Stipetich Santillán, Silvana Janeth

FACULTAD - ESPECIALIDAD:

Ciencias e Ingeniería – Ingeniería Geológica

DOCENTES ORIENTADORES (**):

Sáez Paz, Jorge Rafael
Vallance -, Jean Francois Víctor

AÑO (***):

2019

- (*) El título original del proyecto fue: *Análisis mineralógico, petrológico y geoquímico de los afloramientos ígneos y metamórficos, en la Provincia de Paíta, Departamento de Piura, correspondientes al Bloque Amotape -Tahuín: génesis local, magmatismo, facies y grado metamórfico.*
- (**) Durante el desarrollo de la investigación se solicitó la inclusión del profesor Jean Vallance como segundo docente orientador del proyecto.
- (***) Año de finalización de la investigación

Análisis mineralógico, petrológico y geoquímico de los afloramientos ígneos y metamórficos del Macizo de Paita: Eventos, facies metamórficas y magmatismo

J. A. E. Otayza ^a y S. Stipetich ^b

Especialidad de Ingeniería Geológica, Sección Ingeniería de Minas, Pontificia Universidad Católica del Perú PUCP

Av. Universitaria 1801, San Miguel 15088, Lima, Perú.

^a alvaro.espinozao@pucp.pe

^b stipetich.s@pucp.pe

RESUMEN

El Macizo de Paita está conformado por dos principales litologías metamórficas e ígneas, la Serie Metamórfica del Área de Paita (Paleozoico Inferior) y el Granito de Paita (Triásico) respectivamente. La primera corresponde a una secuencia sedimentaria siliciclástica de areniscas y lutitas depositadas en un contexto tectónico extensivo. Estas rocas sedimentarias han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado durante el Paleozoico. En el Triásico, el emplazamiento del Granito de Paita provocó la formación de una aureola de metamorfismo de contacto, sobreimpuesto al metamorfismo regional. Dando así la serie metamórfica actual constituida por pizarras grafitosas, metareniscas masivas, cuarcitas, esquistos porfidoblásticos y corneanas. El Granito de Paita es un cuerpo intrusivo de composición sienogranítica a dos micas de tipo S el cual proviene de la anatexis de material pelítico y cuya petrogenesis se asocia a un evento tectónico extensivo post-orogénico.

Palabras Clave: Metamorfismo regional, metamorfismo de contacto, granito tipo S, anatexis, post-orogénico.

ABSTRACT

The Paita Massif is made up of two main metamorphic and igneous lithologies, the Metamorphic Series of the Paita Area (Lower Paleozoic) and the Paita Granite (Triassic) respectively. The first corresponds to a siliciclastic sedimentary sequence of sandstones and shales of extensive tectonic context, which have undergone a first low-grade regional metamorphism during Paleozoic; locally overprinted by contact metamorphism related to the emplacement of the Triassic Paita Granite. The resulting metamorphic series includes bituminous shales, massive metasandstones, quartzites, porfidoblastic schists and hornfels. The Paita Granite is an intrusive body of S-type two micas syenogranite derived from anatexis of pelitic material and whose petrogenesis is related to an extensive post-orogenic tectonic event.

Key Words: Regional metamorphism, contact metamorphism, S-type granite, anatexis, post-orogenic.

1. INTRODUCCIÓN

El Macizo de Paita se ubica en la costa noroeste del Perú, provincia de Paita, departamento de Piura. Junto con el Macizo de Illescas y los Cerros Amotape, forma parte de un mismo dominio geotectónico denominado como el Bloque Parautóctono Amotape-Tahuín (Mourier et al., 1988), que se extiende hasta Ecuador donde se conoce como el complejo metamórfico “El Oro” (Litherland et al., 1994). El Bloque Amotape-Tahuín está constituido por metasedimentos paleozoicos (Palacios et al., 1994) intruídos por plutones graníticos triásicos (Litherland et al., 1994; Sánchez et al., 2006b; Bellido et al., 2009). El objetivo del presente proyecto es describir las diferentes litologías que afloran en el Macizo de Paita y proponer un modelo histórico secuencial de los eventos metamórficos y magmáticos implicados en la evolución de esta zona, basándose en descripciones de campo de las diferentes litologías reconocidas, en análisis petrográficos, geoquímicos, y apoyándose en una revisión bibliográfica de la geología histórica a escala local y regional.

2. MARCO GEOLÓGICO

Se denomina “Complejo Basal de la Costa” a la serie de rocas metamórficas precámbricas y paleozoicas sobre las cuales se asientan las rocas cretácicas, terciarias y sedimentos cuaternarios a lo largo del margen costero. En la costa norte, esta conforman los Cerros de Amotape, el Macizo de Paita y el Macizo de Illescas (Palacios et al., 1994). La secuencia de los cerros Amotapes es la mejor estudiada. Esta consta de lutitas y areniscas ligeramente metamorfizadas correspondientes a las formaciones Cerro Negro (del Devónico), Chaleco de Paño (Pensilvaniano), Cerro Prieto (Pensilvaniano) y Palaus (Pérmico); todas reconocidas y diferenciadas a través de diversos estudios sedimentarios, estratigráficos y paleontológicos (Palacios, 1994; Sánchez et al., 2006a; García et al., 2015; entre otros).

Las rocas metamórficas correspondientes al Macizo de Paita son reportados como la “Serie Metamórfica del Área de Paita” (Figura 1). La Serie Metamórfica del Área de Paita comprende en su mayoría pizarras y esquistos pelíticos. A diferencia del resto de los afloramientos metamórficos de los Cerros de Amotape, en el área de Paita no se han realizado subdivisiones estratigráficas y la serie metamórfica es descrita como “indivisa” e “indiferenciada” (Palacios et al., 1994 y Palacios et al., 1995). Tampoco existen dataciones en los metasedimentos que permitan reconocer la edad del metamorfismo asociado, ni registro fosilífero que permita atribuir una edad específica a la fase de deposición de las facies sedimentarias paleozoicas del Macizo de Paita.

La petrogénesis de estas rocas se asocia a un primer evento orogénico el cual generó un intenso plegamiento y un metamorfismo regional de bajo grado. Palacios et al. (1994) y Palacios et al. (1995) sugieren que se trata de la orogenia Caledoniana, mientras que Ramos y Aleman (2000) vinculan estos eventos a la orogenia Alleghenia.

Emplazado en estos metasedimentos, se encuentra un cuerpo plutónico ácido reportado como el “Granito de Paita” (Figura 1) y descrito como un granito gneisificado (Palacios et al.; 1994). El emplazamiento de este intrusivo generó en los metasedimentos encajonantes un metamorfismo de contacto manifestado por la neoformación de minerales típicos del metamorfismo térmico. Un ejemplo es la andalucita, la cual es explotada localmente para la industria de los materiales refractarios (Jaimes et al., 2014).

Bellido et al. (2009) lo describen como un granito de tipo S con abundante muscovita, emplazado en condiciones epizonales. Estudios geoquímicos realizados por estos autores sugieren que los cuerpos magmáticos son el resultado de la fusión parcial de material



Figura 1. Foto satelital de la zona de estudio. La Serie Metamórfica del Area de Paita corresponde a las zonas marrón-oscuros de la figura. El Granito de Paita es el cuerpo color beige del centro de la figura. Y las demás zonas corresponden a arenas y limos cuaternarios del tablazo de Paita. Fuentes: ESRI, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar, Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, y la comunidad de usuarios de GIS.

sedimentario procedente de la erosión y sedimentación de un arco volcánico de subducción. Estos autores proponen como fuente de los granitoides a los propios metasedimentos paleozoicos, a los cuales intruyen, clasificándose según sus dominios de

emplazamiento catazonal y epizonal, y cuya anatexis se desarrolló en un contexto tectónico extensional.

Las dataciones realizadas en granitoides de composición similar a lo largo del Bloque Amotape-Tahuín arrojaron edades de emplazamiento Triásicas. Las más representativas son de 220 ± 1.5 Ma (Método: U-Pb en zircón, Zona: Pananga-Potrero, Referencia: Bellido et al., 2009), 219.5 ± 1.2 Ma (Ar-Ar en biotita, Matapalo y Peñitas, Sánchez et al., 2006b), 227.5 ± 0.8 Ma en el margen ecuatoriano (U-Pb en zircón, Plutón Marcabelí, Litherland et al., 1994); y en el propio Granito de Paita, 222 ± 1.2 Ma (Ar-Ar en muscovita, Ulrich, 2005).

El Bloque Amotape-Tahuín es interpretado como un terreno parauctótono de corteza continental cuyo desprendimiento y desacoplamiento del continente se asocia a la ruptura de Pangea a inicios del mesozoico (Ramos y Aleman, 2000; Spikings et al., 2015). En el Cretácico Inferior, este bloque fue transportado en dirección NE mediante un sistema de fallas dextrales y experimentó una rotación de 110° en sentido horario durante esta deriva (Mourier et al., 1988). Posteriormente, un cambio de condiciones tectónicas ocasionó la acreción oblicua del Bloque Amotape-Tahuín con el terreno Chaucha generando un intenso fallamiento dextral y una rotación de la serie costera Paleozoica metamórfica del dominio Amotape-Tahuín (Bazán, 2013).

3. METODOLOGÍA

Se realizaron dos campañas de campo en la zona de estudio. La primera en julio y la segunda en diciembre del 2018. Ambas consistieron en el reconocimiento de las distintas litologías y afloramientos, así como la recolección de muestras para análisis petrográficos y geoquímicos de roca total.

De las muestras recolectadas en la primera campaña de campo se elaboraron 11 secciones delgado-pulidas con el apoyo del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET); y otras 10 secciones delgadas cubiertas de las muestras correspondientes a la segunda campaña de campo. Los estudios petrográficos se realizaron en los laboratorios de geología y de microscopía de la Sección Ingeniería de Minas de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP) mediante el uso de un microscopio de polarización Zeiss Primotech equipado con cámara digital.

Los análisis multielementales ICP de roca total fueron realizadas por el laboratorio ALS Perú, sede Lima. Las muestras recibieron el tratamiento estándar de chancado a 70% pasante a 2 mm, cuarteo en un divisor rotatorio Boyd y un pulverizado de 250 g de muestra a 85% pasante a $75 \mu\text{m}$. Los elementos mayores se reportaron como porcentaje en peso de óxidos (wt %) y fueron analizados por método ICP-AES sobre muestras fundidas con borato de litio ($\text{LiBO}_2 / \text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$). Los elementos traza y de tierras raras se reportaron como partes por millón elementales (ppm) y fueron analizados por método ICP-MS sobre muestras fundidas con borato de litio. El hierro fue reportado como Fe_2O_3 total. Y las pérdidas por calcinación (LOI) se determinaron a 1000°C .

Por último, se resumieron y presentaron todos los resultados de los estudios de campo, petrográficos y geoquímicos en este informe, y se propone una interpretación de los eventos geológicos que tuvieron lugar en el Macizo de Paita entre el Paleozoico y el Triásico.

4. RESULTADOS

4.1. SERIE METAMÓRFICA DEL ÁREA DE PAITA

4.1.1. DESCRIPCIÓN DE AFLORAMIENTOS Y ESTRUCTURAS

Las características litológicas, estructurales y petrográficas de los afloramientos que conforman el Macizo de Paita permiten distinguir diferentes dominios metamórficos. Teniendo como parámetro la proximidad al stock granítico, se logra diferenciar distintos tipos de rocas que abarcan desde pizarras; intercalaciones de metalutitas-metareniscas; esquistos porfidoblásticos; hasta corneanas en la proximidad del intrusivo.

En las zonas periféricas del área de estudio, el macizo de Paita está conformado por una secuencia de pizarras gráficas. Se trata de rocas metamórficas foliadas de bajo grado caracterizadas por una marcada foliación con brillo micáceo. Estas rocas se encuentran cortadas por vetas de cuarzo de hasta 1 m de potencia, discordantes, sinuosas, subverticales y presentan un intenso fracturamiento (Figura 2).

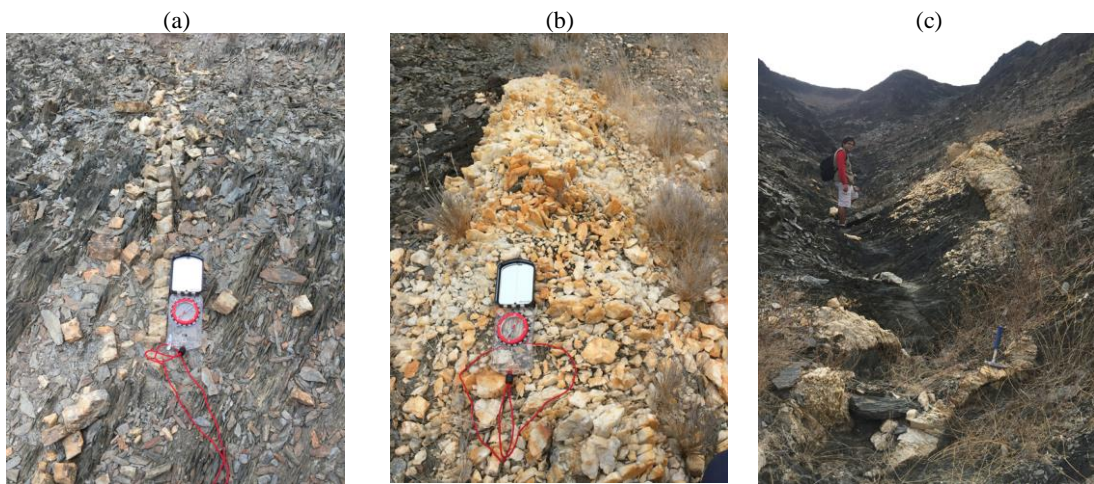


Figura 2. (a) Veta de cuarzo de rumbo $N40^{\circ}W$ y 5 cm de potencia. Nótese la discordancia con la pizarrosidad de la roca de caja. (b) Veta de cuarzo lechoso fracturado y ~ 1 m de potencia. (c) Veta de cuarzo de ~ 1 m de potencia, subvertical, sinuoso y discordante con la pizarrosidad de la roca de caja.

En la mayoría de los afloramientos existen cambios litológicos desde unidades de grano medio a grueso (metareniscas) a fino (metasilitas y metalutitas) como lo ilustra la Figura 3-a. Las unidades potentes de areniscas (estratos de más de 1 m) presentan un contacto simple y continuo con pelitas, mientras que las unidades menos potentes pueden presentar un marcado boudinage con engrosamientos, adelgazamientos y ruptura, adaptándose los niveles dúctiles pelíticos al contorno deformado (Figura 3-b).

Las vetas de cuarzo adquieren variadas geometrías ante las diferencias litológicas de la roca de caja. En las litologías de grano más fino se observan vetas de cuarzo de ~ 0.3 m de potencia subparalelas y discordantes con respecto a los contactos estratigráficos (Figura 4-d); mientras que en las metareniscas se observan venas de cuarzo en estructuras tipo “stockwork” (Figura 4-a).

La serie metamórfica del Área de Paita presenta así, indicios de intensa deformación dúctil evidenciada en pliegues volcados, replegados, con flancos boudinados, foliación de plano axial (Figura 5) y venas plegadas de cuarzo de hasta 10 cm de potencia (Figura 4-c). Seguido a esta deformación dúctil, se tiene una segunda deformación, en un régimen frágil, evidenciado por: vetas de cuarzo de hasta 1 m de potencia con clastos de roca de caja (Figura 4-b), y por venillas stockwork.

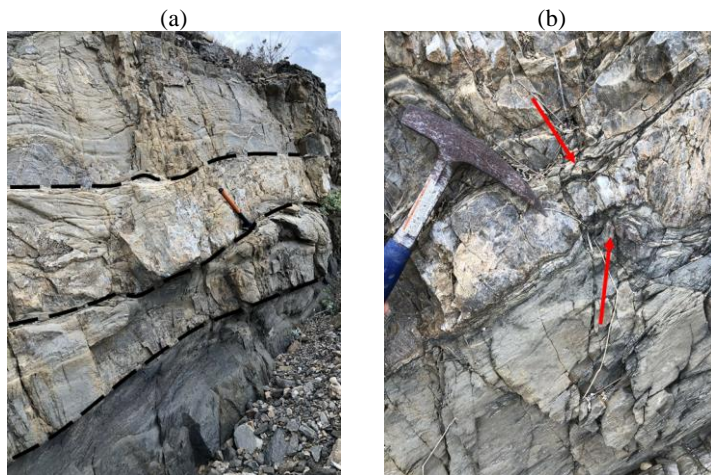


Figura 3. (a) Vista de afloramiento de la Serie Metamórfica del Área de Paita. Nótese los contactos (sedimentarios) resaltado por líneas negras, las metapelitas (lutitas) corresponden a las rocas gris oscuro en la base del afloramiento mientras que las metareniscas corresponden a las rocas color beige de los estratos superiores. (b) Estructura boudinage donde la metarenisca corresponde a la capa adelgazada y la metapelita a las rocas que rellenan esos espacios (flechas rojas).

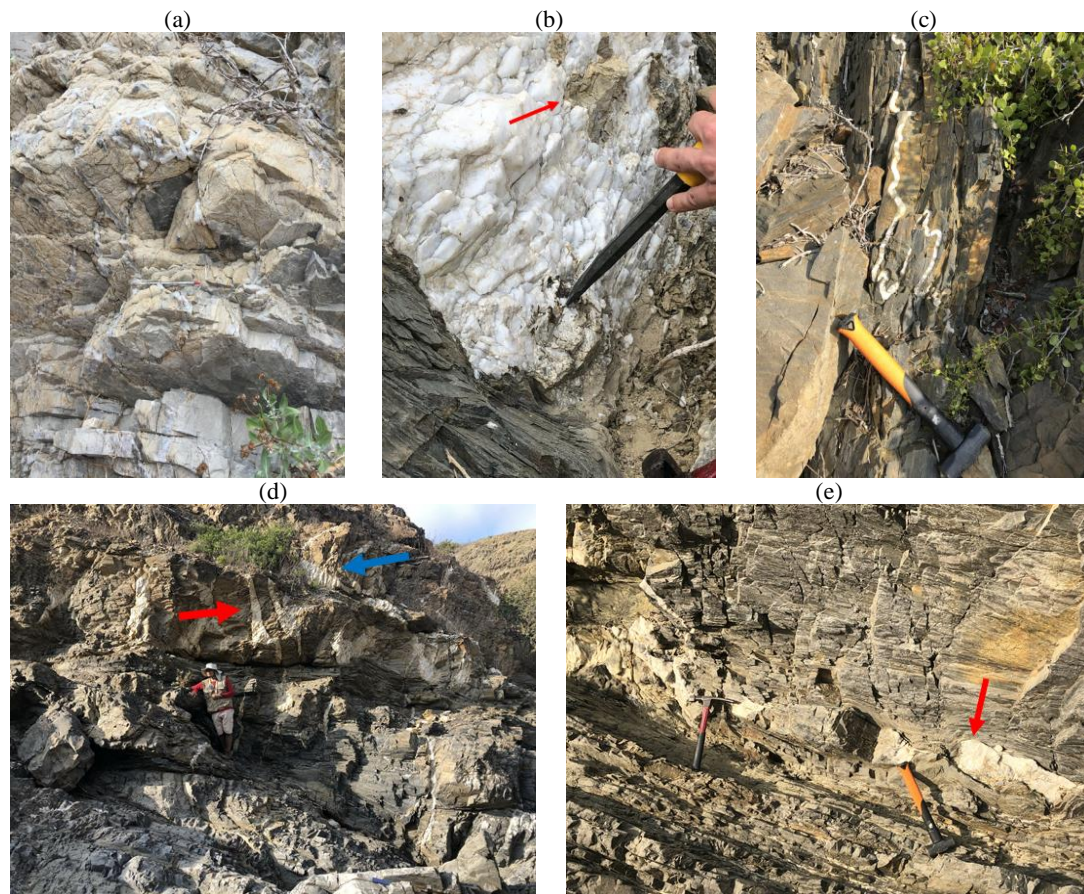


Figura 4. Diferentes vetas de cuarzo. (a) Afloramiento de metarenisca color beige cortado por venillas de cuarzo en stockwork. (b) Veta de cuarzo lechoso de ~0.75 m de potencia. Nótese la presencia de fragmentos de roca de caja (flecha roja) que sufrieron alteración hidrotermal (diferencia de color entre xenolito y roca de caja). (c) Vena de cuarzo intensamente plegada, indicador de deformación dúctil durante el metamorfismo. (d) Venas de cuarzo de ~0.3 m discordantes (flecha roja) y subparalelas (flecha azul). (e) Veta de cuarzo boudinado (flecha roja), evidencia de esfuerzos posterior a su formación.

En las zonas más próximas al intrusivo, las metapelitas se diferencian de las metareniscas por la aparición de porfidoblastos y por una mayor concentración de micas en la matriz. Los porfidoblastos se encuentran preferentemente ubicados dentro de los planos de foliación de la roca y muestran reemplazamiento por agregados arcillosos y micáceos. En esta zona se reportan estructuras de crenulación y plegamiento kink-band

(Figura 6). Las vetas son muy variadas mineralógicamente, se reportan vetas de hasta 10 cm de potencia con ensambles: cuarzo-muscovita, cuarzo-biotita, cuarzo-hematita, turmalina negra masiva y turmalina rosada (rubelita) idiomorfa (Figura 7).

En las inmediaciones de la intrusión granítica, aproximadamente entre 50-100 m del contacto, se aprecia indicios de recristalización y desaparición progresiva de la foliación original de la roca. Se observó adicionalmente un intenso plegamiento en esta zona. Se registran pliegues antiformes cuyos planos axiales se encuentran ligeramente inclinados unos 15° , y que presentan una longitud de onda de ~ 1.5 m con una amplitud de 2 m. Estos pliegues en ciertos casos presentan pliegues parásitos y estructuras de cizalla descritas como venas tipo R-shears (Figura 8).

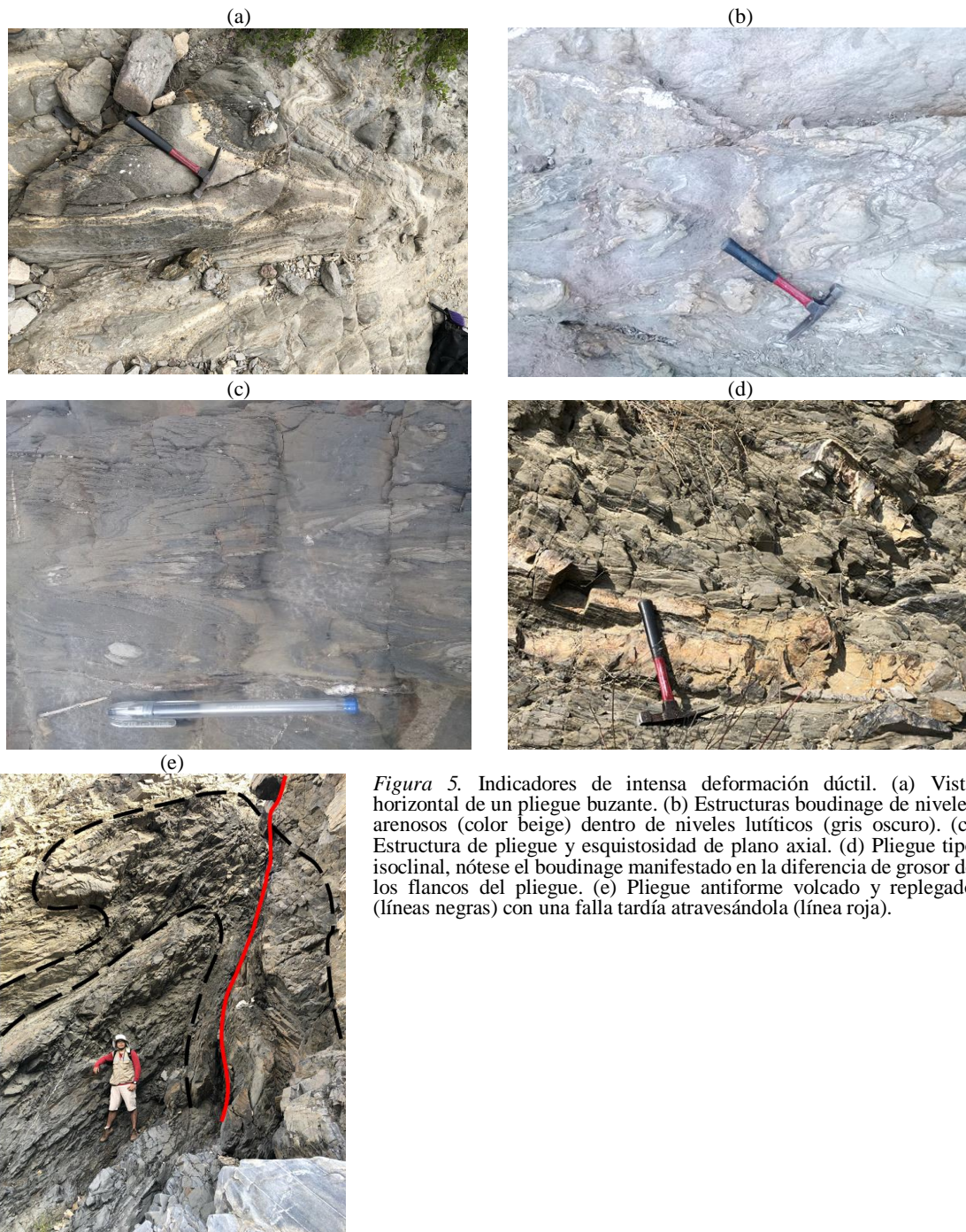


Figura 5. Indicadores de intensa deformación dúctil. (a) Vista horizontal de un pliegue buzante. (b) Estructuras boudinage de niveles arenosos (color beige) dentro de niveles lutíticos (gris oscuro). (c) Estructura de pliegue y esquistosidad de plano axial. (d) Pliegue tipo isoclinal, nótese el boudinage manifestado en la diferencia de grosor de los flancos del pliegue. (e) Pliegue antiforme volcado y replegado (líneas negras) con una falla tardía atravesándola (línea roja).



Figura 6. Estructuras en esquistos. (a) Crenulación. (b) Crenulación y plegamiento kink-band.



Figura 7. Vetas poliminerálicas de: (a) Cuarzo-muscovita. (b) Cuarzo-biotita. (c) Cuarzo-hematita. (d) Cuarzo-rubelita (turmalina rosada). (e) Turmalina negra masiva.

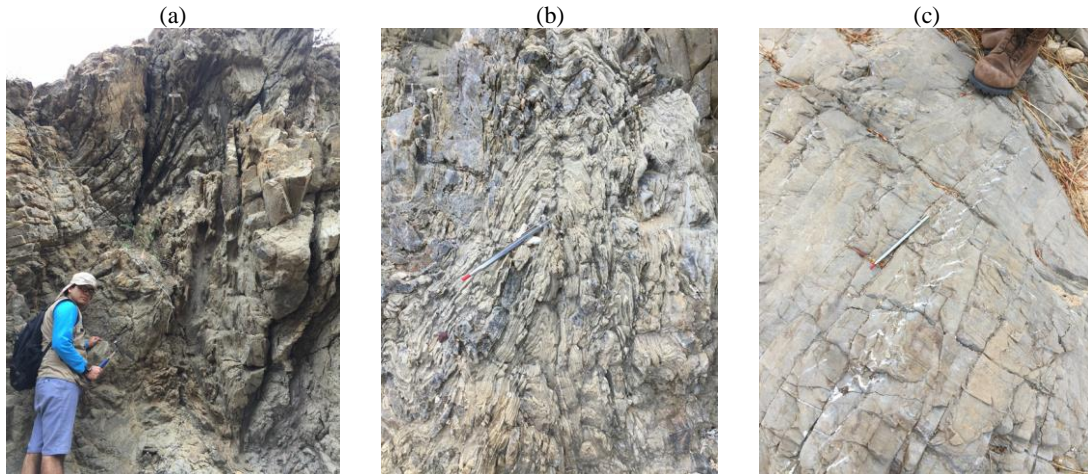


Figura 8. Estructuras en las zonas próximas al intrusivo. (a) Pliegue antiformal. (b) Pliegue antiformal con pliegues parásitos. (c) Venas tipo R-shears indicadores de cizalla.

4.1.2. ESTUDIOS PETROGRÁFICOS

En base a las litologías reconocidas en campo, las descripciones petrográficas de muestra de mano y de secciones delgadas y delgado-pulidas, se reconocen diferentes tipos de rocas metamórficas con sus respectivos ensambles mineralógicos y texturas.

Metareniscas cuarcíferas (Figura 9)

Rocas metamórficas no foliadas de apariencia homogénea y masiva, colores beige y gris oscuro, y de alta dureza. Bajo el microscopio, esta roca presenta una textura granoblástica de grano grueso y poliminerálica constituida por cuarzo y micas. El metamorfismo se hace evidente por una marcada recrystalización de cuarzo, formación de puntos triples y presencia de minerales metamórficos como clorita y predominantemente biotita. En algunas zonas la recrystalización es tal que se reportan cuarcitas.

Se reconoce una textura detrítica, relicto del protolito. Los granos de cuarzo detrítico presentan granulometrías de hasta 0.2 mm, lo cual sugiere que el protolito fue una arenisca de grano medio. Las micas se encuentran preferentemente en los intersticios de los cuarzos y se concentran en fracturas junto con opacos y cloritas. Esto sugiere la participación de fluidos durante el metamorfismo. Los minerales presentes son: cuarzo detrítico recrystalizado, biotita, muscovita, clorita, plagioclasa detrítica, zircón, entre otros. A lo largo del Macizo de Paíta, este tipo de rocas no presentan variaciones litológicas considerables, cambiando solo en su granulometría y sus proporciones cuarzo-micas.

Pizarras (Figura 10)

Rocas metamórficas foliadas de carácter gráfítico y lustroso, color gris azulado oscuro, con una marcada pizarrosidad y brillo micáceo en los planos de foliación. A microscopio, esta roca presenta una textura de grano muy fino en una matriz gráfítica. La foliación de la roca está marcada por filosilicatos elongados en direcciones preferentes y por cuarzos detríticos deformados y reorientados. En ciertas zonas se han observado estructuras de crenulación. No se reporta recrystalización de cuarzo. La granulometría, aparición de micas y cloritas, y el carácter gráfítico que presentan estas litologías hacen pensar que su protolito fue una pelita rica en arcillas y material orgánico. La roca está constituida por cuarzo, micas blancas, clorita, opacos y grafito.

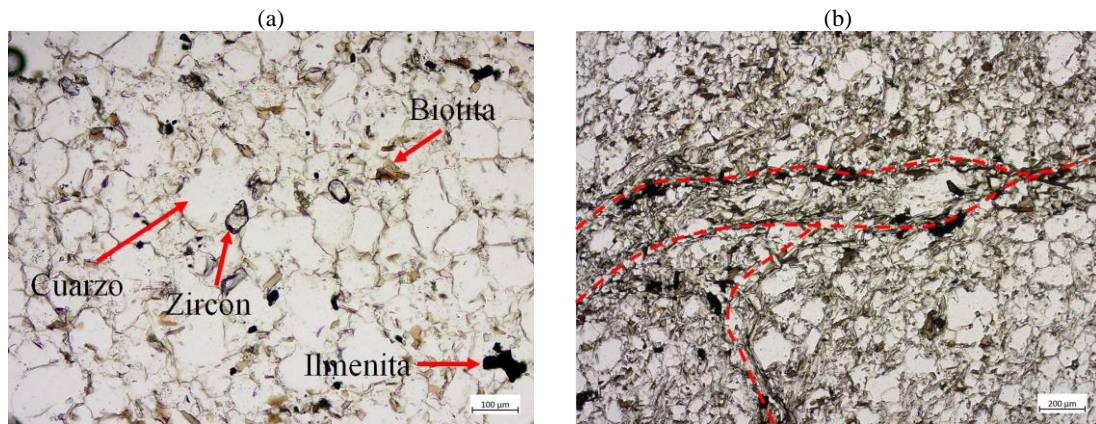


Figura 9. Sección delgado-pulida de una metarenisca. (a) Ensamble mineralógico. (b) Concentración de micas, clorita y opacos causado por la circulación de fluidos metamórficos a través de fracturas (líneas rojas).

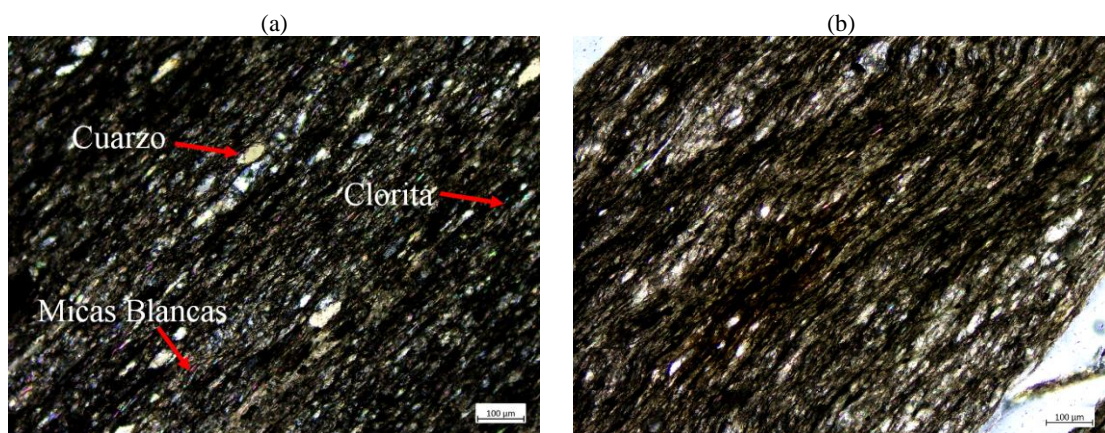


Figura 10. Pizarras. (a) Ensamble mineralógico con polarizadores cruzados. (b) Estructura de crenulación en luz plano polarizada. Nótese la matriz gráfita. Los espacios agujeros en las esquinas superior izquierda e inferior derecha de la figura corresponden a la foliación de pizarra.

Esquistos Moteados (Figura 11)

Rocas metamórficas foliadas de color verde grisáceo, apariencia micácea y heterogranular por la presencia de porfidoblastos en una matriz fina. Bajo el microscopio, la roca presenta una asociación mineralógica de: cuarzo, biotita, moldes de porfidoblastos pinitizados, muscovita, clorita y opacos como magnetita e ilmenita. Esta roca presenta una textura porfidoblástica y una matriz grano-lepidoblástica. La foliación está marcada por la orientación preferencial de biotita y cuarzoes recristalizados, deformados y reorientados.

Los porfidoblastos presentan una alteración pervasiva a arcillas, micas, cloritas y óxidos. Se presume que los porfidoblastos corresponden a cordierita debido a que se ha logrado reconocer algunos moldes de porfidoblastos con formas cristalográficas de prismas de base hexagonal, típicos del maclado pseudo-hexagonal de la cordierita. Adicionalmente, el ensamble de alteración descrito es típico de pinitización, correspondiente a la alteración retrógrada de la cordierita. Estos porfidoblastos, de acuerdo a su disposición respecto a las estructuras de deformación kink bands, son pre-cinemáticos.

Corneanas (Figura 12)

Roca color gris oscura, no foliada y de alta dureza. Bajo el microscopio, la roca presenta una textura granoblástica poliminerálica constituida esencialmente por cuarzo, micas y clorita. Esta roca se caracteriza por una distintiva recristalización de los granos

de cuarzo y por la presencia de minerales índice como biotita y clorita. A diferencia de las metareniscas anteriormente descritas, las corneanas presentan un mayor grado de recrystalización (cuarzo de hasta ~0.6 mm) y mayor proporción de micas (~15%).

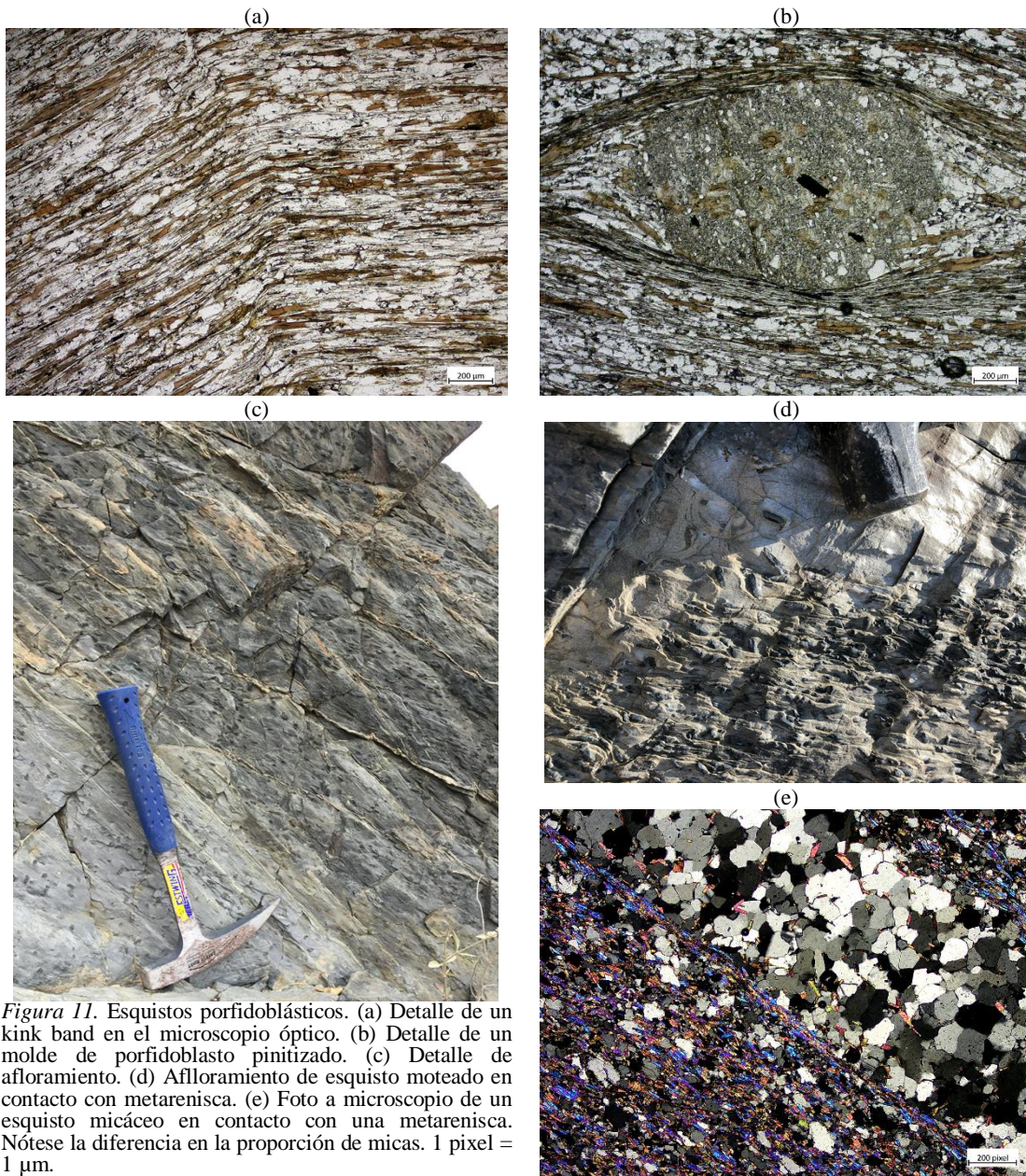


Figura 11. Esquistos porfidoblásticos. (a) Detalle de un kink band en el microscopio óptico. (b) Detalle de un molde de porfidoblasto pinitizado. (c) Detalle de afloramiento de esquistos moteado en contacto con metarenisca. (d) Afloramiento de esquistos moteado en contacto con metarenisca. (e) Foto a microscopio de un esquistos micáceo en contacto con una metarenisca. Nótese la diferencia en la proporción de micas. 1 pixel = 1 µm.

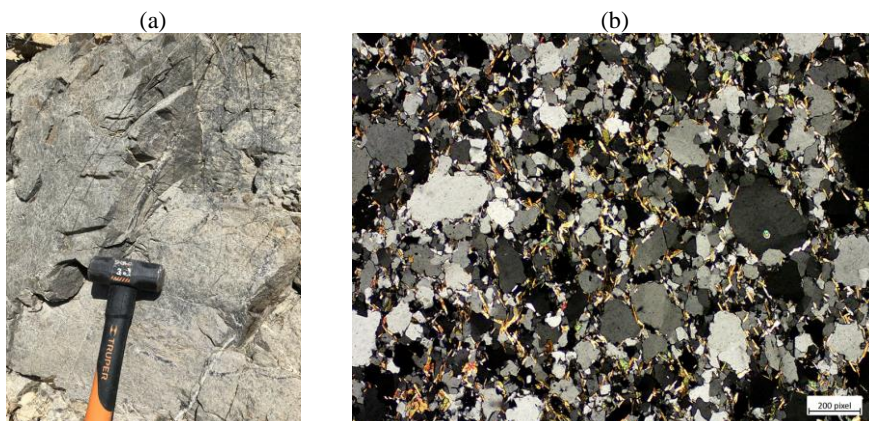


Figura 12. (a) Foto de afloramiento de corneana. (b) Foto a microscopio de corneana. 1 pixel = 1 µm.

4.1.3. GEOQUÍMICA DE LOS METASEDIMENTOS

Para el estudio geoquímico de los metasedimentos se tomaron como referencia los análisis hechos a una metarenisca y dos esquistos porfidoblásticos, los cuales representan las diferentes composiciones de areniscas y pelitas de la serie metamórfica (Tabla 1).

Los análisis realizados en los esquistos porfidoblásticos tienen menores concentraciones de silicio y zirconio, y altos valores de aluminio (67.2 % SiO₂, 188 ppm Zr, 16 % Al₂O₃) con respecto a la metarenisca (82.5 % SiO₂, 296 ppm Zr, 8.87 % Al₂O₃). Las proyecciones de los análisis realizados ubican a los metasedimentos del macizo de Paita como sedimentos de margen pasivo y procedente de la erosión de material ígneo máfico a intermedio (Figura 13 a,b,c). Los patrones de tierras raras normalizados al “Post-Archean average Australian Sedimentary Rock” (McLennan, 1989), presentados en la Figura 13-d, muestran una tendencia planar sin anomalías negativas notorias en algún elemento, y sin anomalías positivas de tierras raras ligeras, lo cual sugiere que se tratan de sedimentos de margen pasivo según el criterio de Winchester y Max (1989).

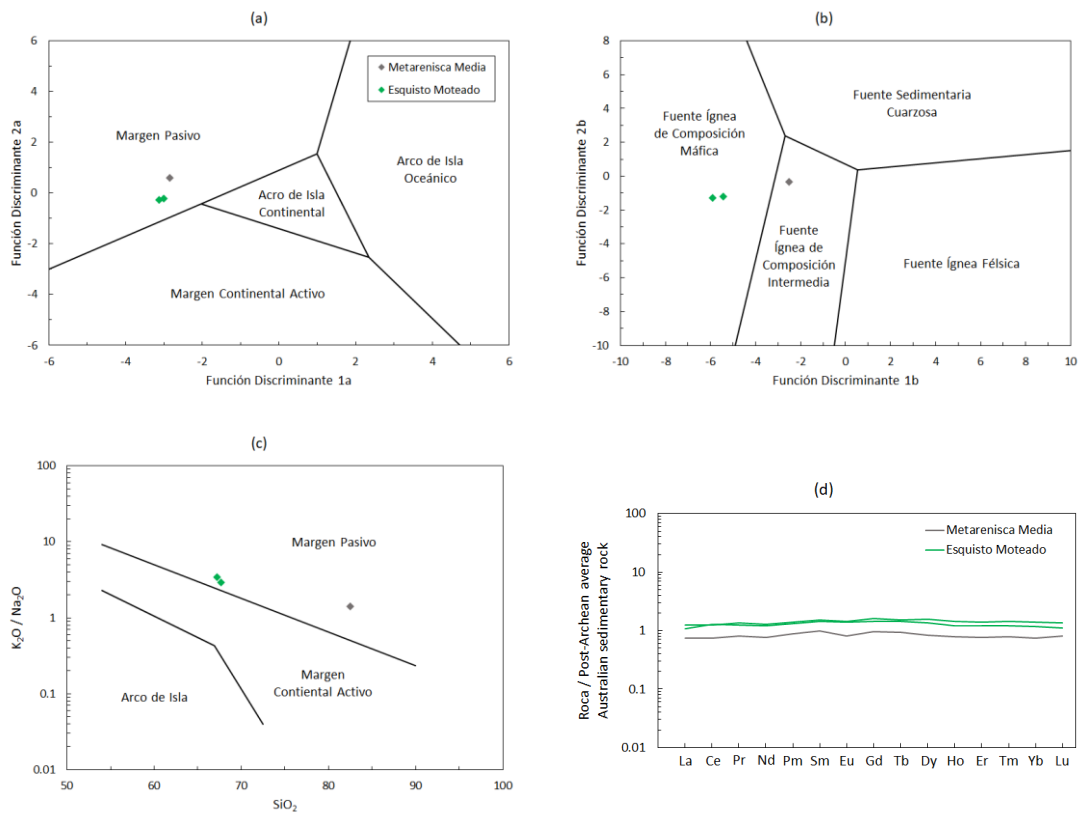


Figura 13. (a) Diagrama de discriminación para el contexto tectónico de la sedimentación de Bhatia (1983) donde: Función Discriminante 1a = $-0.0447 \text{ SiO}_2 - 0.972 \text{ TiO}_2 + 0.008 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0.208 \text{ FeO} - 3.082 \text{ MnO} + 0.140 \text{ MgO} + 0.195 \text{ CaO} + 0.719 \text{ Na}_2\text{O} - 0.032 \text{ K}_2\text{O} + 7.510 \text{ P}_2\text{O}_5 + 0.303$. Función Discriminante 2a = $-0.4210 \text{ SiO}_2 + 0.972 \text{ TiO}_2 - 0.526 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.610 \text{ FeO} + 2.720 \text{ MnO} + 0.881 \text{ MgO} - 0.907 \text{ CaO} - 0.177 \text{ Na}_2\text{O} - 1.840 \text{ K}_2\text{O} + 7.244 \text{ P}_2\text{O}_5 + 43.57$. Por las limitaciones de los análisis geoquímicos, se asumió $\text{FeO} = 0$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{total}}$. (b) Diagrama de discriminación de la procedencia de los sedimentos de Roser y Korsch (1988) donde: Función Discriminante 1b = $30.638 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \text{ Fe}_2\text{O}_3_{\text{t}} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$. Función Discriminante 2b = $56.500 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \text{ Fe}_2\text{O}_3_{\text{t}} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$. (c) Diagrama de discriminación para el contexto tectónico de la sedimentación de Roser y Korsch (1986). (d) Diagrama “spider” de tierras raras, normalizado al “Post-Archean average Australian Sedimentary Rock” (McLennan, 1989).

Tabla 1. Resultados de los análisis litogeoquímicos de roca total correspondientes al presente estudio.

	Código	PT18	D4M3.1	D4M3.2
	Litología	Metarenisca	Esquisto	Esquisto
	Autor	Media	Moteado	Moteado
		Presente	Presente	Presente
		Estudio	Estudio	Estudio
SiO ₂	wt %	82.50	67.70	67.20
TiO ₂	wt %	0.46	0.70	0.70
Al ₂ O ₃	wt %	8.87	16.00	15.85
Fe ₂ O ₃	wt %	3.26	5.88	6.08
MnO	wt %	0.04	0.11	0.10
MgO	wt %	0.87	1.81	1.87
CaO	wt %	0.32	0.60	0.58
Na ₂ O	wt %	1.44	1.33	1.18
K ₂ O	wt %	2.04	3.85	4.01
P ₂ O ₅	wt %	0.10	0.13	0.13
LOI	wt %	1.21	2.85	2.64
TOTAL	%wt	101.11	100.96	100.34
La	ppm	28.70	41.20	47.20
Ce	ppm	58.90	100.50	99.50
Pr	ppm	7.19	11.00	11.85
Nd	ppm	25.70	40.50	43.20
Sm	ppm	5.47	8.04	8.33
Eu	ppm	0.88	1.52	1.53
Gd	ppm	4.44	6.73	7.40
Tb	ppm	0.72	1.11	1.19
Dy	ppm	3.85	6.41	7.27
Ho	ppm	0.78	1.21	1.43
Er	ppm	2.17	3.42	3.93
Tm	ppm	0.31	0.48	0.58
Yb	ppm	2.09	3.29	3.98
Lu	ppm	0.35	0.48	0.58
Ba	ppm	373.0	798.0	774.0
Cr	ppm	40.0	70.0	70.0
Cs	ppm	6.4	7.6	9.0
Ga	ppm	11.7	23.7	24.5
Hf	ppm	8.0	5.8	5.5
Nb	ppm	11.1	15.4	16.4
Rb	ppm	94.1	165.0	185.5
Sn	ppm	2.0	5.0	5.0
W	ppm	1.0	3.0	3.0
Sr	ppm	78.8	108.0	101.5
Ta	ppm	0.8	1.1	1.2
Y	ppm	21.0	31.7	39.2
V	ppm	49.0	109.0	117.0
Zr	ppm	296.0	205.0	188.0
Th	ppm	8.2	17.1	16.1
U	ppm	2.1	2.9	3.0

4.2. GRANITO DE PAITA

El granito de Paita (Palacios et al., 1994) es el cuerpo ígneo que aflora en el centro del macizo de Paita. Se trata de un stock homogéneo de composición granítica. Este plutón tiene una textura fanerítica, equigranular, hipidiomórfica, con cristales de cuarzo, muscovita, feldespato potásico (microclina>ortoclasa), plagioclasa sódica, biotita; y minerales accesorios de apatito, granate, turmalina y zircón. No es rara la presencia de textura gráfica. Los minerales son de tamaño grueso a muy grueso. Las alteraciones reconocidas son sericitización en plagioclasa, cloritización en biotita y albitización. Por su proporción de cuarzo (~40%), feldespato potásico (~24%), plagioclasa (~16%); se trata de un sienogranito y por su proporción de micas muscovita (~12%) y biotita (~8%) se trata finalmente de un sienogranito a dos micas.

Este cuerpo no presenta variaciones ni zonaciones composicionales, permanece como granito de extremo a extremo. Tampoco existen variaciones texturales, permanece fanerítico tanto en la zona central como en los contactos.

El contacto con la roca de caja está bien definido y tiende a la verticalidad, no se ha reconocido evidencias de asimilación ni variaciones composicionales o litológicas significativas en la zona del contacto (Figura 14).

La presencia de enclaves es común. En la zona central se han reconocido xenolitos de gneis-migmatítico, subredondeados y con tamaños de ~15 cm. Estos posiblemente provienen de niveles inferiores de la corteza y también son reportados por Bellido et al. (2009). Mientras que en la zona del contacto, los enclaves son más locales, en su mayoría son metareniscas y esquistos porfidoblásticos, presentan formas angulosas, tamaños de 0.5 m y con ligeras coronas de reacción (Figura 15).

Se reconoce una marcada fábrica planar de micas e indicios de compresión como texturas de “recovery”, formación de subgranos de cuarzo y deformación en micas; dándole a la roca cierta foliación. Es común también la presencia de filones pegmatíticos en el interior y en las periferias del intrusivo. Sin embargo, el estudio de las fases tectónicas y eventos post-magmáticos escapan de los objetivos de esta investigación.



Figura 14. Afloramiento de la zona del contacto. Notar la verticalidad del emplazamiento del intrusivo. La roca de caja corresponde a las corneanas anteriormente descritas.

4.2.1. GEOQUÍMICA ÍGNEA

Para la caracterización geoquímica del granito de Paita se han realizado tres análisis a muestras de granito recolectadas en campo, y se tomaron como referencia otros dos análisis ya realizados y reportados por Bellido et al. (2009) en la zona de Paita (Tabla 2).

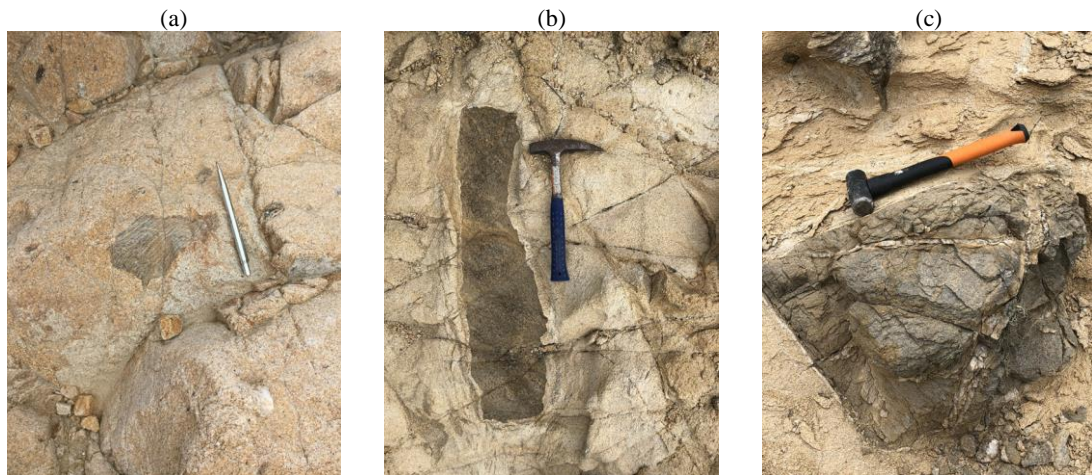


Figura 15. Xenolitos. (a) Enclave de gneis-migmatítico de la zona central del intrusivo. (b) Enclave de esquistos moteado, alterado y con una corona de reacción, foto tomada en la zona del contacto del intrusivo. (c) Enclave de metarenisca en la zona del contacto del intrusivo. Nótese las vetas de cuarzo cortando al enclave pero no al intrusivo. Se trata de una veta de cuarzo-biotita de la serie metamórfica, esto es indicador de que estas vetas son anteriores a la intrusión del granito.

Composicionalmente, el cuerpo plutónico del macizo de Paita se ha descrito como sienogranito a dos micas. Las proyecciones de los análisis de este intrusivo en los diagramas TAS de Middlemost (1994) y P-Q de Debon y Le Fort (1983) se localizan en el campo de los granitos (Figura 16 a y b).

En cuanto al contenido de aluminio, los análisis del granito de Paita arrojan un promedio de 3.7 wt% de corindón normativo. Los índices de saturación de aluminio (Shand, 1943 y Frost, 2001) dan un promedio de 1.35, lo cual lo posiciona dentro de los granitos peraluminosos. Esto se ve manifestado por la presencia de abundante muscovita y, localmente, granate como accesorio en los estudios petrográficos del granito de Paita. Estos resultados se repiten al bosquejar los análisis en el diagrama Al_2O_3/TiO_2 vs CaO/Na_2O para granitoides post-orogénicos de Sylvester (1998) el cual ubica al granito de Paita dentro de la zona de los granitos fuertemente peraluminosos (Figura 16 c); y en el diagrama B-A de Debon y Le Fort (1983) ubicando al granito de Paita como un leucogranito peraluminoso donde la muscovita toma un rol más importante en su composición (Figura 16 d).

Los valores altos en Rb, Ba y Sr se pueden deber tanto a la composición de la fuente de fusión como a los procesos de asimilación y diferenciación magmática. Al plotear los análisis en el diagrama Rb/Sr vs Rb/Ba para granitos post-colisionales fuertemente peraluminosos de Sylvester (1998) el granito de Paita se ubica en la zona de las fuentes ricas en arcillas y próximas a la composición de la fuente de fusión pelítica, resultado que se repite en el diagrama Al_2O_3/TiO_2 vs CaO/Na_2O del mismo autor (Figura 16 c y e). Por otro lado, en el diagrama ternario Ba-Rb-Sr de Bouseley y Sokkary (1975), el granito de Paita se ubica en el límite de los granitos normales y diferenciados (Figura 16 f).

En el diagrama geotectónico Fe^* de Frost et al. (2001), el Granito de Paita se encuentra en la zona de superposición de los granitos cordilleranos y anorogénicos (Figura 16 g) mientras que en el diagrama SiO_2 vs Al_2O_3 de Maniar y Piccoli (1989) el granito de Paita se encuentra en la zona de superposición de los granitos del grupo III (post orogénicos) y grupo I (de arcos de isla, arcos continentales y colisión continental) sin distinción notoria entre ambos (Figura 16 h).

Tabla 2. Análisis litogeoquímicos de roca total correspondientes a los estudios de Bellido et al. (2009) y al presente proyecto. Fe₂O₃ es reportado como hierro total recalculado.

	Código	GR9-98	GR9-78	D3M4	PT14	D3M2
	Litología	Granito	Granito	Granito	Granito	Granito
	Autor	Bellido et al. (2009)	Bellido et al. (2009)	Presente Estudio	Presente Estudio	Presente Estudio
SiO ₂	wt %	74.16	74.25	72.90	72.40	73.50
TiO ₂	wt %	0.17	0.16	0.17	0.23	0.17
Al ₂ O ₃	wt %	14.42	14.07	14.15	14.25	13.95
Fe ₂ O ₃	wt %	1.40	1.58	1.72	2.27	1.73
MnO	wt %	0.02	0.07	0.02	0.03	0.02
MgO	wt %	0.00	0.10	0.22	0.42	0.22
CaO	wt %	0.57	0.56	0.56	0.67	0.65
Na ₂ O	wt %	2.71	2.98	2.80	2.68	3.06
K ₂ O	wt %	5.26	4.74	5.30	5.08	5.23
P ₂ O ₅	wt %	0.25	0.32	0.29	0.24	0.27
LOI	wt %	1.07	1.17	2.27	2.06	1.26
TOTAL	%wt	100.00	99.98	100.40	100.33	100.06
La	ppm	10.90	2.41	15.80	19.70	16.70
Ce	ppm	21.90	4.74	36.10	51.20	36.80
Pr	ppm	2.68	0.67	4.17	5.19	4.20
Nd	ppm	9.51	2.10	15.60	18.90	15.10
Sm	ppm	2.37	0.52	3.98	4.40	4.10
Eu	ppm	0.31	0.07	0.48	0.60	0.53
Gd	ppm	2.31	0.56	3.51	4.08	3.69
Tb	ppm	0.31	0.09	0.59	0.66	0.61
Dy	ppm	1.64	0.76	2.43	3.07	2.69
Ho	ppm	0.18	0.09	0.36	0.47	0.31
Er	ppm	0.43	0.25	0.69	1.03	0.68
Tm	ppm	0.06	0.04	0.09	0.15	0.10
Yb	ppm	0.28	0.20	0.43	0.86	0.51
Lu	ppm	0.03	0.02	0.07	0.10	0.07
Ba	ppm	375.5	315.9	449.0	547.0	425.0
Cr	ppm	25.0	22.0	5.0	10.0	10.0
Cs	ppm	21.3	22.3	21.1	17.1	17.5
Ga	ppm	17.9	16.0	21.8	21.9	19.4
Hf	ppm	2.1	0.3	2.6	3.1	2.5
Nb	ppm	14.9	16.0	17.1	16.3	15.4
Rb	ppm	306.1	267.9	298.0	293.0	293.0
Sn	ppm	13.8	16.9	10.0	10.0	10.0
W	ppm	-	-	3.0	2.0	3.0
Sr	ppm	79.1	58.5	64.1	69.1	68.9
Ta	ppm	1.5	11.1	2.2	2.0	2.0
Y	ppm	7.6	4.2	10.9	13.6	11.3
V	ppm	5.0	8.0	16.0	25.0	16.0
Zr	ppm	69.3	58.0	79.0	99.0	77.0
Th	ppm	6.3	3.0	6.8	8.2	7.1
U	ppm	6.2	4.2	6.0	7.2	9.7

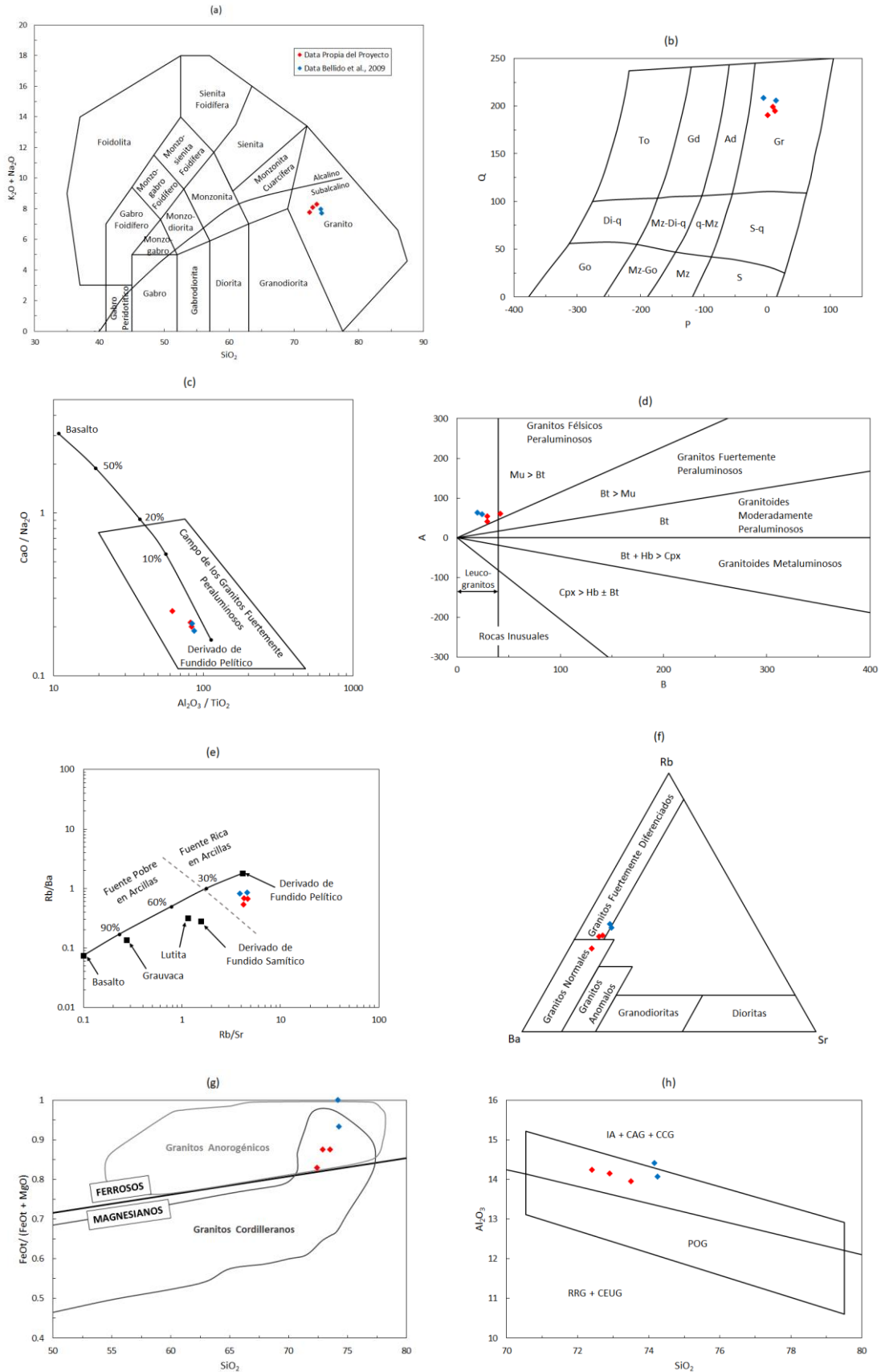


Figura 16. (a) Diagrama TAS para la clasificación de rocas ígneas plutónicas de Middlemost (1994), valores en. (b) Diagrama P-Q de Debon y Le Fort (1983) para la clasificación de rocas ígneas plutónicas donde $P = K - Na - Ca$ y $Q = Si/3 - K - Na - 2/3 Ca$, valores en miliequivalencias; y Go: gabro, diorita, anortosita; Mz-Go: mozogabro, monzodiorita; Mz: monzonita; S: sienita; Di-q: diorita cuarcífera; Mz-Di-q: monzodiorita cuarcífera; q-Mz: cuarzo-monzonita; S-q: sienita cuarcífera; To: tonalita, trondjemita; Gd: granodiorita, granogabro; Ad: adamelita; Gr: granito. (c) Diagrama Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Na_2O discriminante para granitoides

fuertemente peraluminicos de Sylvester (1998) con la línea de composición de la fuente de fusión pelítica a basáltica, los porcentajes corresponden a la composición del derivado de fundido basáltico. (d) Diagrama B-A de Debon y Le Fort (1983) para discriminación de contenido de alúmina donde $B = Fe + Mg + Ti$ y $A = Al - (Na + K + 2Ca)$, valores en milicaciones. (e) Diagrama Rb/Sr-Rb/Ba de Sylvester (1998) para la composición de la fuente de fusión del magma, los porcentajes corresponden a del derivado de fundido basáltico. (f) Diagrama ternario Ba-Rb-Sr de Bouseley y Sokkary (1975) para niveles de diferenciación de magmas. (g) Diagrama Fe^* de Frost et al. (2001) para la discriminación tectónica de rocas ígneas. (h) Diagrama SiO_2 vs Al_2O_3 de Maniar y Piccoli (1989) para la discriminación tectónica de los granitoides. IA: Granitoides de Arco de Isla; CAG: Granitoides de Arco Continental; CCG: Granitos de Colisión Continental; POG: Granitos Post-Orogénicos; RRG: Granitos de Rift; CEUG: Granitos de Levantamiento Epirogénico Continental.

5. DISCUSIÓN

5.1. PROTOLITO

Las rocas metamórficas del macizo de Paita son resultado de metamorfismo polifásico a partir de protolitos sedimentarios siliciclásticos. A pesar de haber estado sometidos a metamorfismo e intensas deformaciones, ha sido posible identificar la litología del protolito a partir de observaciones de campo como contactos litológicos, boudinage y neoformación de minerales en zonas preferentes. Los contactos litológicos son evidencia de que existen estratos de diferentes litologías (Figura 3 a). El boudinage es producto de esfuerzos compresivos sobre litologías de propiedades reológicas diferentes (Figura 3 b). La presencia de porfidoblastos se debe a que ciertas litologías tienen la composición adecuada para desarrollar ciertos minerales. La mayor concentración de micas y la presencia de porfidoblastos de cordierita en metapelitas, a diferencia de las metareniscas, se debe a la mayor reactividad de los sedimentos arcillosos a formar estos minerales (Figura 11 d y e).

Un factor influyente en los procesos metamórficos es la composición del protolito. Las altas concentraciones de silicio en la metarenisca, comparado con las metapelitas, es reflejo de una mayor presencia de cuarzo propio de la naturaleza del protolito cuarzo-arenoso. Los valores altos de zirconio en la metarenisca son reflejo de la gran cantidad de cristales de zircón detrítico encontrados a microscopio (más de 10 por sección). Los altos valores de aluminio en los esquistos son reflejo de la composición de su protolito arcilloso y del desarrollo de minerales aluminosilicatos en el metamorfismo como es el caso de los esquistos porfidoblásticos de cordierita pinitizada.

Por lo tanto, el protolito corresponde a una serie sedimentaria constituida por bancos de areniscas cuarcíferas de grano medio intercalados con areniscas finas y lutitas arcillosas cuya composición y granulometría influyó en el metamorfismo de la serie.

La edad de sedimentación se presume Ordovícica (Palacios et al., 1994 y Palacios et al., 1995), aunque la falta de registro fosilífero en la zona de estudio no puede confirmar esta edad, posiblemente estos fueron borrados por el grado de deformación y metamorfismo experimentado.

Bellido et al. (2009) estima que estos sedimentos provienen de la erosión de un arco volcánico de composición basalto-andesítico de subducción según el diagrama Zr/Ti vs Nb/Y de Winchester y Floyd (1977). Los resultados de los análisis litogeoquímicos realizados en este estudio sugieren resultados similares. A partir de proyecciones en diagramas y patrones de tierras raras, se propone que los metasedimentos provienen de la erosión de material de composición basáltica-andesítica, y cuya sedimentación se desarrolló en condiciones extensivas (margen pasivo) y en un ambiente transitorio entre costero y marino poco profundo evidenciado por la intercalación pelita arcillosa - arenisca cuarcífera.

5.2. EVENTOS METAMÓRFICOS RECONOCIDOS

En base a la zonación litológica local, las distintas características petromineralógicas y la bibliografía a disposición, se han podido reconocer más de un evento metamórfico desarrollado en condiciones diferentes.

Evento Metamórfico 1 (M1)

Evento de carácter tectónico compresivo dúctil manifestado por estructuras de compresión y un metamorfismo regional de bajo grado. La mayor parte de los afloramientos metamórficos presentan un plegamiento y replegamiento complejo de la secuencia metamórfica (Figura 5). A esta compresión tectónica le acompaña una marcada foliación metamórfica que abarca desde pizarrosidad hasta esquistosidad y neoformación de micas blancas, cloritas (Figura 10) y biotita (Figura 9).

Palacios et al. (1994 y 1995) asocian a este evento a la Orogenia Caledoniana. Sin embargo, reconstrucciones históricas en el paleozoico no hacen referencia a la Orogenia Caledoniana en el margen sudamericano (Ramos y Aleman 2000; Spikings et al., 2015). Por lo que esta afirmación está abierta a futuros estudios.

Evento Metamórfico 2 (M2)

Este evento es de carácter térmico y fue causado por el emplazamiento del Granito de Paita. Se trata de un metamorfismo de contacto, sobrepuesto al regional anteriormente mencionado, manifestado por la aparición de porfidoblastos, recristalización y mayor proporción de micas. La foliación encontrada en los esquistos porfidoblásticos son posiblemente heredados de M1. La cordierita, producto de este metamorfismo, ha sido fuertemente alterada (pinitización) producto de un metamorfismo retrógrado tardío de M2.

Estos dos eventos son discordantes temporalmente. Se han observado evidencias de tectonismo posterior a M1 manifestado en vetas de cuarzo con fragmentos de caja angulosos alterados hidrotermalmente (Figura 4 b), lo cual es indicio de desequilibrio químico entre el fluido y la roca de caja debido a la disminución de temperatura de una roca que ha sufrido una transición de un régimen dúctil a uno dúctil-frágil post-metamórfico. También se observó evidencias de un evento compresivo posterior a la circulación de fluidos metamórficos evidenciado en estructuras boudinage en vetas de cuarzo. Por lo que no hay evidencias que M2 haya ocurrido inmediatamente después a M1. Todavía había actividad tectónica posterior a las litologías formadas en M1 las cuales serían después afectadas por M2.

5.3. SECUENCIA METAMÓRFICA PROPUESTA

En base a los estudios petrográficos, se han reconocido zonas con presencia de minerales índice que abarcan desde clorita hasta cordierita, cuya petrogénesis se asocia a diferentes eventos metamórficos y cuya progresión se relaciona a la proximidad con el stock granítico. A continuación se presenta una serie de zonas metamórficas como resultado de los estudios petro-mineralógicos realizados en el macizo de Paita.

ASOCIADOS A M1

El primer mineral indicador de metamorfismo encontrado en la zona de estudio es la *clorita*. La primera aparición de este mineral índice ocurre en las zonas más periféricas del macizo de Paita, en las pizarras gráficas anteriormente descritas. La facie correspondiente es de esquistos verdes y se asocia al evento M1 por la foliación presente y la distribución espacial de las pizarras gráficas. El grado metamórfico es bajo por la

presencia de clorita como mineral índice y ausencia de recristalización. El ensamble mineral es: cuarzo, clorita, micas blancas e ilmenita.

El siguiente mineral indicador de metamorfismo es la *biotita*. La primera aparición de biotita como mineral índice se da en las metareniscas cuarcíferas y metalutitas deformadas. Hay una fuerte influencia de la composición del protolito ya que las metareniscas cuarcíferas no desarrollan tanto porcentaje de biotita (~5%) como las metapelitas arcillosas (~25%). La presencia de biotita viene acompañado con los primeros indicios de recristalización en cuarzo. La facies es de esquistos verdes, se asocia al evento M1 por la foliación presente en las metalutitas y por el grado de deformación observado en ambas litologías.

ASOCIADOS A M2

La biotita se presenta también en los esquistos y corneanas. A diferencia de la primera generación de biotitas, estas se asocian a M2 por las litologías propias del metamorfismo de contacto asociado. El ensamble mineral es: cuarzo, biotita, muscovita, clorita e ilmenita.

El alcance de la zona de la biotita abarca tanto las metapelitas de bajo grado en la periferia distal del granito como las corneanas en las cercanías del mismo. Esto es debido a las implicancias con la composición del protolito y su petrogénesis relacionada a dos eventos metamórficos discordantes. Por estos motivos, la zona que la biotita es amplia y no se ha podido determinar y limitar la isógrada de biotita que pueda ser graficada en un mapa.

El último mineral indicador de metamorfismo encontrado es la *cordierita* de los esquistos moteados. La facies metamórfica es de corneanas y el grado metamórfico es medio. A pesar de haber sufrido una alteración retrógrada, ha sido posible reconocer por cristalografía y tipo de alteración la existencia de cordierita durante el metamorfismo prógrado. El ensamble mineral reportado en la zona de la cordierita es: cuarzo, biotita, cordierita (pinitizada), clorita, muscovita y opacos como ilmenita, magnetita y hematita. La zona de la cordierita está limitada a los pocos afloramientos de metapelitas cercanos al intrusivo y que desarrollaron porfidoblastos. Las metareniscas y corneanas, aunque estén próximas al intrusivo, no forman parte de la zona de la cordierita porque no desarrollan porfidoblastos (Figura 11 d) lo que nuevamente dificulta la limitación de una isógrada en un mapa.

No se ha encontrado otros mineral como cloritoide, granate o estaurolita, típico de metapelitas, que sugieran que se trata de una serie Barroviana de grado medio asociado a M1. Tampoco se reporta la presencia de sillimanita o feldespatos potásicos que sugiera un mayor grado de metamorfismo de contacto asociado a M2. En cuanto a la andalucita, se han reconocido cristales prismáticos en clastos rodados y en bloques detríticos, mas no se ha podido encontrar algún afloramiento de andalucita en el presente proyecto.

Para representar este desarrollo se ha propuesto esquematizar los resultados geoquímicos en diagramas que simplifiquen el ensamble metamórfico característico de cada facie y zona reportada (Figura 17). Dada las composiciones KFMASH ($K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$), común de rocas metapelíticas, se ha optado por usar diagramas ternarios AKF de Escola (1915) y proyecciones AFM del diagrama AKFM de Thompson (1957). Los diagramas empleados en esta investigación se limitan a los ya desarrollados por Spear y Cheney (1989) y Spear (1993) los cuales fueron rescatados en Best (2003), Raymond (2007) y Winter (2014). No se hicieron análisis puntuales ni

geotermobarometría para este estudio, el uso de los diagramas ternarios se limita a representar los ensambles metamórficos encontrados en el Macizo de Paita.

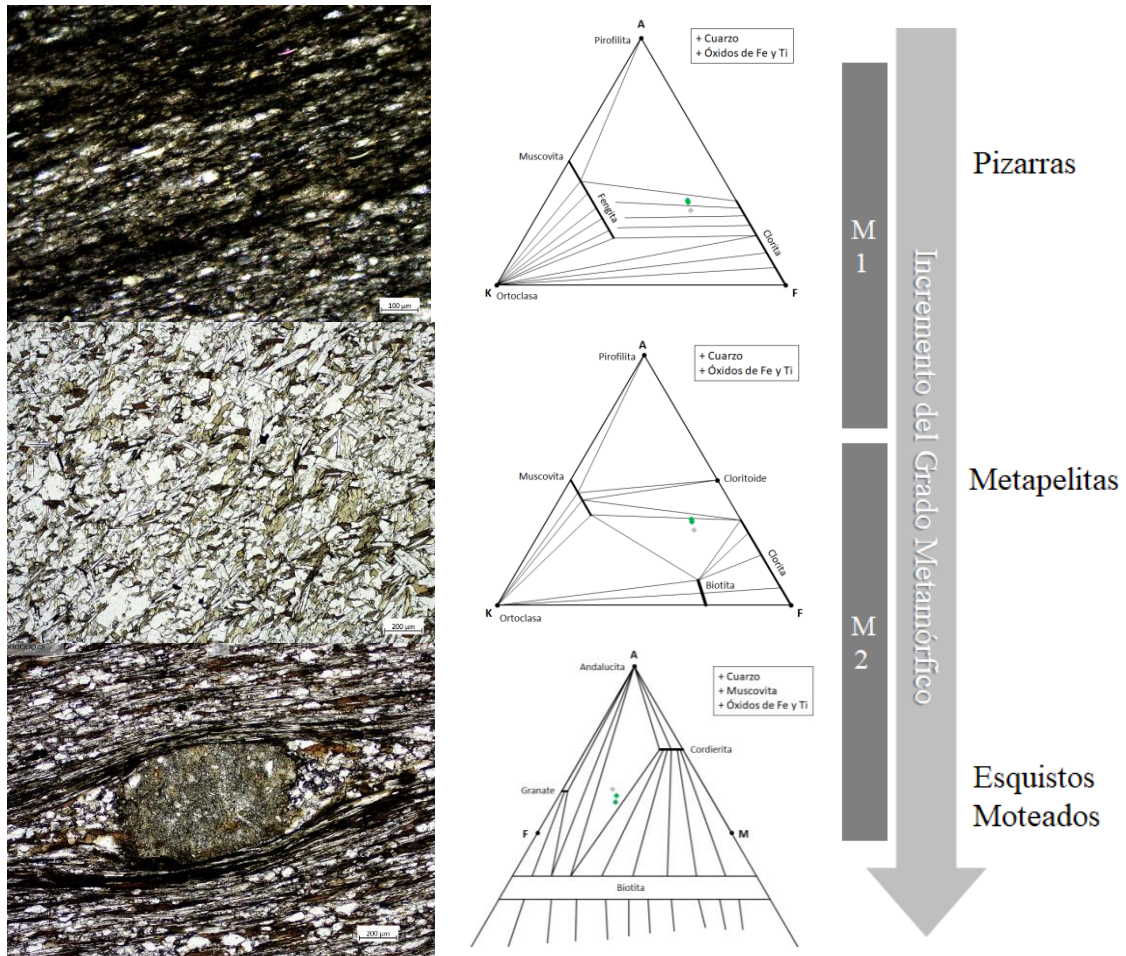


Figura 17. Secuencia Metamórfica Propuesta. Los puntos corresponden a los análisis realizados en metarenisca (punto gris) y esquistos (puntos verdes). Diagramas AKF con $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - Na_2O - K_2O - CaO$, $K = K_2O$, $F = FeO + MgO + MnO$. Y diagrama AFM con $A = Al_2O_3 - 3 K_2O$ (proyección desde la muscovita), $F = FeO$, $M = MgO$. Todos los valores están en proporciones molares y por las limitaciones del análisis se asumió un $Fe_2O_3 = 0$ y se recalculó el FeO como FeO_{total} .

Los diagramas empleados reflejan los ensambles mineralógicos observados en las rocas metamórficas: clorita y micas blancas en pizarras; biotita, muscovita y clorita en metalutitas, metapelitas y metareniscas; y cordierita y biotita en los esquistos profidoblásticos.

5.4. PETROGÉNESIS DEL INTRUSIVO

El granito de Paita es un granito tipo MPG (*Muscovite-bearing Peraluminous Granitoid*) según la clasificación de Barbarin (1999) lo cual lo ubica como un granito de origen cortical. Esto se ve reflejado también en los resultados geoquímicos donde muestran que el granito de Paita tiene una fuerte firma cortical pelítica en su composición. La diferenciación magmática y la asimilación parecen no haber sido procesos tan influyentes en la composición del intrusivo comparados con la propia anatexis.

La presencia de enclaves y fragmentos de roca de caja bien preservados son indicadores de inyección magmática. Esto hace pensar en un emplazamiento en contexto de extensión o transtensión provocando desprendimiento de fragmentos y bloques del techo de la cámara magmática. Y por las formas angulosas tipo cluster de estos enclaves, se infiere un comportamiento frágil de la roca de caja. De este modo, es improbable que

el granito haya generado una deformación secundaria en la roca circundante, por lo que los pliegues encontrados en las zonas próximas al intrusivo estarían relacionados al evento M1.

Los granitos de estas composiciones son referidos en la literatura a granitos de colisión continental (Barbarin, 1999; Pearce et al, 1984), aunque también estos magmas se pueden generar en ambientes de subducción de arcos continentales con corteza muy gruesa, y sobre todo en cadenas orogénicas producto de relajación y tensión cortical post-colisión continental (Sylvester, 1998). El granito de Paita puede corresponder a esta última categoría en base a las proyecciones de los análisis geoquímicos en diagramas de discriminación tectónica, los cuales muestran una clara tendencia transitiva entre granitos de implicancia tectónica a granitos de contextos extensivos. Otra evidencia es que, según las reconstrucciones de la evolución geodinámica en el margen Sudamericano, durante el Triásico predominaba una tectónica extensional de tipo rift asociado a la separación y ruptura del supercontinente Pangea (Spikings et al., 2015 y Spikings et al., 2016). Sin embargo, en este proyecto no se han realizado los suficientes análisis y estudios que fortalezcan la hipótesis que el magmatismo del Granito de Paita se relacione a este evento.

6. CONCLUSIONES

El Macizo de Paita tiene su origen en el Paleozoico Inferior con una sedimentación siliciclástica producto de la erosión y transporte de material volcánico de composición máfica a intermedia. La sedimentación se desarrolló posiblemente en los mares del Ordovícico, en un contexto extensivo y en un ambiente marino poco profundo y cercano a la costa. Esta sedimentación formó estratos intercalados de areniscas cuarcíferas de grano grueso y medio, y predominantemente estratos de lutitas y pelitas arcillosas y carbonosas.

En el transcurso el Paleozoico, desde el Silúrico hasta posiblemente el Pérmico, ocurrieron las orogenias Caledoniana, y/o Alleghaniana en el noroeste del margen sudamericano. En este tiempo ocurrió el primer evento metamórfico M1 de carácter regional de bajo grado en un ambiente compresivo dúctil evidenciado en las litologías observadas como las pizarras bituminosas foliadas, metareniscas y metalutitas intercaladas, y en múltiples vetas de cuarzo de composición y geometrías variadas. También se reporta múltiples eventos tectónicos tanto compresivos como tensionales y de cizalla evidenciado en las múltiples vetas de cuarzo de varias generaciones, estructuras de re-plegamiento, boudinage y r-shears.

Con este estudio se pone en manifiesto la gran variedad de litologías y estructuras aflorantes en el Macizo de Paita. Y cuya estructuración no puede ser explicada como la consecuencia de un solo evento de deformación de carácter compresivo. Por lo que el verdadero evento orogénico asociado a M1 queda abierto a futuros estudios geocronológicos que midan la edad del o de los múltiples eventos metamórficos, estudios estructurales que determinen los diferentes estadios compresivos-extensivos y sus respectivas direcciones de esfuerzos, y estudios paragenéticos de las múltiples vetas y venillas de cuarzo.

En el Triásico se inició un evento tensional de adelgazamiento cortical asociado a la ruptura y fragmentación del supercontinente Pangea. Este adelgazamiento conllevó una abrupta descompresión de la corteza continental, provocando fusión parcial de metasedimentos pelíticos de basamento y generación de magmas graníticos tipo S post-orogénicos, el Granito de Paita corresponde probablemente a uno de estos. Este plutón se emplazó en régimen dúctil-frágil, provocando fracturamiento de la roca de caja y

desprendimiento de bloques colgantes de techo y pared indicando un ambiente tectónico extensivo, al menos localmente, en la corteza superior.

El emplazamiento del Granito de Paita generó en los metasedimentos encajonantes un metamorfismo de contacto M2 manifestado por intensa recristalización en corneanas en las zonas de contacto pasando gradualmente a neoformación de porfidoblastos en los esquistos hacia zonas más distales. Los porfidoblastos se encuentran alterados pervasivamente a agregados de arcillas y micas producto de una fase retrógrada de M2. La presencia de cordierita ha sido confirmada. A pesar que no se ha encontrado afloramiento in situ con andalucita, existen indicios de la existencia de este mineral tanto por observaciones en clastos; y los resultados geoquímicos en diagramas ternarios (Figura 17) sugieren que los metasedimentos poseen las composiciones adecuadas para la formación de andalucita. Por lo que no se descarta que exista una facie de contacto asociada a la neoformación de andalucita, pero que no se consiguió abarcar en este estudio.

Finalmente, entre mediados y fines del Triásico, comenzó el clímax del evento extensivo el cual provocó que el bloque Amotape-Tahuín se desacople del margen continental formando así una corteza continental parautóctona y una cuenca intracontinental Triásica-Jurásica-Cretácica durante los siguientes millones de años hasta su colisión y reacople al margen continental en el Cretácico Superior. Aunque esta última afirmación está abierta a discusión.

7. AGRADECIMIENTOS

Este proyecto de investigación fue financiado por la Dirección de Gestión de la Investigación (DGI) de la Pontificia Universidad Católica del Perú, a través de la subvención DGI 2018-5-0003 del concurso del Programa de Apoyo a la Iniciación en la Investigación (PAIN) 2018. Agradecemos a la institución por promover y potenciar las habilidades de investigación de los estudiantes de pre-grado. Agradecemos a los docentes de la carrera de Ingeniería Geológica, y en especial a nuestros asesores Jorge Rafael Sáez Paz y Jean Francois Victor Vallance. Al personal de la Sección de Ingeniería de Minas de la PUCP por el apoyo en la recepción y corte de muestras. Al INGEMMET el apoyo en la elaboración de las secciones delgado-pulidas. Y a nuestros familiares y amigos por respaldarnos en todo momento.

8. REFERENCIAS

- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00085-1
- Bazán, O. (2013). Tectónica Andina y su Componente Cizallante Alusivo al Norte del Perú. doi: 10.13140/RG.2.2.27980.10883
- Bellido, M., Valverde, P., Jaimes, F., Carlotto, V. y Díaz, E. (2009). Datación y caracterización geoquímica de los granitoides peralumínicos de los cerros de Amotapes y de los macizos de Illescas y Paita (noroeste del Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 103, 197-213.
- Best, M. G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology*. Malden, Massachusetts, USA: Blackwell Publishers.
- Bhatia, M. R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91(6), 611-627. doi: 10.1086/628815

- Bouseley, A. M. y Sokkary, A. A. (1975). The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16(3), 207–219. doi: 10.1016/0009-2541(75)90029-7
- Chappell, B. W. y White J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489-499. doi: 10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x
- Debon, F. y Le Fort, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73(3), 135–149. doi: 10.1017/S0263593300010117
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. y Frost, C. D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033
- García, B., Girón, I., Oviedo, M., Astete, I. y Cedano, D. (2015). Análisis Sedimentológico del Pensilvaniano en las montañas de Amotapes–Talara. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 110, 24-27.
- Jaimes, F., Coaquira, F., Carhuamaca, A., y Gomez., W. (2014). Potencial de minerales refractarios (andalucita) en rocas metamórficas de los macizos de Illescas y Paita: Importancia para futuras exploraciones de materias primas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 109, 154-158.
- Litherland, M., Aspden, J. A. y Jemielita, R. A. (1994). The Metamorphic Belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir*, 11.
- Maniar, P. D. y Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635–643. doi: 10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21, 169-200.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224. doi: 10.1016/0012-8252(94)90029-9
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P. y Farfán Medrano, A. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 88(1), 182-192. doi: 10.1016/0012-821X(88)90056-8
- Palacios, O. (1994). Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Quebrada Seca, Zorritos, Tumbes y Zarumilla. Boletín N° 54. Serie A. Carta Geológica Nacional. INGEMMET, Perú.
- Palacios, O., Sánchez, A. y Herrera, F. (1995). Geología del Perú. Boletín N° 55. Serie A. Carta Geológica Nacional. INGEMMET, Perú.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956
- Ramos, V. y Aleman, A. (2000). Tectonic Evolution of the Andes. *The Tectonic Evolution of South America*, 31, 635-685. doi: 10.1016/S1571-0866(07)10004-X

- Raymond, L. A. (2007). *Petrology: The study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks*. Long Grove, Illinois, USA: Waveland Press.
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data*. London, Longman, Inglaterra: Pearson.
- Roser, B. P. y Korsch, R. J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suits using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology*, 94(5), 635-650.
- Roser, B. P. y Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data. *Chemical Geology*, 67(1-2), 119-139. doi: 10.1016/0009-2541(88)90010-1
- Sánchez, J., Carlotto, V., Díaz-Martínez, E., y Chacaltana, C. (2006a). Estratigrafía y sedimentología del Paleozoico superior de la Quebrada Gramadal, Cerros de Amotape, norte del Perú. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial, 7, 570- 573.
- Sánchez, J., Palacios, O., Feininger, T., Carlotto, V. y Quispesivana, L. (2006b). Puesta en evidencia de granitoides triásicos en Los Amotapes-Tahuín: Deflexión de Huancabamba. XIII Congreso Peruano de Geología, Lima. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial, 7, 312-315.
- Spear, F. S. y J. T. Cheney (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101(2), 149-164. doi: 10.1007/BF00375302
- Spear, F. S. (1993). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America*, Washington DC, 799 pp.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. y Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290 – 75 Ma), *Gondwana Research*, 27(1). doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004
- Spikings, R., Reitsma, M. J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Gerdes, A. y Schaltegger, U. (2016). Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangea. *Gondwana Research*, 35, 124-143. doi: 10.1016/j.gr.2016.02.008
- Sylvester, R. J. (1998). Postcollisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1), 29–44. doi: 10.1016/S0024-4937(98)00024-3
- Urlich, T. D. (2005). Summary Report on Ar/Ar Dating for MAP: GAC. Activity PE – 05 Peru. Laboratory Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth & Ocean Sciences, University of British Columbia. Vancouver.
- Winchester, J. A. y Max, M. D. (1989). Tectonic setting discrimination in clastic sequences: an example from the late Proterozoic Erris group, NW Ireland. *Precambrian Research*, 45(1-3), 191-201. doi: 10.1016/0301-9268(89)90039-9
- Winter, D. J. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Harlow, Inglaterra: Pearson.