UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA

FACULTAD DE INGENIERÍA

Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica

TESIS PROFESIONAL

MAGMATISMO, GEOQUÍMICA Y SU APLICACIÓN A LA EXPLORACIÓN DE YACIMIENTOS EN LA CUENCA LANCONES - PERÚ

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:
Ingeniero Geólogo

TESIS PRESENTADA POR:
Bach. Alan Humberto Santos Polo

ASESOR:
Ing. José Alfredo Siveroni Morales

CAJAMARCA – PERÚ

2011

A mis adorados padres

Gume y Humberto.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi alma mater que es la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica (EAPIG) de la Universidad Nacional de Cajamarca, por permitirme la oportunidad de alcanzar una meta más, a los docentes de la EAPIG que me ayudaron durante mi formación pre-profesional como son el: Ing. Reinaldo Rodríguez, Ing. José Siveroni, Ing. Zenón Quispe, Ing. Roberto Gonzáles, Ing. Claudio Lagos, Ing. Fernando Chamorro y Ing. Pedro Reyes.

A la Dra. Mirian Mamani por su generosidad en la enseñanza brindada, críticas y consejos que ayudaron a hacer realidad este estudio.

Al Ing. Fredy Jaimes por los conocimientos impartidos, apoyo en las jornadas de campo y su confianza brindada.

Al Ing. Juan Navarro y al Bach. Enrique Russe por sus enseñanzas y apoyo durante las campañas de campo.

Al Dr. Víctor Carlotto por la oportunidad de desarrollar este estudio dentro del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

Al Ing. José Siveroni por sus críticas, comentarios y el tiempo brindado durante todo este proceso.

A Fiorela, por su apoyo incondicional y comprensión.

Especial y sincero agradecimiento a mis amigos Rigoberto, Edwin y Juan Pablo por su desprendimiento e invalorable apoyo moral en cada etapa del presente estudio.

Finalmente a todas aquellas personas, que de una u otra manera contribuyeron para la realización de este estudio.

RESUMEN

El sector oriental de la cuenca Lancones está caracterizado por presentar secuencias volcánicas de composiciones basálticas a riolíticas de edad Albiano al Turoniano inferior (Formación San Lorenzo, volcánicos El Ereo y La Bocana). Dichas secuencias se encuentran intruidas por granitoides de edad Cretáceo superior (superunidades Las Lomas y Noque), y otro de edad Eocena (Unidad Lagartos).

La caracterización petrográfica de las rocas volcánicas muestra minerales de origen metamórfico y/o hidrotermal con texturas asociadas a una fase de fluidos exsueltos dentro del sistema magmático. Por otra parte las rocas ígneas de la superunidad Las Lomas y la Unidad Lagartos, se encuentran formadas por rocas de composiciones cuarzo-dioritas, granodioritas y tonalitas, con poco fraccionamiento asociado a un magmatismo calcoalcalino, los que han originado ocurrencias metálicas de Cu-Mo-Au.

La clasificación geoquímica de los magmas de la cuenca Lancones, realizada a partir de análisis geoquímicos de rocas volcánicas e intrusivas (231 análisis) muestran que estas rocas ígneas se asocian a un magmatismo juvenil (toleítico a calcoalcalino), en relación con un evento tectónico extensional. En términos de saturación de alúmina estos magmas presentan un carácter metaluminoso, con tendencia a peralumínico, debido a procesos de alteración hidrotermal. La relación entre mineralización hidrotermal y magmas hidratados, es establecido a partir de la fugacidad de oxígeno, la cual, en el presente trabajo es relacionada a las anomalías de Eu/Eu*.

ABSTRACT

The eastern Lancones basin is characterized by having volcanic sequences of basaltic to rhyolitic compositions Albian to Turonian lower age (San Lorenzo Formation, El Ereo and La Bocana volcanics).These sequences are intruded by granitoids from superior age Cretaceous (superunits Las Lomas and Noque), and other Eocene age (Unit Lagartos).

Petrographic characterization of the volcanic rocks shows metamorphic and/or hydrothermal origin mineral with textures associated to a phase fluid exsueltos within the magmatic system. Moreover igneous rocks of the superunit Las Lomas and the Unit Lagartos, are composed by rock with compositions of quartz-diorites, granodiorites and tonalites, with little fractionation associated with calc-alkaline magmatism, which have permitted the occurrences of Cu-Mo-Au.

Classification geochemistry of the Lancones basin magmas made from geochemical analysis of volcanic and intrusive rocks (231 analyses) shows that these igneous rocks are associated with juvenile magmatism (tholeiitic to calc-alkaline) in relation to an extensional tectonic event. In terms of alumina saturation of these magmas have a metaluminous character, with a tendency to peraluminous due to hydrothermal alteration processes. The relationship between mineralization hydrothermal and hydrous magmas is established from the fugacity of oxygen, which in the present work is related to anomalies of Eu/Eu*.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

DEDICATORIA
AGRADECIMIENTOS
RESUMEN
ABSTRACT
LISTA DE ABREVIATURAS
LISTA DE FIGURAS
LISTA DE TABLAS
LISTA DE FOTOS

Pág.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA……. 17
1.1.1 DEFINICIÓN…… 17
1.1.2 FORMULACION DEL PROBLEMA…….. 17
1.2 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN……. 17
1.2.1 OBJETIVO GENERAL…… 17
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS…… 18
1.3 JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA…….. 18
1.4 FORMULACIÓN DE HIPÓTESIS…….. 18

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 ANTECEDENTES…… 19
2.2 TEORIAS SOBRE MAGMATISMO Y MINERALIZACIÓN…… 19
2.2.1 GENERACIÓN DE MAGMA EN MÁRGENES CONVERGENTES…… 20
a) Magmatismo de arco continental
b) Magmatismo de tras-arco
2.2.2 CLASIFICACIÓN DE ELEMENTOS……. 22
a) Elementos Mayores
b) Elementos Traza
2.3 TEORÍAS SOBRE EL ORIGEN Y METALOGENIA EN LA CUENCA LANCONES..28

CAPÍTULO III: METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN

3.1 TIPO Y DISEÑO DE INVESTIGACIÓN…… 30

Pág.

3.1.1 TIPOS DE INVESTIGACIÓN……. 30

3.1.2 DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN……... 30

3.2 PROCEDIMIENTO Y TÉCNICAS DE RECOLECCIÓN DE DATOS……..... 31

3.2.1 TRABAJO DE CAMPO……..... 32

a) Cartografiado geológico y toma de datos estructurales

b) Muestreo y descripción macroscópica de rocas

3.2.2 TRABAJO DE GABINETE……. 35

3.2.3 TÉCNICAS E INTRUMENTOS DE RECOLECCIÓN DE DATOS……..... 35

CAPÍTULO IV: GENERALIDADES

4.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO……... 36

4.2 ACCESIBILIDAD AL ÁREA DE ESTUDIO……. 36

4.3 CLIMA…… 37

4.4 VEGETACIÓN…… 37

CAPÍTULO V: MARCO GEOMORFOLÓGICO

5.1 INTRODUCCIÓN…… 39

5.1.1 CORDILLERA OCCIDENTAL…….. 39

5.1.2 LOMAS LAGARTOS-EREO…….. 39

5.1.3 SUBCUENCA EL PROGRESO…….. 40

5.1.4 LOMAS EL PROGRESO…… 41

5.1.5 LLANURA COSTANERA…….. 41

5.1.6 LOMAS TAMBOGRANDE…… 41

5.1.7 LOMAS MALINGAS…….. 41

5.1.8 DEPRESIONES…… 42

CAPÍTULO VI: MARCO GEOLÓGICO

6.1 INTRODUCCIÓN…… 43

6.2 MESOZOICO……... 46

6.2.1 CRETÁCEO: ALBIANO MEDIO – SUPERIOR…… 46

a) Formación San Lorenzo.

6.2.2 CRETÁCEO: ALBIANO SUPERIOR……. 49

Pág.

a) Volcánico El Ereo.

6.2.3 CRETÁCEO: CENOMANIANO – TURONIANO INFERIOR……..... 50

a) Volcánico La Bocana.

6.3 CENOZOICO……..... 55

6.3.1 MIOCENO – PLIOCENO…… 55

a) Formación Tambogrande.

6.3.2 CUATERNARIO……..... 56

a) Depósitos Aluviales.

b) Depósitos Fluviales.

c) Depósitos Eólicos.

6.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL…… 58

6.4.1 DOMINIO AMOTAPE…… 59

6.4.2 DOMINIO LANCONES……..... 59

a) Sector occidental.

b) Sector oriental (sección A-A', Fig. 6.4).

6.4.3 DOMINIO OLMOS……..... 60

6.5 GEOLOGÍA ECONÓMICA……. 62

CAPÍTULO VII: PETROGRAFÍA

7.1 INTRODUCCIÓN…… 63

7.2 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN SAN LORENZO... 65

7.3 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DEL VOLCÁNICO EL EREO……... 66

7.4 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DEL VOLCÁNICO LA BOCANA…….... 68

7.5 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LA SUPERUNIDAD LAS LOMAS... 71

7.6 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LA SUPERUNIDAD NOQUE…… 74

7.7 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LA UNIDAD LAGARTOS……. 77

CAPITULO VIII: MAGMATISMO Y GEOQUÍMICA

8.1 UNIDADES MAGMÁTICAS…….. 80

8.1.1 FORMACIÓN SAN LORENZO……..... 80

8.1.2 VOLCÁNICO EL EREO……..... 80

8.1.3 VOLCÁNICO LA BOCANA……... 80

Pág.

8.1.4 SUPERUNIDAD LAS LOMAS…….. 81

8.1.5 SUPERUNIDAD NOQUE…….. 81

8.1.6 UNIDAD LAGARTOS..... 81

8.2 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS MAYORES..... 83

8.3 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TRAZA..... 87

8.3.1 PERFILES DE ELEMENTOS TRAZA Y ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS..... 90

8.3.2 DIAGRAMA DE COCIENTES..... 92

8.3.3 ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA EN LAS IMPLICANCIAS METALOGENÉTICAS..... 93

a) Diagramas spider en las implicancias metalogenéticas

b) Diagramas de razones en las implicancias metalogenéticas

c) Anomalías geoquímicas en las implicancias metalogenéticas

8.3.4 RELACIÓN DE ANOMALÍAS GEOFÍSICAS Y GEOQUÍMICAS..... 103

8.4 DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA PARA ROCAS GRANÍTICAS..... 106

8.5 MODELAMIENTO PETROGENÉTICO DE LAS ROCAS ÍGNEAS DE LA CUENCA LANCONES..... 107

8.5.1 GENERACIÓN PRIMITIVA / FUNDIDO PARENTAL MÁFICO..... 108

a) Magmatismo Albiano superior (105 – 100 Ma) – Formación San Lorenzo.

b) Magmatismo en el Cenomaniano – Turoniano inferior (99 – 91 Ma)- volcánicos El Ereo y La Bocana

c) Magmatismo en el Coniaciano - Campaniano e Ypresiano (88 – 72 y 55-47 Ma) – Unidades intrusivas

CAPÍTULO IX: GEOLOGÍA ECONÓMICA

9.1 INTRODUCCIÓN…… 111

9.2 FRANJA DE SULFUROS MASIVOS VULCANOGÉNICOS DE Cu-Zn-Au DEL ALBIANO…… 112

9.2.1 TAMBOGRANDE (TG1, TG2, B5)…… 113

9.3 FRANJA DE SULFUROS MASIVOS VULCANOGÉNICOS DE Cu-Zn-Au DEL CRETÁCEO SUPERIOR-CENOMANIANO……. 117

9.3.1 OCURRENCIA METÁLICA EL PAPAYO…… 117

9.4 FRANJA DE PÓRFIDOS DE Cu-Mo DEL CRETÁCEO SUPERIOR - PALEÓGENO. 121

9.4.1 OCURRENCIA METÁLICA CHANCADORA …… 121

Pág.

CONTRASTACIÓN DE LA HIPÓTESIS Y DISCUSIONES DE RESULTADOS…… 124
CONCLUSIONES……. 126
RECOMENDACIONES ……... 127
BIBLIOGRAFÍA…… 128
ANEXOS……..... 132

LISTA DEABREVIATURAS

ACF : asimilación y cristalización fraccionada
act : actinolita
an : anfibolita
ANFs : anfíboles
ARCs : arcillas
Ba : baritina
bt : biotita
CBs : carbonatos
ccd : calcedonia
CLOs : cloritas
Cpx : clinopiroxeno
Cpy : calcopirita
Cv : covelita
Di : digenita
dx : dique
el : electrum
ep : epídota
Es : esfalerita
Eu/Eu* : anomalía de europio
FPs : feldespatos
Ga : galena
GGs : ganga
gt : granate
hall : halloisita
HFSE : elementos de potencial iónico alto
hm : hematita
HREEs : elementos de tierras raras pesadas
LFSE : elementos de potencial iónico bajo
LILE : elementos litófilos de iones grandes
LIMs : limonitas
LREEs : elementos de tierras raras livianas
MREEs : elementos de tierras raras medianas
mt : magnetita
N//s : Nicoles paralelos
NXs : Nicoles cruzados
Ol : olivino
OPs : opacos
Opx : ortopiroxeno
PGLs : plagioclasas
PXs : piroxenos
Py : pirita
Qz : cuarzo
QzI : cuarzo primario
Qz II : cuarzo secundario
REEs : elementos de tierras raras
ser : sericita
sm : esmectita
So : estratificación
SPTs : serpentinas
Ti : titanita

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Sección modificada a partir de Stern (2002). Mostrando las dos principales formas de generación de magmas en zonas de convergencia (magmatismo de arco continental y magmatismo de tras-arco).

Figura 2.2. Clasificación de carga iónica positiva versus radio iónico de **elementos mayores** (letras negritas) y **elementos trazas**. **Elementos de tierras raras (REEs)** en el centro del diagrama son ploteadas en una escala expandida en la parte superior derecha. En base al potencial iónico (carga/radio), más elementos pueden ser subdivididos en dos categorías, enmarcadas por polígonos, (1) **Elementos de potencial iónico bajo (LFSE),** más comúnmente llamados **Elementos litófilos de iones grandes (LILE),** en la parte superior izquierda; (2) **Elementos de potencial iónico alto (HFSE),** en el centro derecho. También el potencial iónico sirve como un índice aproximado de la movilidad de cationes de los elementos, es decir, su solubilidad en soluciones acuosas; Los elementos con potencial iónico bajo (<2.5) y alto (>12) tienden a estar más solubles y móviles que elementos de potencial intermedio. Los elementos del grupo del platino (PGE) son: Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt. Modificado de Shannon, 1976.

Figura 2.3. Coeficientes de partición para elementos de tierras raras (REEs) entre anfibolita y el fundido indicado. REEs son más compatibles en fundidos más silicios y bajas temperaturas. (Redibujado de Rollinson, 1993).

Figura 4.1. Mapa de ubicación del área de estudio.

Figura 5.1. Mapa geomorfológico del área de estudio.

Figura 6.1. Muestra los dos sectores de la cuenca Lancones (dominios oriental y occidental), caracterizados por su litología. Adicionalmente se referencia la ubicación de la sección generalizada NO-SE.

Figura 6.2. Columna estratigráfica generalizada, del sector oriental de la Cuenca Lancones. (Modificado de Winter, 2008).

Figura 6.3. Mapa geológico del sector oriental de la cuenca Lancones y ubicación de las dataciones radiométricas en las secuencias volcánicas.

Figura 6.4. Mapa de las principales unidades magmáticas intrusivas. Además muestra la ubicación de las dataciones radiométricas y de la sección estructural A-A'.

Figura 6.5. Sección estructural generalizada del noroeste del Perú, muestra los dos sectores de la cuenca Lancones: sector occidental, constituido por una sucesión de rocas sedimentarias de las formaciones Gigantal (Ki-g): conformado por conglomerados, Muerto-Pananga (Ki-mp): secuencia calcárea y Grupo Copa Sombrero, constituido por una secuencia de turbiditas (Formación Huasimal (Ks-h), Formación Jahuay Negro (Ks-jn) y Formación Encuentros (Ks-e)), pasando lateralmente al sector oriental a rocas volcánicas masivas con escasas intercalaciones sedimentarias, cortada por rocas intrusivas de edad Cretáceo superior - Eoceno. La cuenca Lancones limita al oeste con la falla Cusco-Angolo, macizo de los Amotape y por el este con la falla de Olmos, macizo de Olmos.

Figura 7.1. Mapa geológico, donde se ubican las muestras representativas utilizadas para la caracterización petrográfica (sección delgada).

Figura 7.2. A) Resumen de la petrografía de las rocas volcánicas de la cuenca Lancones y B) Resumen de la petrografía de las rocas intrusivas de la cuenca Lancones. Utilizando los triángulos de Le Maitre (1989) (Qz- FPs -PGLs). Qz: cuarzo, tridimita y cristobalita. FPs: feldespatos alcalinos (ortosa, microclima, pertita, anortoclasa, sanidina y albita). PGLs: Plagioclasa (Anortita = An_5 a An_{100}) y

escapolita. M: minerales máficos y relacionados con micas, anfíboles, piroxenos, olivino, minerales opacos, accesorios (por ejemplo: zircón, apatito, epídota, allanita, granates, melilita, carbonato primario y esfena).

Figura 8.1. Mapa de ubicación de muestras utilizadas para la clasificación geoquímica, en el área de estudio, clasificadas por unidades magmáticas.

Figura 8.2. **A)** Diagrama del contenido de SiO_2 (wt %) versus $Na_2O + K_2O$ (wt %) para las rocas volcánicas y plutónicas de la parte oriental de la cuenca Lancones de edad Cretácico (Albiano superior – Turoniano inferior). La Línea de clasificación de las series alcalinas y subalcalinas, fue tomada de Miyashiro (1978) y el límite entre calcoalcalino y toleítico según Kuno (1968). **B)** Diagrama de las series de diferenciación relacionado a los campos calcoalcalinos y toleíticos de Miyashiro (1974) y campos de alto, medio y bajo contenido de Fe tomado de Arculus (2003). Los contenidos de óxidos están recalculados al 100% y libre de bases volátiles y con todo el Fe como FeO_{total}.

Figura 8.3. **A)** Diagrama de subdivisión de rocas subalcalinas de las rocas ígneas del sector oriental de la cuenca Lancones. Rickwood *et al*. (1989). **B)** Diagrama para la determinación de la saturación de alúmina. Maniar y Piccoli (1989)

Figura 8.4. Diagramas Harker que muestran variaciones de elementos mayores en comparación con SiO_2. Las líneas de líquido descienden con la presencia del fraccionamiento. Ol=olivino, Cpx= clinopiroxeno, PGLs = plagioclasa, mt=magnetita, FPs=feldespato. Leyenda en la figura 8.3B.

Figura 8.5. **A) y B**) Diagramas que muestran el comportamiento de elementos compatibles en la evolución de las unidades magmáticas de la cuenca Lancones. Fraccionación del magma parental, por cristalización fraccionada y asimilación.

Figura 8.6. **A), B) y C)** Diagramas de elementos incompatibles, mostrando el grado de evolución dentro del sistema magmático.

Figura 8.7. Diagrama de elementos traza normalizados al manto primitivo (McDonough et al., 1992). (M): anomalías negativas propias de fuentes mantélicas, (M/C): anomalías negativas propias de fuentes mantélicas y/o fuentes mantélicas contaminadas con corteza continental y (C): anomalías propias de fuentes magmáticas contaminadas con corteza continental. Todas estas asociadas a una zona de subducción.

Figura 8.8. Concentraciones de elementos traza de cada unidad magmática, clasificados por su contenido de SiO_2 y normalizados al manto primitivo. Los factores normalizados son de McDonough *et al*. (1992).

Figura 8.9. Diagramas de las razones de La/Yb (A), Sm/Yb (B), Sr/Y (C), La/Sm (D), y Dy/Yb (E). Estas razones de las rocas del Albiano (104.8 - 101.1 Ma) y Cenomaniano-Turoniano inferior (99.3 - 91.1 Ma) no muestran una variación significadamente con la diferenciación.

Figura 8.10. Diagrama de elementos traza normalizados al manto primitivo. Los factores normalizados son de McDonough et al. (1992), **A)** para la unidad magmática de la Formación San Lorenzo asociadas a la fase estéril (fase inicial del vulcanismo) y **B)** fase "mineral" (fase final del vulcanismo).

Figura 8.11. Diagrama de Sr/Y versus Y, mostrando la evolución en el tiempo de la rocas desde un arco normal (rocas subalcalinas) a un campo transicional incipiente.

Figura 8.12. Diagrama de Sm/Yb (tierras raras pesadas) versus Sr/Y, con minerales residuales, espesor y composición cortical. La profundidad de asimilación aproximados a partir de trabajos de Kay et al. (1999) y Mamani et al. (2009).

Figura 8.13. Diagrama SiO_2 versus anomalía de Eu/Eu*, muestra rocas asociadas a ocurrencias metálicas del tipo VMS, pórfido y epitermal, reconocidos a la actualidad.

Figura 8.14. Diagramas: **A)** SiO_2 versus Eu/Eu* y **B)** Eu/Eu* versus Sr/Y. Cálculo de los valores de Eu/Eu*=Eu/√ [(Sm)*(Gd)].

Figura 8.15. Relación entre el estado de oxidación de los magmas, su contenido de FeO_{total} y a los posibles ensambles de metales asociados (modificado de Lang & Baker, 2001). Leyenda Fig. 8.14B.

Figura 8.16. Mapa de anomalías de Eu/Eu*. Mostrando en tonalidades de rojo a azul, el color rojo indica áreas con posibles ocurrencias metálicas y azul áreas estériles.

Figura 8.17. Comparación de: **A)** Mapa aéreo-gravimétrico (tomado de BHPBilliton, 2001 en Ríos, 2004) y **B)** mapa de anomalías de Eu/Eu*. Mostrando las ocurrencias metálicas reconocidas a la actualidad y posibles áreas de exploración.

Figura 8.18. A) y B). Identificación del contexto geodinámico de los granitoides estudiados según los diagramas Y vs. Nb e Y+Nb vs. Rb (Pearce et al., 1984). Leyenda Fig. 8.21A.

Figura 8.19. Modelo petrogenético para los magmas de la cuenca Lancones. La relación de Sm/Yb versus La/Yb diagrama que muestra los campos para las secuencias volcánicas de la cuenca Lancones, los números en las curvas representan el grado de fusión de los magmas en comparación con el modelo para los magmas de la cordillera blanca (curva morada: tomada de Navarro & Mamani 2010); Ol-olivino, Opx-ortopiroxeno, Cpx-clinopiroxeno, gt-granate.

Figura 8.20. A) Los magmas del Albiano superior son caracterizados por la mineralogía residual de olivino y piroxeno, en la que se produce la mineralización del los VMS tipo Tambogrande. **B)** Magmatismo del Cenomaniano-Turoniano inferior por debajo de una corteza delgada que se asocia a depósitos VMS de tipo Kuroko. **C)** Magmatismo del Cretáceo superior - Paleógeno en una corteza ligeramente engrosada que se asocia a depósitos porfiríticos.

Figura 9.1. Evolución geocronológica de los eventos magmáticos relacionados a la mineralización.

Figura 9.2. Mapa metalogenético de la cuenca Lancones, mostrando las principales ocurrencias metálicas.

Figura 9.3. Columna estratigráfica de la Formación San Lorenzo del Albiano superior y ubicación del yacimiento de Tambogrande. (Tomada de Winter et al., 2004)

Figura 9.4. Modelo geotectónico para la formación de la cuenca Lancones entre 105 y 100 Ma, periodo en el cual se originan los depósitos tipo VMS como Tambogrande. (Tomado de Winter, 2008).

Figura 9.5. Columna estratigráfica de los miembros medio y superior del Volcánico La Bocana, en la que se alberga la ocurrencia metálica el Papayo. Ubicación de la muestra estudiada (GR9-09-330) dentro de la secuencia. Características geológicas tomadas de sondajes (BISA, 1997).

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1. Tipos de investigación de acuerdo al criterio de estudio.

Tabla 3.2. Técnicas e instrumentos de recolección de datos

Tabla 4.1. Resumen de las distancias, tiempos y tipos de caminos al área de estudio.

Tabla 9.1. Reporte de resultados de análisis mineralógico por difracción de rayos "X"

LISTA DE FOTOS

Fotos 6.1. Fotografías de afloramientos de rocas basálticas de la Formación San Lorenzo: **A)** Lavas basálticas con estructura almohadillada. Quebrada Suyo, próxima a la frontera con el Ecuador (tomada de Ríos, 2004). **B)** Almohadilla individual con estructura concéntrica, nótese que ésta se encuentra rodeada de roca calcárea. Río Quiroz (tomada de Serrano, 2003). **C)** Almohadilla de mayor diámetro de andesita gris oscura. **D)** Depósitos de lavas basálticas autobrechadas. **E)** Lavas andesíticas con presencia de vesículas, escoria, además nótese pequeños fragmentos.

Fotos 6.2. Fotografías de rocas del volcánico El Ereo. **A)** Lavas basálticas con fenocristales de plagioclasa rotos y zonados, con diámetros de aproximadamente 1 cm. **B)** Facies al tope de la formación de capas delgadas a gruesas de cenizas retrabajas con presencia de cristales de feldespatos, (tomada de Winter et al., 2009).

Foto 6.3. **A)** Muestra el contacto discordante de la Formación San Lorenazo (FSL) con el volcánico La Bocana (VB). **B)** Muestra el contacto discordante entre las lavas andesíticas del volcánico La Bocana y a secuencias volcánicas retrabajados del volcánico Lancones de edad Turoniano?.

Fotos 6.4. Fotografía que muestra rocas del volcánico La Bocana inferior: A) Afloramiento de andesitas con estructura almohadillada, con fuerte epidotización, (tomada de Serrano, 2003). **Fotografías que muestran afloramientos del volcánico La Bocana medio: B)** Dique (dx) de andesita basáltica cortando perpendicularmente a flujos de lavas (So). **C)** Se observa a la secuencia sedimentaria, intruidas lateralmente por lavas andesíticas (*sill*) del volcánico La Bocana superior. En el óvalo se señala la forma de contacto entre las lavas y las calizas. Quebrada El Progreso. **D)** Afloramiento de calizas negras, limo-arcilla intercaladas con niveles de andesitas. Quebrada Cabuyal. **Fotografías que muestran afloramientos del volcánico La Bocana superior: E)** Andesitas con estructura columnar, en el óvalo se observa el reticulado constituido por los hexágonos de las columnas. **F)** Presenta "*debris flow deposits*" o depósitos de escombros, producto de derrumbes. Quebrada la Saucha.

Foto 6.5. Afloramiento de la secuencia de la Formación Tambogrande.

Foto 7.1. **GR9-09-314** (Formación San Lorenzo), en NXs: Se observa el molde del cristal alterado por actinolita (act), otro alterado por epídotas y actinolita (ep-act) en matriz intensamente alterada por actinolita y epídotas con relictos de plagioclasas (act-ep-PGLs).

Fotos 7.2. Volcánico El Ereo: **A) GR9-09-50** en NXs: se observa fenocristal de plagioclasas (PGLs) y molde alterado por agregados de cuarzo (Qz) en matriz de plagioclasas intensamente alterada por actinolita (PGLs-act). **B) GR9-09-312** en NXs: Ocurren fenocristales de plagioclasas alteradas por arcillas, carbonatos y epídotas (PGLs-ARCs-CBs-ep) en matriz intensamente alterada por anfíboles, epídotas, carbonatos y plagioclasas (ANFs-ep-CBs-PGLs). Se observan amígdalas rellenas por cuarzo y epídotas (Qz-ep).

Fotos 7.3. **A) GR9-09-77** (Volcánico La Bocana inferior) en NXs: Se observa la amígdala rellena por carbonatos con calcedonia y cloritas (CBs-ccd-CLOs). La roca esta constituida por fenocristales de plagioclasa (PGLs), piroxenos (PXs) y moldes alterados por cloritas y carbonatos (CLOs-CBs) en matriz de plagioclasas, piroxenos y carbonatos (PGLs-PXs-CBs). **B) GR9-09-328** (Volcánico La Bocana superior) en NXs: Se observan fenocristales de plagioclasas alterados por cloritas (PGLs-CLOs) y moldes de fenocristales alterados por cloritas y carbonatos (PGLs-CLOS-CBs) en matriz constituida por feldespatos, cuarzo, carbonatos y cloritas (FPs-Qz-CBs-CLOs).

Fotos 7.4. Superunidad La Lomas. **A)GR9-09-23** en NXs**:** Roca constituida por plagioclasas alteradas por sericita (PGLs-ser) cuarzo primario (Qz), feldespatos potásicos alterados por arcillas (FPs-ARCs) y biotitas alteradas por cloritas (bt-CLOs) y con inclusiones de anfíboles (ANFs). Ocurren minerales opacos (OPs) diseminados. **B) GR9-09-135** en NXs: Se presentan cristales de

plagioclasas (PGLs), cuarzo primario (QzI), minerales opacos (OPs) y moldes de ferromagnesianos alterados por carbonatos (CBs), cloritas (CLOs) o por cloritas con calcedonia (CLOs-ccd). Ocurre venilla rellena por carbonatos, calcedonia, y cloritas (CBs-ccd-CLOs). **C) GR9-09-302** en NXs: Cristales de plagioclasas (PGLs), alteradas por sericita-arcillas (ser-ARCs), contienen inclusiones de granos de piroxenos (PXs), feldespatos potásicos (FPs) argilizadas (ARCs), anfíboles (ANFs), y cristales de cuarzo (Qz).

Fotos 7.5. Superunidad Noque. **A) y B) GR9-09-75**en NXs y N//s respectivamente: Cristales de plagioclasas microfracturadas (PGLs) alteradas por arcillas-cloritas (ARCs-CLOs), piroxenos (PXs), y molde de cristal posiblemente piroxeno (M) alterado por cloritas-serpentinas (CLOs-SPTs). **C) GR9-09-303** en NXs: ocurren cristales de plagioclasas (PGLs), cuarzo (Qz) y piroxenos. Los piroxenos se encuentran ligeramente reemplazados por anfíboles (ANFs) y contienen inclusiones de plagioclasas. Se observan minerales opacos (OPs) diseminados y en intersticios.

Foto 7.6. Unidad Lagartos. **GR9-09-99A** en NXs: Cristales de plagioclasas alteradas por sericita (PGLs-ser), cuarzo primario (Qz), anfíboles cloritizados (ANFs-CLOs) y biotita alterada por cloritas y epídotas (bt-CLOs-ep).

Fotos 9.1. **A)** Nivel de Gossan en rocas tufáceas, se aprecia una superficie muy oxidada, asociada a malaquita, también se observa hematita, calcita y magnetita. **B)** El tufo presenta minerales principalmente de baritina y clorita. **C)** Fotografía en N //s: Tufo cristalolítico. Compuesta por fragmentos líticos, cristales de baritina y feldespato. Muestra cristales de sílice en sus bordes y fracturas rellenas por minerales de Cu (carbonatos y silicatos). **D)** Fotografía en N //s: Ocurren moldes de cristales alterados por hematita (hm) y grano de electrum (el) en ganga parcialmente impregnada por limonitas (GGs-LIMs).

Fotos 9.2. **A)** Muestra la zona de alteración argílica, con ensamble cuarzo-halloisita (Qz-hall). **B)** Presenta venillas tipo A (tempranas) y A' (//), ambas rellenas de cuarzo secundario (Qz II). **C)** Fotografía en NXs: fenocristales de plagioclasas alteradas a arcillas-sericita (PGLs-ARCs-ser) en matriz feldespato-cuárcica (FPs-QzI). Se observa vetillas tipo A. **D)** Fotografía en N//s: Granos de pirita (Py), y calcopirita (Cpy) dispersos en la ganga (GGs). Cv: covelita.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1.1 DEFINICIÓN

La cuenca Lancones, al igual que en la mayoría de cuencas cretáceas (Huarmey, Casma y Cañete), ubicadas a lo largo del litoral peruano, han sido materia de diferentes estudios e interpretaciones, donde han dejado de lado investigaciones sobre la caracterización geoquímica del magma y su respectiva asociación a los yacimientos tipo sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS), pórfidos y epitermales desarrollados dentro de estas cuencas.

En la cuenca Lancones se encuentran mineralizaciones de Cu-Zn'Au y Cu-Mo, los cuales se relacionan con el magmatismo y las variaciones geoquímicas; interactuando dentro de las rocas volcánicas e intrusivas, y por lo tanto es necesario por investigar, la relación de mineralización dentro de estas rocas, siendo fundamental realizar una investigación mediante métodos de análisis geoquímico.

1.1.2 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

¿Cómo se relaciona el magmatismo y las variaciones geoquímicas de las rocas volcánicas e intrusivas con la mineralización, mediante el método de análisis geoquímicos?

1.2 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

- ✓ Estudiar y relacionar el magmatismo y las variaciones geoquímicas de las unidades magmáticas con la exploración de yacimientos minerales que permitan ubicar zonas favorables para la mineralización en la cuenca Lancones.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- ✓ Caracterizar petrográficamente las rocas volcánicas e intrusivas de las principales unidades magmáticas de la cuenca Lancones.

- ✓ Interpretar las anomalías geoquímicas propias que se desarrollan dentro de la cuenca Lancones.

- ✓ Estudiar los principales cambios tectono-magmáticos que dieron origen a la cuenca Lancones y su respectiva mineralización.

- ✓ Cumplir con uno de los requisitos para obtener el Título Profesional de Ingeniero Geólogo.

1.3 JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

Las exploraciones de yacimientos minerales en el Perú, han motivado a muchas compañías mineras a invertir tiempo y dinero en la realización de trabajos de exploración a escala regional y local. Debido a esto, surge la necesidad de desarrollar estudios de investigación que faciliten desarrollar herramientas aplicadas a exploraciones mineras.

Este estudio pretende ser una herramienta importante en la ubicación de *targets*, que permitirá orientar adecuadamente las exploraciones mineras y sobretodo evaluando y reevaluar zonas que anteriormente no han sido consideradas como favorables de la ocurrencia mineral. Por tanto es importante comprender y luego determinar qué factores controlan las variaciones geoquímicas.

1.4 FORMULACIÓN DE HIPÓTESIS

En la cuenca Lancones, los perfiles de tierras raras, diagramas de cocientes (Sr/Y y Sm/Yb) y anomalías geoquímicas (Eu/Eu*), permiten encontrar ocurrencias minerales tipo VMS, pórfidos y epitermales, porque evidencian variaciones geoquímicas del magma al interactuar con los fluidos hidrotermales, dentro las rocas volcánicas e intrusivas.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 ANTECEDENTES

Los primeros estudios geológicos desarrollados en el área de estudio fueron de Reyes & Caldas (1987), quienes nombraron y definieron las primeras unidades estratigráficas, como volcánicos El Ereo, La Bocana y Lancones. Luego Caldas & Farfán (1997) presentan una nueva nomenclatura para las formaciones de la zona y en particular relaciones estratigráficas distintas a las mencionadas. En dichos trabajos rebautizaron al volcánico La Bocana (miembros inferior y superior), como la Formación Pilares y denominaron Formación Cabuyal al miembro medio de este volcánico. En cuanto a la Formación Chungas, es equivalente al volcánico El Ereo (Injoque *et al.,* 2000).

Posteriormente se tiene trabajos en su aspecto regional estratigráfico, tectónico, metalogenético y/o geoquímico de Valdivia & Torres (1995), Jaillard *et al.* (1998, 2000), Injoque (1999), Injoque *et al*. (2000), Tegart *et al*. (2000), Ríos (2004), Winter *et al*. (2004), quienes empiezan a crear una controversia entre ellos.

Trabajos recientes de Winter (2008), en los que utiliza el término de Formación San Lorenzo para diferenciar lavas basálticas que pasaron a formar parte de la base de las secuencias volcánicas; así también establece edades radiométricas a los eventos volcánicos y magmáticos.

2.2 TEORÍAS SOBRE MAGMATISMO Y MINERALIZACIÓN

Considerando que la mineralización en regiones de convergencia de placas es típicamente de tipo hidrotermal, la que se encuentra asociada espacial y temporalmente con actividad magmática de naturaleza calcoalcalina (Hedenquist & Lowerstern, 1994). Aquí se aprovecha una excelente revisión del tema realizado por Camus (2003), de modo que especifica que, cualquier modelo

genético que intente explicar la formación de sistemas minerales se debe considerar tres elementos principales:

- ✓ La fuente de los magmas y los fluidos.

- ✓ El sistema de canales a lo largo de los cuales circulan y son transportados.

- ✓ La trampa a un nivel epizonal adecuado (1 – 3 km de la superficie), que permita que los magmas se emplacen, cristalicen y saturen de fluidos mineralizantes, para concentrarlos, precipitarlos y formar un depósito mineral con valor económico.

El presente estudio se enfocará en el primer punto: **"La fuente de los magmas y los fluidos"**. La fuente de los magmas que se asocian a sistemas minerales y, en especial, en la región andina, ha sido relacionada por varios autores con procesos de subducción normal u oblicua y la consecuente formación o evolución de un arco magmático (James & Sacks, 1999).

2.2.1 GENERACIÓN DE MAGMA EN MÁRGENES CONVERGENTES

Después de los *rift*, las producciones más voluminosas de magmas se dan en zonas de subducción (Fig. 2.1).

a) Magmatismo de arco continental:

Estas rocas representan la fusión parcial del manto y asimilación de corteza más evolucionada. El espesor de la corteza parece tener una fuerte influencia en el resultado final: en zonas de arco típicas andinas, donde la corteza es gruesa y evolucionada, la mayoría del producto ígneo es félsico y calcoalcalino representando ambientes evolucionados.

De acuerdo a Rabbia (2008), bajo condiciones normales el magmatismo de arco involucra las siguientes fases (Fig. 2.1):

(1)Deshidratación de corteza oceánica subductada que conlleva a la hidratación del manto astenosférico. Cuando el material hidratado es transportado hacia zonas más calientes de la cuña mantélica ocurre, (2)La fusión parcial del manto hidratado, donde el material astenosférico interacciona y es enriquecido con fluidos (volátiles, azufre, sílice y elementos "LFSE") provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica subductada y baja la temperatura del "*solidus*" (~1200 °C) desencadenando la fusión parcial. (3)El magma basáltico hidratado (1-7% H_2O) intruyen el manto litosférico subcontinental. (4)Interacción de estos magmas con la litósfera o modelo "MASH" (Richards, 2003) siglas en inglés de *Melting, Assimilation, Storage y Homogenization*, que también involucra fusión parcial de corteza inferior, asimilación de magmas basálticos primarios, almacenaje de magma en la base de la corteza y homogenización de magma. (5)Ascenso de magmas híbridos a la corteza superior con plutonismo (fase de mayor compresión con 80%) y vulcanismo (fase menos compresiva con 20%).

El magmatismo de arco esta caracterizado por un enriquecimiento de elementos de potencial iónico bajo (LFSE) comparados con los elementos de potencial iónico alto (HFSE) y empobrecimiento en Nb comparado con La. Esto resulta en anomalías negativas de Nb comparado con Ta y La en gráficas normalizadas contra el manto (Wood *et al.* 1979). Estas anomalías pueden estar aumentadas por contaminación cortical.

b) Magmatismo de tras-arco

Se caracteriza por presentar rocas primitivas formadas en zona de corteza delgada debido a un régimen tectónico extensivo (Fig. 2.1), evitando su interacción con corteza continental. Geoquímicamente se clasifica como rocas primitivas al grupo que normalizadas contra el manto primitivo, presentan un débil enriquecimiento a empobrecimiento en la mayoría de los elementos incompatibles. Los magmas derivados de este tipo de ambiente varían de máficos a félsicos con afinidades toleíticos a calcoalcalinos.

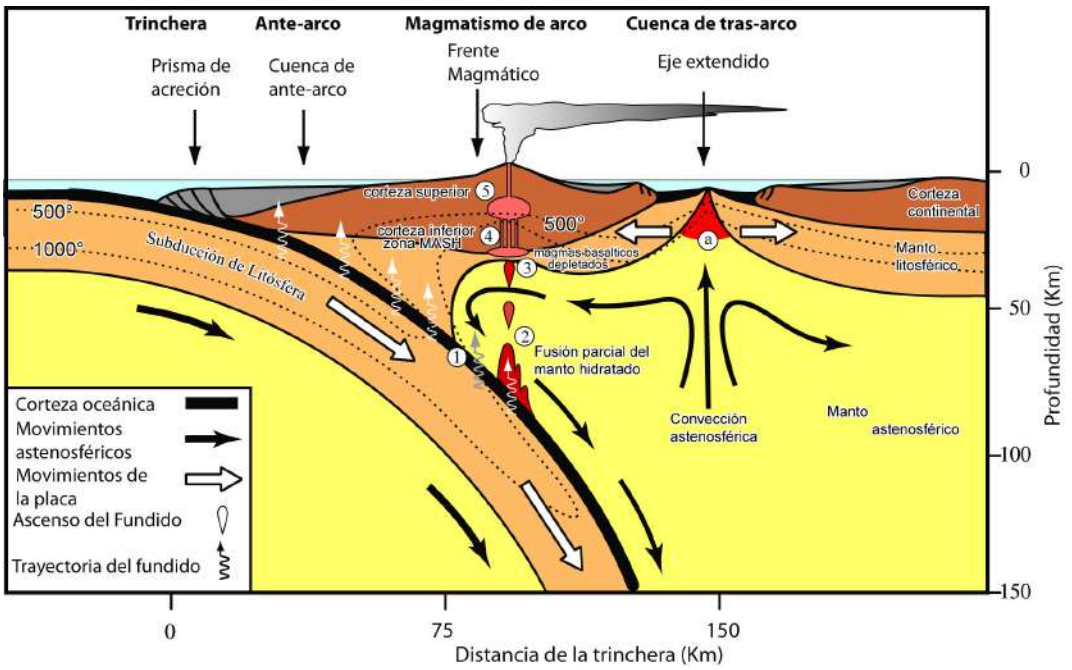


Figura 2.1. *Sección modificada a partir de Stern (2002). Mostrando las dos principales formas de generación de magmas en zonas de convergencia (magmatismo de arco continental y magmatismo de tras-arco).*

2.2.2 CLASIFICACIÓN DE ELEMENTOS

Las rocas magmáticas poseen aparentemente una variedad infinita en su composición geoquímica y mineralógica, del cual la petrología ha extraído información a cerca de cómo se formaron las rocas. La composición magmática de rocas es esencial para interpretar modelos hipotéticos. Los elementos químicos dentro de la geología están clasificados en tres grupos principales (Best, 2003):

- ✓ Elementos Mayores
- ✓ Elementos Traza
- ✓ Ratio de Isótopos

Esta clasificación está dada por la abundancia del elemento. Un ejemplo de un completo análisis geoquímico de roca total es mostrado en los anexos. Los óxidos contienen mayor 0.1 %wt (porcentaje en peso; en 100 gramos de muestra) estos son llamados **elementos mayores**, mientras que los **elementos**

traza contienen menor 0.1 %wt del elemento, o más convencionalmente 1000 ppm este límite es arbitrariamente relativo, algunos elementos no son considerados como elementos mayores o traza, por ejemplo, Ti es un elemento mayor en magmas basálticos porque los óxidos de Fe - Ti son abundantes, sin embargo en magmas graníticos se presenta en mínimos porcentajes.

Toda esta información proviene de la información referente a la fuente y evolución de las fases magmáticas, además pueden ayudar a identificar y conocer los procesos geológicos que dieron origen a un conjunto de rocas (Rollinson, 1993).

Considerando que los magmas antes de su emplazamiento final en la corteza superior (Fig. 2.1) pasan por diferentes fases, es así que durante su ascenso los magmas pueden diferenciarse o asimilar. El porcentaje de fusión parcial del manto litosférico, asimilación de corteza inferior y mezcla de magmas influyen en la variación de elementos compatibles e incompatibles en el magma parental.

a) Elementos Mayores

Los elementos mayores son reportados como óxidos. Ellos son: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O y P_2O_5, y sus concentraciones son expresadas como porcentaje en peso (%wt).

Además, muchas rocas silicatadas contienen **volátiles** tal como el agua, dióxido de carbono, azufre, flúor y cloro. El H_2O es saturada o combinada en forma del ión hidroxilo (OH) en anfíboles, micas, limonita secundaria, arcillas y como moléculas H_2O en vidrio. El H_2O es amortiguada o absorbida en la superficie y en espacios de poros, el que puede estar influenciado por calentamiento a 110 °C. Significa que la cantidad de CO_2 que está presente en carbonatos secundarios, usualmente en calcita, tuvo que ser introducido durante el tiempo de alteración (Best, 2003). El total de volátiles en una roca pueden ser determinado por el peso de una roca pulverizada, luego someterlo a temperaturas de 1000 °C y en seguida se pesa otra vez para determinar la **pérdida en la**

ignición (LOI). Algunos análisis de rocas son recalculados, libres de volátiles y llevados al 100 %wt.

Los análisis de rocas y minerales siempre implican errores humanos e instrumentales, porque no todos los elementos son analizados, por ejemplo el fierro ocurre típicamente en dos estados de oxidación (Férrico: Fe_2O_3 y Ferroso: FeO) en rocas y minerales, pero muchos métodos instrumentales no puede distinguir entre estos dos y es expresado como fierro total (FeO_{total}), el total de elementos mayores y traza nunca son medidos con exactitud (100 %wt). Generalmente se habla de una lista de análisis total de óxidos mayores, incluyendo el H_2O, **si el total esta entre 98.8 – 100.8 %wt este es considerado como un análisis aceptable.**

b) Elementos Traza

Aproximadamente 90 elementos geoquímicos son formados en rocas y minerales en concentraciones traza, arbitrariamente se considera concentraciones menores al 0.1% en peso total (=1000 ppm). Concentraciones menores a un 1 ppb pueden estar detectadas por algunos elementos. Estas bajas concentraciones son insuficientes para estabilizar algunos minerales formadores de rocas, pero en algunos casos hace estabilizar minerales accesorios, por ejemplo el zircón.

La existencia de minerales y/o líquidos en sistemas magmáticos y la cuantificación de los mismos son significativamente altos indicadores de procesos petrológicos.

- **Elementos de tierras raras (REEs)**

  Son un grupo de elementos coherentes que pueden ser provechosos y utilizados en análisis e hipótesis petrográficas. REEs conformado por números atómicos de 57 (La) a 71 (Lu).

  Así se tiene tres series de REEs:

1. Tierras raras con bajo número atómico, llamadas como tierras raras livianas (LREEs), lo conforman la serie de Lantano (La = 57) hasta Promecio (Pm = 61), se comportan como compatibles en el fundido.

2. Tierras raras con números atómicos medios, conocidos como tierras raras medias (MREEs), de Samario (Sm = 62) al Holmio (Ho = 67), son medianamente compatibles en el fundido.

3. Tierras raras con número atómico más alto, llamadas tierras raras pesadas (HREEs), desde Erbio (Er = 68) hasta Lutecio (Lu = 71), se comportan como incompatibles en la mayoría de las fases del fundido.

La existencia del ión divalente de Eu en magmas tiene que tomarse en cuenta; también, Ce^{4+} que existe en algunos magmas oxidados. Dos propiedades de los REEs hacen que éstos sean usados como indicadores petrogenéticos:

1. Los REEs son generalmente insolubles en fluidos acuosos; por eso ellos son usados en alteraciones o en rocas erosionadas.

2. Los iones trivalentes de los REEs tienen decrecimiento del radio iónico con respecto a incremento del número atómico, de La ($1.160\,\mathring{A}$) a Lu ($0.977\,\mathring{A}$) (Fig. 2.2).

- **Coeficiente de partición y compatibilidad de elementos traza.**

La generación de magma implica a la fusión parcial. Donde el manto superior peridotítico es parcialmente fundido (Fig. 2.1), el magma resultante esta formado por cristales de piroxenos y olivinos en equilibrio con una solución líquida de iones de O, Si, Al, Mg, Na, etc., llamado fundido. En este magma los iones de **elementos traza incompatibles** se encuentran libres y dispersos, sin formar parte de las estructuras de cristalización. Por otro lado los iones de los **elementos traza compatibles** son tolerados y en gran parte incluidos en las fases de cristalización. El contraste entre estas dos

categorías de elementos traza es formalizada por un simple ratio de concentración, llamado coeficiente de concentración (D).

$$D_{\substack{fundido \\ cristalizado}} = \frac{Concentración\ en\ el\ mineral}{Concentración\ en\ el\ fundido} \ldots\ldots\ldots \textit{(Ecuación N° 1)}$$

Por lo tanto, los elementos traza compatibles tienen D mayor a 1. Por ejemplo:

El Sr, Ba y Eu son elementos compatibles de fuerte partición dentro de los feldespatos en magmas silicios.

El Cr, Ni y Co son elementos compatibles en olivino y ortopiroxeno en magmas basálticos.

Por otro lado, elementos ***incompatibles y elementos de tierras raras (REEs) tienen D menor a 1***. La partición es sólo débil entre los minerales mayores encontrados en magmas basálticos.

Los elementos traza incompatibles no pueden fácilmente sustituirse por elementos mayores en la fase cristalina, porque su carga y/o radio iónico es diferente (Fig. 2.2).

Por lo tanto, Be^{2+} es típico incompatible, porque tiene un radio iónico pequeño (0.45 $\mathring{A}$) evitando ser sustituidos por iones divalentes y su baja carga iónica evita sustitución por tamaños similares como el Si^{4+}.

Otro típico elemento incompatible en U^{4+}, tiene carga y radio iónico grande (1.0 $\mathring{A}$). Por lo tanto, la compatibilidad depende de que existan minerales en el magma. Por eso, en un magma silíceo en el cual el zircón ($ZrSiO_4$) es cristalizable, el U^{4+} es compatible porque es sustituible por Zr^{4+}, cuyo radio iónico es 0.85 $\mathring{A}$. (Esta sustitución, de paso, hace posible la datación isotópica por zircón).

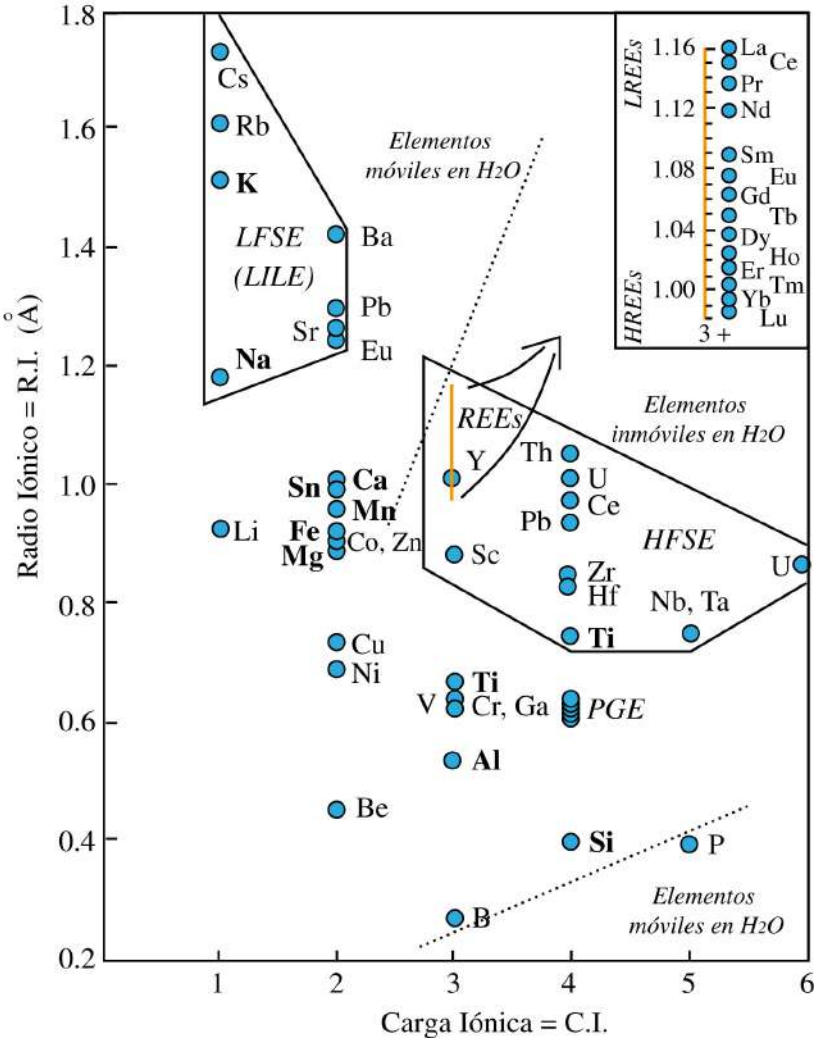


Figura 2.2. *Clasificación de carga iónica positiva versus radio iónico de* ***elementos mayores*** *(letras negritas) y* ***elementos trazas****.* ***Elementos de tierras raras (REEs)*** *en el centro del diagrama son ploteadas en una escala expandida en la parte superior derecha. En base al potencial iónico (carga/radio), más elementos pueden ser subdivididos en dos categorías, enmarcadas por polígonos, (1)* ***Elementos de potencial iónico bajo (LFSE),*** *más comúnmente llamados* ***Elementos litófilos de iones grandes (LILE),*** *en la parte superior izquierda; (2)* ***Elementos de potencial iónico alto (HFSE),*** *en el centro derecho. También el potencial iónico sirve como un índice aproximado de la movilidad de cationes de los elementos, es decir, su solubilidad en soluciones acuosas; Los elementos con potencial iónico bajo (<2.5) y alto (>12) tienden a estar más solubles y móviles que elementos de potencial intermedio. Los elementos del grupo del platino (PGE) son: Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt. Modificado de Shannon, 1976.*

No solo el coeficiente de partición en los magmas describe el comportamiento de un elemento traza. La composición del magma y de los minerales, afectan el valor del coeficiente de partición (D). Los coeficientes

para algunos elementos (en los minerales) generalmente incrementan con el tipo de magma, debido a que varía el contenido de sílice (Fig. 2.3).

El decrecimiento de la temperatura del magma (T), produce el incremento de D, mientras siga decreciendo la temperatura y el fundido sea más silíceo, los minerales están más fuertemente estructurados, causando que los elementos trazas estén marginados y forzados a entrar a cristales coexistentes.

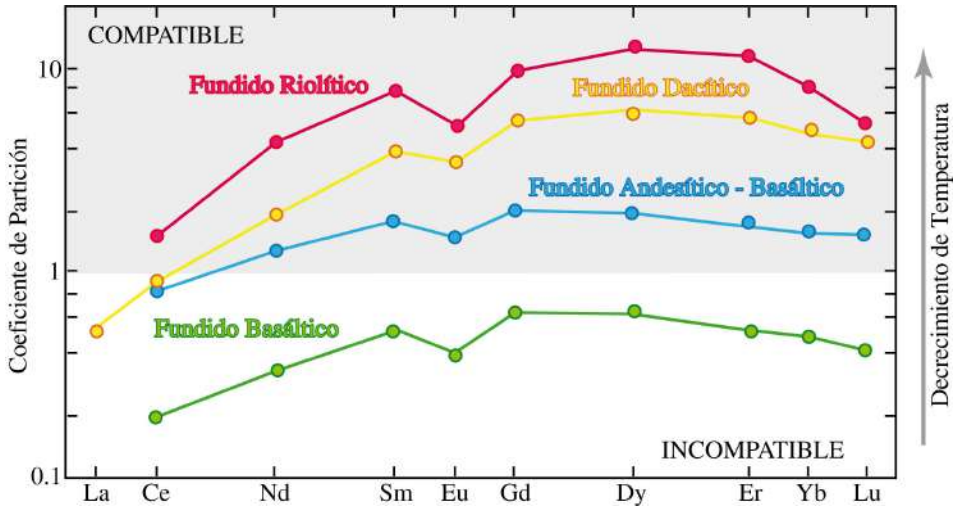


Figura 2.3. *Coeficientes de partición para elementos de tierras raras (REEs) entre anfibolita y el fundido indicado. REEs son más compatibles en fundidos más silicios y bajas temperaturas. (Redibujado de Rollinson, 1993).*

El estado de oxidación del magma afecta el coeficiente de partición del europio (Eu). En magmas reducidos, el Eu está principalmente presente como Eu^{2+}, en vez de su usual estado (Eu^{3+}), como se da en otros elementos de tierras raras. Es un elemento compatible en la plagioclasa, así como es el Sr. Obviamente, la selección del coeficiente de partición depende de muchos factores (Rollinson, 1993), como se ha explicando en este resumen teórico.

2.3 TEORÍAS SOBRE EL ORIGEN Y LA METALOGÉNIA EN LA CUENCA LANCONES.

Entre las principales teorías existentes relacionadas a la zona de investigación, se tiene los trabajos de Pitcher *et al.* (1985), Tegart *et al.* (2000), Ríos (2004) y Winter (2008), los que están abocados principalmente a dar una interpretación

sobre el marco tectónico y/o metalogenético de la cuenca Lancones, las mismas que se describen a continuación:

Pitcher *et al.* (1985): El emplazamiento de rocas graníticas, constituye un registro en la evolución tectono-magmática en el segmento Piura – cuenca Lancones.

Tegart *et al.* (2000): La geoquímica de los magmas de la cuenca Lancones cambia bruscamente al final del ciclo de depositación de los sulfuros, asociada a las rocas dacíticas.

Ríos (2004): La petroquímica de todas las rocas analizadas cae en el campo de rocas subalcalinas y dos muestras en el campo alcalino, esto indica que sí existió un magmatismo alcalino. Las interpretaciones de elementos de tierras raras presentan pendientes sub-horizontales indicando alto porcentaje de fusión en la roca fuente.

Lo que sugiere que estos eventos volcánicos se asocian a un ambiente de "*rift*", en el cual, se inician con un magmatismo alcalino con alto porcentaje de fusión del manto, donde la extensión produce adelgazamiento de la corteza y fusión del manto por pérdida de presión.

Winter (2008): La variación de la data geoquímica de las secuencias basálticas que rellenan la cuenca Lancones indica, en general composiciones similares, las cuales son consecuentes con un ambiente de arco volcánico.

La fase I del vulcanismo (Formación San Lorenzo), se asoció a un evento de *rifting* a lo largo del margen continental. Sin embargo, las secuencias de la fase II del vulcanismo (volcánicos El Ereo y La Bocana), es derivado de un manto depletado, lo que ha producido un mayor fraccionamiento de los magmas máficos.

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN

3.1 TIPO Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

3.1.1 TIPOS DE INVESTIGACIÓN

Los tipos de investigación desarrollados se aprecian en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. *Tipos de investigación de acuerdo al criterio de estudio.*

Criterio	Tipo
Finalidad	Básico/aplicada
Estrategia	Cuantitativa
Objetivos	Descriptiva/correlacional/analítica/ interpretativa
Fuente de datos	Primarios/secundarios
Control	No experimental
Temporalidad	Transversal

3.1.2 DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

Este estudio de investigación contempló una serie de etapas que, si bien siguen un esquema estructurado y cronológico, frecuentemente se superponen y se retroalimentan, lo cual hace difícil separarlas rígidamente, por lo que se convierte en un proceso continuo, ágil y dinámico. Lo anterior, es evidente en la recolección y análisis de datos, que prácticamente se fue realizando al mismo tiempo que se iban obteniendo ciertos resultados, los que tenían que ser confrontados unos con otros.

Por todo ello, para establecer el diseño de la investigación del trabajo de campo, se tiene que pasar por las acciones previas como lo son: la investigación documental, que consiste en la revisión de la literatura y el establecimiento de las preguntas de investigación que guíen el estudio.

El modelo de investigación plantea el seguimiento de etapas de un estudio a través de una continua interacción de procesos que tienen siempre como guía el

resultado final que se desea obtener, el cual debe resultar importante, fundamental e interesante para la investigación.

- ✓ Revisión de la información técnica y/o científica sobre estudios desarrollados en la cuenca Lancones o relacionados al tema de investigación, de esta forma se obtuvo una síntesis de la información, a partir de la cual se definieron las preguntas y objetivos sobre el tema de estudio, esto me permitió establecer las premisas y la hipótesis a probar (marco teórico).

En el diseño metodológico se concilió la información, logrando definir con claridad la estructura de la tesis según el cronograma definido para su finalización.

- ✓ El trabajo de campo se inició con un reconocimiento general de la zona de estudio, la selección de las principales zonas de interés. Las observaciones de campo, el cartografiado geológico, muestreo y descripción macroscópica de rocas se centrará principalmente en las características de las unidades magmáticas.
- ✓ Posteriormente, en gabinete, se procesará la información de campo, se describirán macroscópicamente las muestras de mano y se harán la selección para estudios petrográficos microscópicos y análisis geoquímicos.

  Los estudios petrográficos con microscopio electrónico permitirán determinar la caracterización petromineralógica.

  El estudio geoquímico permitirá tipificar las anomalías geoquímicas de las unidades magmáticas. Los resultados de los análisis serán procesados estadísticamente para obtener valores representativos de toda la muestra.
- ✓ Se finalizará con la redacción de texto para la obtención de la tesis.

3.2 PROCEDIMIENTO Y TÉCNICAS DE RECOLECCIÓN DE DATOS

Análisis Documental

Con la finalidad de obtener información de la documentación teórica del problema de investigación para el presente estudio, se realizó la compilación de datos bibliográficos existentes en el área de investigación, se extrajo los reportes de análisis geoquímicos, dataciones radiométricas y referencias resaltantes

desarrolladas en la cuenca Lancones, se efectuó el procesamiento de la información obtenida, de esta forma se genera la denominada síntesis bibliográfica. Asimismo se revisó la cartografía, fotografías aéreas, imágenes satelitales, entre otros.

Observación

De manera específica, la observación directa consistió en la realización de recorridos y visitas a los lugares o sitios de trabajo, es decir, a las áreas de interés. Adicionalmente, se tomaron algunas fotografías que sirvieron como suplemento de este método de recolección de datos. De hecho, la documentación vía fotográfica ayudó a capturar datos que no pudieron ser mostrados mediante la observación directa. Cada una de las fotografías presentadas en esta tesis, representan situaciones de gran interés para el estudio.

3.2.1 TRABAJO DE CAMPO

a) Cartografiado geológico y toma de datos estructurales

El cartografiado se inició con un reconocimiento general de la zona de estudio, y selección de las principales zonas de interés e identificación de las diferentes unidades magmáticas formadas dentro de la cuenca Lancones. Luego se realizaron las siguientes actividades:

- ✓ Representación gráfica de los contactos de las unidades litológicas en el plano topográfico.
- ✓ Medición de rumbo y buzamiento de los estratos.
- ✓ Toma de datos estructurales.
- ✓ Toma de fotografías en la zona de interés.

b) Muestreo y descripción macroscópica de rocas

Se emplearon los siguientes métodos, según el tipo de estudio a realizar:

Método de muestreo para análisis geoquímico

- **Determinación del punto de muestreo.**

  Se determinó el punto de muestreo a través de la observación in situ, considerando si el afloramiento representa en su totalidad a cada unidad

magmática cartografiada y si éste se encuentra sin alteración hidrotermal y/o meteorización.

- **Extracción de la muestra y empaque**

  Las muestras tomadas fueron extraídas utilizando martillo y/o comba de geólogo, en fragmentos menores a 10 cm, luego fueron envueltas en bolsas plásticas y etiquetadas para evitar su contaminación.

- **Toma de fotografías**

  Se tomaron como mínimo dos fotografías una panorámica y otra al detalle (con escala referencial).

- **Toma de coordenadas de la muestra**

  Se tomó el punto GPS en coordenadas UTM (WGS-84) del lugar de muestreo.

- **Descripción de la muestra.**

  La descripción consistió en detallar las principales características de la muestra, como, textura, minerales formadores y grado de alteración de estos. Las muestras que presentaron alteración, el análisis geoquímico se tuvo que restringir únicamente a la determinación de elementos traza y de tierras raras, ya que estos se comportan como elementos inmóviles dentro de un sistema hidrotermal.

- **Cantidad de muestra**

  La cantidad a muestrear ha dependido principalmente de la textura que presenta la roca.

  Si la roca presenta textura afanítica (andesita), fue suficiente una muestra de 100gr, debido a la que ésta presenta una homogeneidad en el tamaño de sus cristales, siendo suficiente esta cantidad para representar a la unidad magmática.

Si la roca presenta textura de grano grueso (granito), fue necesario tomar aproximadamente diez veces el volumen que ocupa el mineral de mayor tamaño, debido a que la muestra presenta una heterogeneidad en el tamaño de sus cristales, siendo necesario muestrear una mayor cantidad, lo cual permitiría realizar un mejor cuarteo, pudiendo llegar a ser una muestra representativa de la unidad magmática.

De tratarse de una roca piroclástica se necesitó aún más muestra, porque de éstas solamente se extrae la pómez, debido a que ésta representa las características del magma.

- **Calidad de material**

  Las muestras seleccionadas para su envío al laboratorio deben estar completamente limpias, sin pátinas de meteorización, sin la presencia de vetillas, xenolitos y otras características que podrían alterar sus características primarias.

Método de muestreo para análisis petrográfico y análisis espectrales (PIMA – Rayos X)

- **Determinación del punto de muestreo.**

  Se determinó el punto de muestreo, cuando existieron dudas en la caracterización de roca a cartografiar.

- **Toma de coordenadas de la muestra**

  Se tomó las mismas consideraciones descritas para el análisis geoquímico.

- **Extracción de la muestra y empaque**

  Se tomó las mismas consideraciones descritas para el análisis geoquímico.

- **Cantidad de muestra**

  Se tomó únicamente una muestra de mano.

- **Descripción de la muestra.**

  Se tomó las mismas consideraciones descritas para el análisis geoquímico.

- **Toma de fotografías**

  Se tomó las mismas consideraciones descritas para el análisis geoquímico.

3.2.2 TRABAJO DE GABINETE

Esta etapa comprendió el procesamiento de los datos de campo el cual ha sido analizado y contrastado sistemáticamente tomando en consideración los antecedentes bibliográficos.

Comprendió los siguientes pasos:

- ✓ Preparación de muestras de rocas para el envío a laboratorios.
- ✓ Ingreso de datos a una base de datos georeferenciada.
- ✓ Elaboración del mapa geológico.

  Se elaboró el mapa geológico a escala 1/50,000, a partir del cartografiado geológico en campo y la fotointerpretación a escala 1/25,000.
- ✓ Recepción, análisis e interpretación de resultados remitidos por los laboratorios.
- ✓ Redacción de textos.

3.2.3 TÉCNICAS E INTRUMENTOS DE RECOLECCIÓN DE DATOS

Para el análisis documental se utilizó como instrumento para la recolección de datos "la ficha de registro de datos", en la que se registró, organizó y se conservó toda la información recopilada de las diversas fuentes documentales, durante el proceso de investigación, además se anotó comentarios y observaciones al reverso de la ficha.

Para la observación se utilizó como instrumento para la recolección de datos "la guía de campo", la que permitió orientar la investigación.

Las técnicas e instrumentos utilizados en este estudio se resumen en la tabla 3.2.

Tabla 3.2. *Técnicas e instrumentos de recolección de datos*

Técnicas	Instrumentos
Análisis Documental	Ficha de registro de datos
Observación	Guía de campo

CAPÍTULO IV

GENERALIDADES

4.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio políticamente se ubica en el departamento de Piura, entre los distritos de Tambogrande y Las Lomas (Fig. 4.1). Está delimitada por las coordenadas UTM (WGS-84):

9500000 N 600000 E
9450000 N 600000 E
9450000 N 565000 E
9500000 N 565000 E

Geográficamente se localiza entre la llanura costanera y el flanco oriental de la Cordillera Occidental del Norte de los Andes, al Norte de la mega-estructura denominada "Deflexión de Huancabamba"

Corresponde a la hoja de Las Lomas (10-c, cuadrantes I, II, III y IV) de la Carta Geológica Nacional (Escala: 1/50000). Tiene una extensión aproximada de 2000 km^2, presenta alturas que fluctúan entre los 100 y 1300 msnm.

El estudio comprende únicamente trabajo geológico preliminar de superficie.

4.2 ACCESIBILIDAD AL ÁREA DE ESTUDIO

La principal vía de acceso a la zona de estudio es la carretera Panamericana Norte que, a partir de la ciudad de Sullana se divide en dos ramales: uno que se dirige a Aguas Verdes (Tumbes) y el otro al Puente Internacional de Macará pasando por el distrito de Las Lomas, esta ultima es la vía que atraviesa el área de estudio.

- Por vía terrestre: carretera central: Lima – Piura – Sullana – Lomas.

- Por vía aérea: conexión directa Lima – Piura, posteriormente se realiza la ruta anteriormente mencionada.

Tabla 4.1. *Resumen de las distancias, tiempos y tipos de caminos al área de estudio.*

De:	A:	Distancia	Tiempo	Tipo de acceso/camino
Lima	Piura	1050 km	1hr. 15min.	aéreo/Panamericana Norte
			12hrs	terrestre/Panamericana Norte
Piura	Sullana	39 km	35 min.	terrestre/Panamericana Norte
Sullana	Las Lomas	76 km	45 mín.	terrestre/ Panamericana Norte

4.3 CLIMA

El clima en la cuenca Lancones es árido y cálido, con temperatura máxima de 37°C y mínima de 19°C, siendo 24°C su promedio anual. En zonas de mayor altura (500 msnm) el clima es árido en la mayor parte del año.

La precipitación pluvial es moderada con un promedio de 800 mm anuales, la cual aumenta uniformemente a mayor elevación y distancia de la costa, salvo cuando se presenta el fenómeno del Niño donde puede alcanzar hasta los 5000 mm anuales. La mayor parte de la precipitación se concentra entre los meses de diciembre a marzo.

Por tratarse de una zona semi-desértica los vientos son regulares y mayormente se presenta durante las horas de la tarde y con mayor fuerza en los meses de diciembre a mayo.

4.4 VEGETACIÓN

La vegetación en la zona de estudio es abundante y por sectores boscosos, constituida principalmente por algarrobos, charanes, overales y pasto seco la mayor parte del año. La agricultura es la principal actividad de la población, encontrándose restringida a las zonas de influencia por irrigación de las represa Poechos y San Lorenzo. En zonas alejadas a los reservorios los pobladores practican una agricultura estacionaria, que se restringe a los meses de verano.

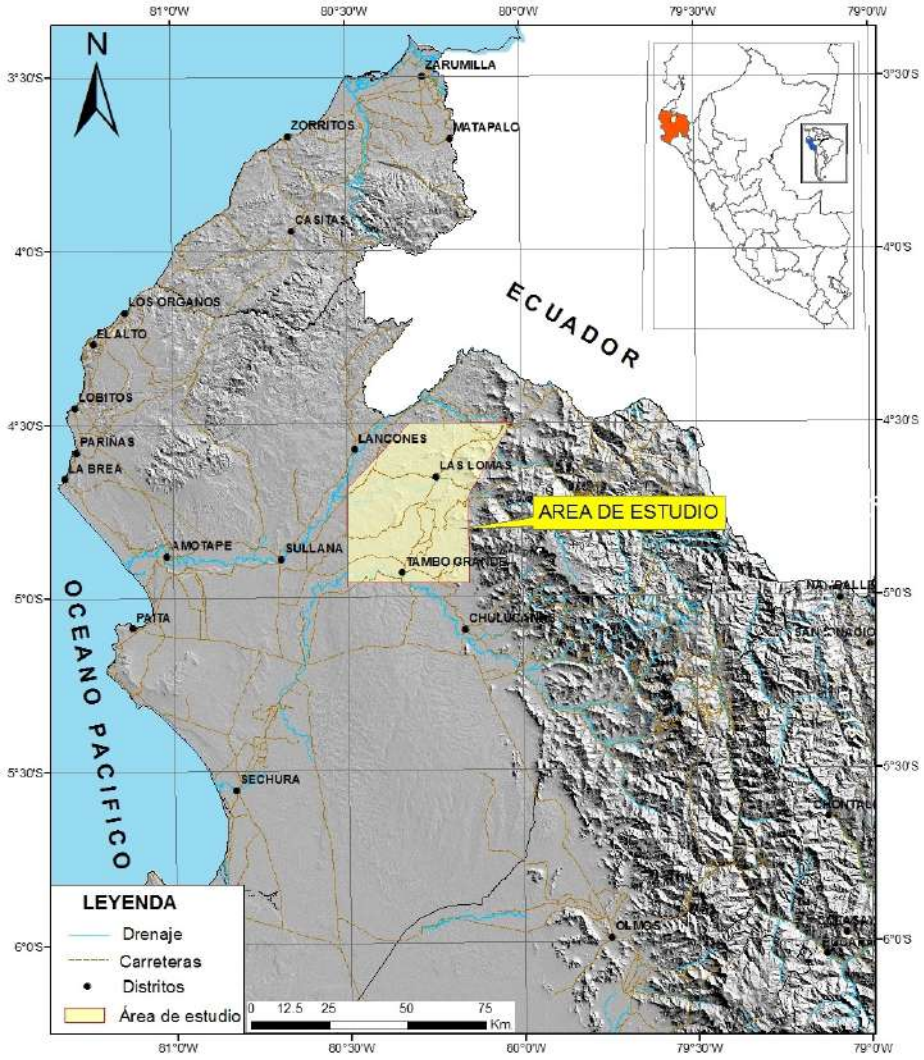


Figura 4.1. *Mapa de ubicación del área de estudio.*

CAPÍTULO V

MARCO GEOMORFOLÓGICO

5.1 INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se describen las unidades geomorfológicas.

La zona de estudio abarca unidades geomorfológicas (Fig. 5.1) como la Cordillera Occidental, lomas Lagartos-Ereo, subcuenca El Progreso, lomas El Progreso, llanura costanera, lomas Tambogrande, lomas Malingas y depresiones. Estas unidades han sido definidas teniendo en cuenta los diversos agentes erosivos, la tectónica (levantamiento de los Andes) ha jugado un papel importante en la morfología, sobre todo en la parte Este del área de estudio. La presencia de estructuras (fallas) ha generado zonas de debilidad, los que han originado la formación de ríos y quebradas.

5.1.1 CORDILLERA OCCIDENTAL

La Cordillera Occidental es una unidad imponente de los Andes Septentrionales ya que corresponde a las partes más altas y abruptas con laderas de fuertes pendientes, los puntos más elevados constituyen divisorias locales de quebradas de corto recorrido. Tiene una dirección NNE-SSO (Fig. 5.1).

El control litológico de esta unidad geomorfológica es claro, ya que se encuentra circunscrito, esencialmente a zonas donde afloran volcánicos de la Formación San Lorenzo (Albiano inferior), La Bocana superior (Cenomaniano superior – Turoniano inferior) y rocas intrusivas de la superunidad Las Lomas. Su altitud oscila entre 450 msnm hasta aproximadamente los 1 300 msnm (cerro Peña Blanca).

5.1.2 LOMAS LAGARTOS-EREO

Esta unidad geomorfológica se desarrolla en la parte central superior de la zona de estudio (Fig. 5.1), en forma elongada con una dirección NE-SO. Presenta una topografía suave.

Litológicamente, esta unidad está dominada por rocas intrusivas félsicas a máficas de edad Cretáceo superior, al sur aflora el volcánico El Ereo en el cerro del mismo nombre. Al Oeste, en la localidad de Lagartos se tiene un intrusivo félsico de edad Paleógeno.

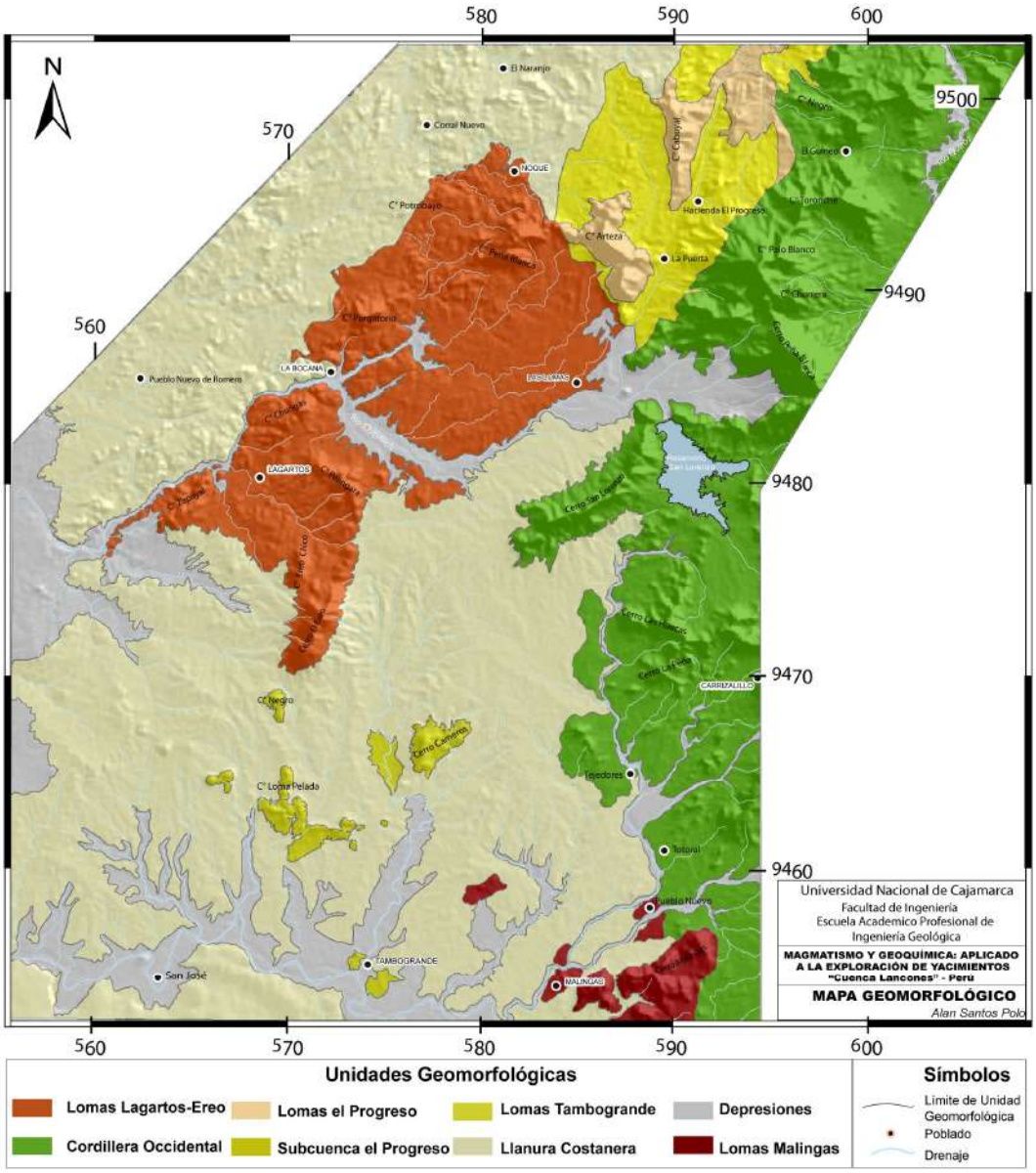


Figura 5.1. *Mapa geomorfológico del área de estudio.*

5.1.3 SUBCUENCA EL PROGRESO

Esta unidad geomorfológica, está conformada por una secuencia lutácea y carbonatada del volcánico La Bocana medio, que aflora al Norte de la zona de estudio.

Se caracteriza por presentar abundantes *sills* y diques originados durante los eventos volcánicos.

5.1.4 LOMAS EL PROGRESO

Se enmarca dentro de la subcuenca anteriormente descrita, se caracteriza por su configuración de baja altitud.

La morfología de esta unidad está controlada principalmente por la naturaleza de las rocas aflorantes, que son compuestas por secuencias volcánicas de La Bocana inferior con escasos niveles sedimentarios del miembro medio de La Bocana.

5.1.5 LLANURA COSTANERA

La llanura costanera comprende la mayor parte del área de estudio, ubicada en el borde Oeste próximo al alto de los Amotapes (Cordillera de la Costa). Conformada por una franja de orientación N-S y caracterizada por ser relativamente plana, con altitudes que oscilan entre 100-150 msnm.

En esta unidad afloran rocas volcánicas y volcanosedimentarias de los miembros medio y superior de La Bocana y pequeños *stock* intrusivos de la superunidad Las Lomas.

5.1.6 LOMAS TAMBOGRANDE

Esta unidad, se desarrolla en la localidad de Tambogrande y al Norte del mismo, con una configuración topográfica sobresaliente dentro de la morfología de la llanura costanera.

Litológicamente esta dominada por rocas de la Formación San Lorenzo y reducidos *stock* de composición máfica de la superunidad Las Lomas.

5.1.7 LOMAS MALINGAS

Ubicada en el extremo SE del área de estudio en la localidad de Malingas, extendiéndose en dirección NE hasta el cerro del mismo nombre, de baja altitud.

Formada principalmente por un stock diorítico y las lomas distales de composición granítica, ambos de edad Cretáceo.

5.1.8 DEPRESIONES

Formadas principalmente por el drenaje con dirección E-O cortando a la llanura costera y la Cordillera Occidental.

Las depresiones presentan flancos con pendientes moderadas a fuertes, formando en algunos casos tramos encañonados. Estas depresiones cortan rocas la mayoría de las unidades magmáticas.

CAPÍTULO VI

MARCO GEOLÓGICO

6.1 INTRODUCCIÓN.

La cuenca Lancones se sitúa al NO de Perú, se extiende hasta el Sur de Ecuador en donde se conoce como cuenca Célica (Jaillard *et al*., 1999). La cuenca contiene una serie de unidades volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias que van del Albiano al Cenozoico. Hacia el sector occidental presenta rocas netamente sedimentarias, que pasan lateralmente hacia el lado oriental, a un conjunto de rocas volcánicas marinas y volcanosedimentarias (Fig. 6.1), agrupadas en dos grandes secuencias las que corresponden a dos fases de evolución tectónica, basados en *facies* de depositación, composición y geocronología (Winter, 2008).

La primera secuencia está representada por la Formación San Lorenzo del Albiano (Fig. 6.2), que comprende rocas volcánicas máficas, representadas por flujos volcánicos con estructura almohadillada (*pillow lavas*) relacionadas a un magmatismo toleítico, depositadas en aguas marinas relativamente profundas, además de rocas volcánicas félsicas andesíticas y riodacíticas. Esta unidad contiene escasas rocas sedimentarias pelágicas.

La segunda secuencia corresponde a *facies* relativamente someras con abundantes rocas volcánicas piroclásticas, rocas volcanoclásticas y sedimentarias, todas agrupadas en las secuencias de los volcánicos El Ereo y La Bocana del Albiano superior-Turoniano (Fig. 6.2) (Winter, 2008). El volcánico El Ereo se encuentra en discordancia sobre la Formación San Lorenzo e indica un cambio en las condiciones tectónicas, que se dio alrededor de los 100 Ma, es decir al límite Albiano-Cenomaniano.

Todas estas secuencias volcánicas presentan grandes depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) con un espesor aproximado de 10 km; éstas se

encuentran intruidas por rocas de edad Cretáceo superior (superunidades Las Lomas y Noque) y plutones del Eoceno (Unidad Lagartos).

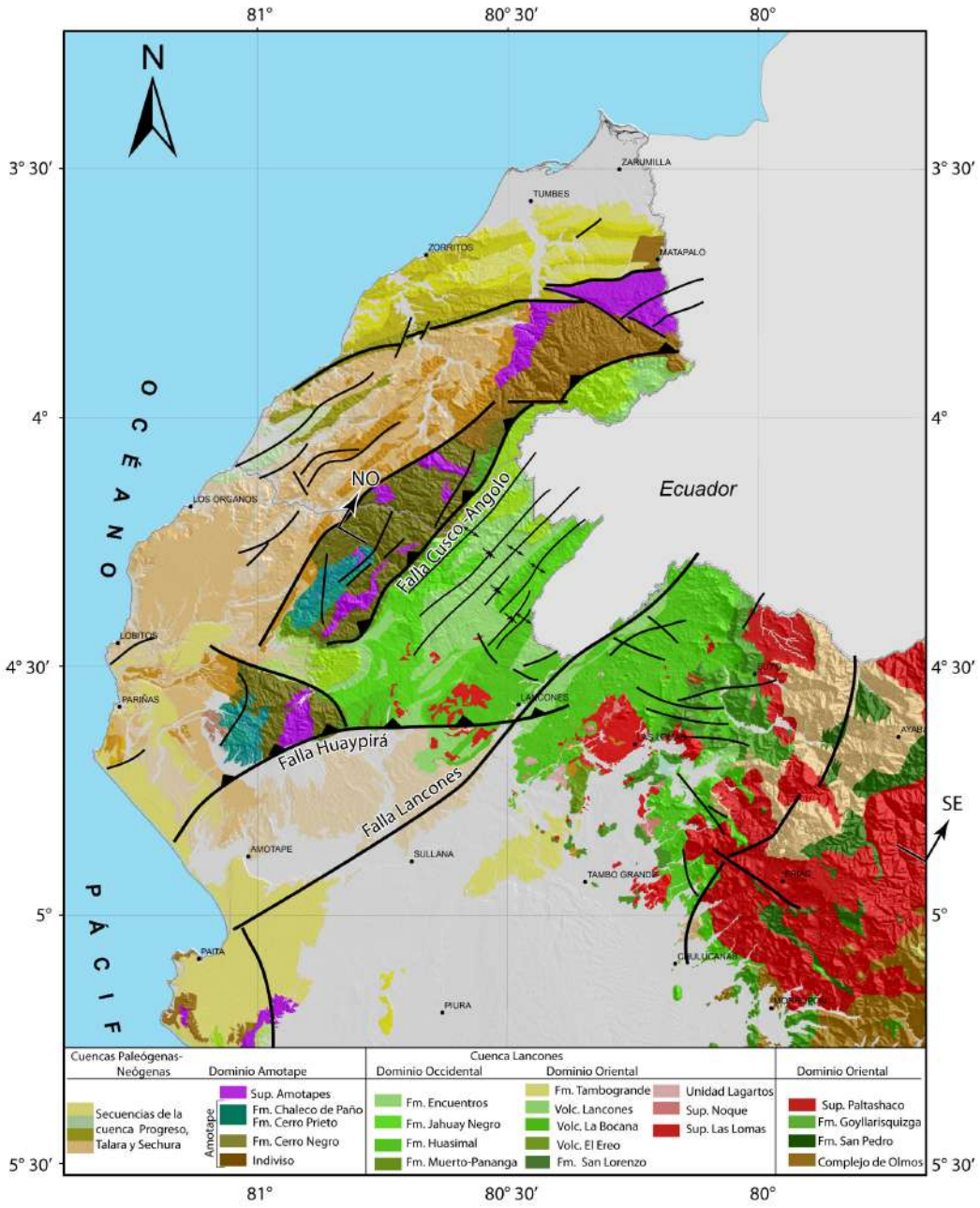


Figura 6.1. *Muestra los dos sectores de la cuenca Lancones (dominios oriental y occidental), caracterizados por su litología. Adicionalmente se referencia la ubicación de la sección generalizada NO-SE.*

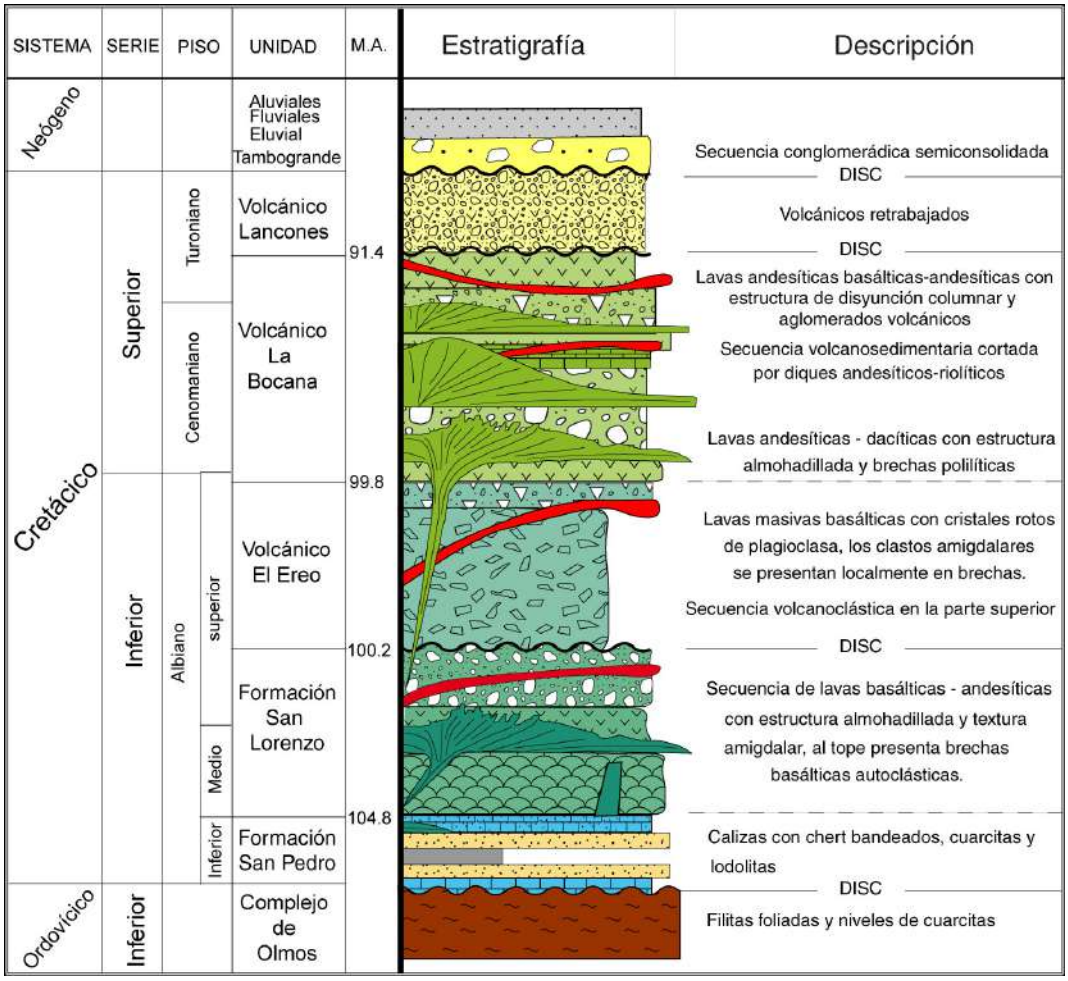


Figura 6.2. *Columna estratigráfica generalizada, del sector oriental de la Cuenca Lancones. (Modificado de Winter, 2008).*

6.2 MESOZOICO.

6.2.1 CRETÁCEO: ALBIANO MEDIO – SUPERIOR.

a) Formación San Lorenzo.

La dificultad en el cartografiado de esta unidad magmática originó serias controversias para definirla. Inicialmente fue descrita por Reyes & Caldas (1987), quienes la denominaron como parte de las secuencias volcánicas del El Ereo, La Bocana y Lancones, basados en características petrológicas. Ríos (2004), la describe como la base de los volcánicos mesozoicos denominándola como volcánico El Ereo, posteriormente Winter (2008) basado en dataciones radiométricas y diferenciándola de las demás unidades, la denominó Formación San Lorenzo.

La Formación San Lorenzo es la unidad volcánica más antigua depositada en la cuenca Lancones, cuya base no se observa, pero se asume que yace sobre la Formación San Pedro (Fig. 6.2), y en algunas zonas sobre el basamento Paleozoico (Reyes & Caldas, 1987).

En el área de estudio la Formación San Lorenzo aflora en el cerro del mismo nombre, se extiende en orientación NE al distrito Las Lomas (Fig. 6.3) donde se encuentra cortado por rocas intrusivas dioríticas de la superunidad Las Lomas y domos dacíticos.

Litológicamente, caracterizada por un vulcanismo bimodal, conformado por coladas de lavas masivas andesíticas a andesítico-basálticas, presentan ocasionalmente estructuras de flujo y predominantemente lavas con estructura almohadillada de composición basáltica (Fotos 6.1A, 6.1B y 6.1C) evidenciando un vulcanismo submarino relativamente profundo, basado en la ausencia de rocas piroclásticas. Así también se observan brechas autoclásticas basálticas (Foto 6.1D). Las rocas volcánicas félsicas no son muy abundantes en esta unidad, las que presentan una textura porfirítica y típicamente vesicular (Foto 6.1E), encontrándose en la parte superior de este evento volcánico.

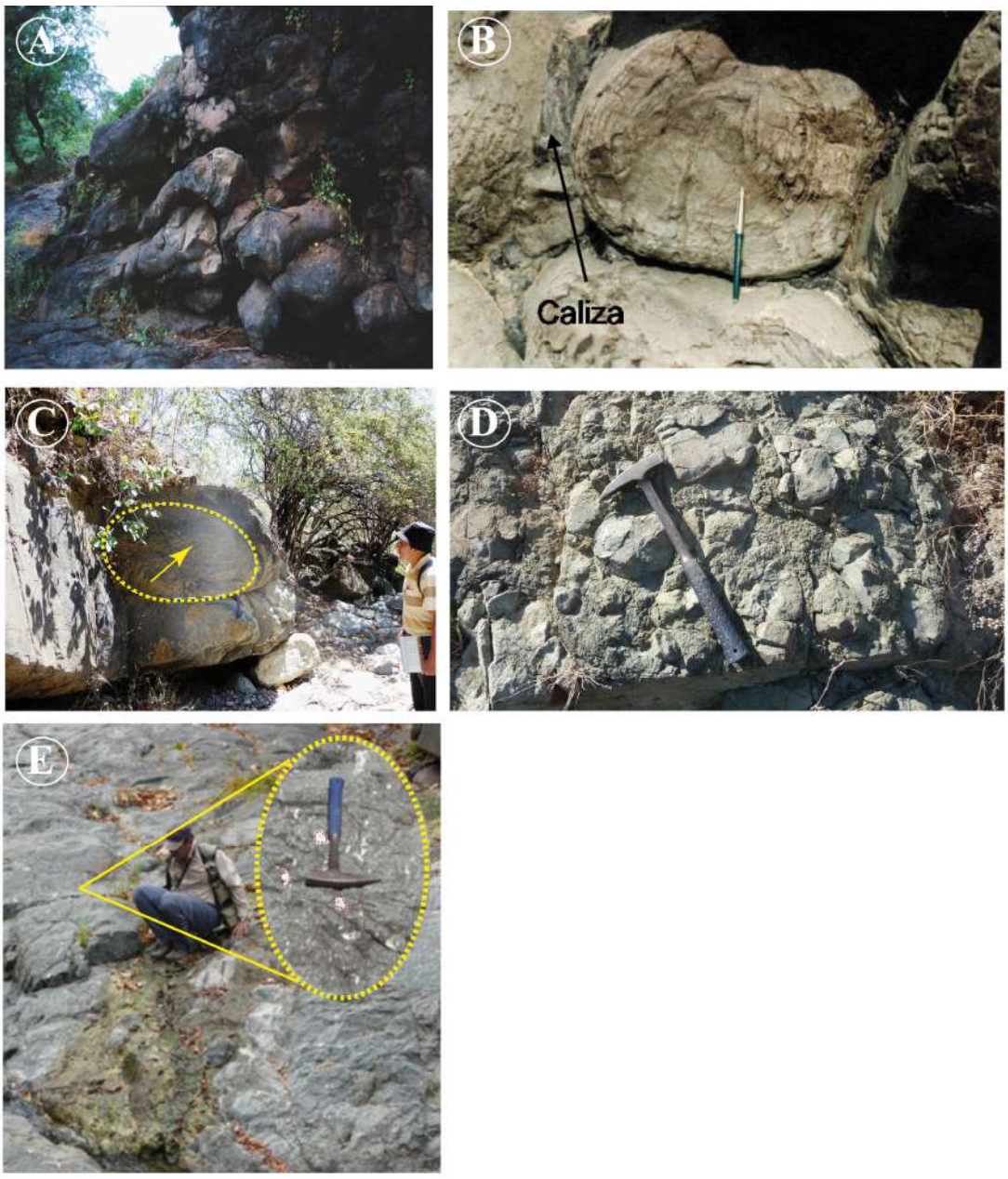
En relación a su composición petrológica presenta un rango de basaltos oscuros (mesócratas) a andesitas basálticas gris oscuras (melanócratas) en la parte basal de la secuencia y en menor proporción en la parte superior de ésta. Ocasionalmente presenta domos félsicos de composición dacítica asociados con los centros exhalativos de los depósitos de sulfuros masivos (Ríos, 2004) y reconocidos también con perforación diamantina en el yacimiento de Tambogrande (BRGM, 1980).

El espesor total de la formación no se puede precisar, por no observarse la base. Las perforaciones realizadas por "Manhattan Mineral Corporation" (máximo de 800 m de profundidad) alrededor de las ocurrencias metálicas de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) no han logrado interceptar el contacto basal (Ríos, 2004). En base a secciones geológicas estructurales generadas a través de datos obtenidos en la etapa de campo, se estima un espesor de 1500 m.

Edad y correlación, Winter (2008) realiza tres dataciones radiométricas (Fig. 6.3) con el método $^{238}U/Pb^{206}$ sobre zircones:

1. Roca volcanoclástica de composición riolítica, situada en el depósito de Tambogrande, arroja una edad de 104.4 ± 1.9 Ma.
2. Dique riolítico de grano muy fino con fenocristales de cuarzo, situada en el cerro San Lorenzo, arroja una edad de 104.7 ± 1.4 Ma.
3. La tercera datación fue realizada en una brecha porfirítica de composición riolítica, tomada del depósito de Tambogrande, arroja una edad de 100.2 ± 0.5 Ma.

En consecuencia se le asigna a la Formación San Lorenzo una edad Albiano medio – superior. Asimismo se correlaciona con la base de las secuencias calcáreas de las formaciones Muerto - Pananga sector occidental de la cuenca (Fig. 6.1).



***Fotos 6.1. Fotografías de afloramientos de rocas basálticas de la Formación San Lorenzo**: **A)** Lavas basálticas con estructura almohadillada. Quebrada Suyo, próxima a la frontera con el Ecuador (tomada de Ríos, 2004). **B)** Almohadilla individual con estructura concéntrica, nótese que ésta se encuentra rodeada de roca calcárea. Río Quiroz (tomada de Serrano, 2003). **C)** Almohadilla de mayor diámetro de andesita gris oscura. **D)** Depósitos de lavas basálticas autobrechadas. **E)** Lavas andesíticas con presencia de vesículas, escoria, además nótese pequeños fragmentos.*

6.2.2 CRETÁCEO: ALBIANO SUPERIOR.

a) Volcánico El Ereo.

Definido por Reyes & Caldas (1987) quién lo denominó como coladas andesíticas porfiríticas basálticas con alternancias de brechas piroclásticas, presentándose en forma masiva; Valdivia & Torres (1995) lo describió como lavas andesíticas y andesíticas basálticas con estructuras almohadilladas y amigdalares; Tegart *et al.* (2000) lo detalla como flujos basálticos intercalados con brechas hialoclásticas, con escasos flujos dacíticos, capas de tufos y pocos estratos volcanoclásticos cortados por diques basálticos o posiblemente de composición andesítica; finalmente Winter (2008) se refiere a rocas volcánicas porfiríticas de cristales gruesos de feldespato, rocas subvolcánicas y escasos niveles de brechas de cantos gruesos interestratificados con niveles de piroclastos con cristales de piroxenos.

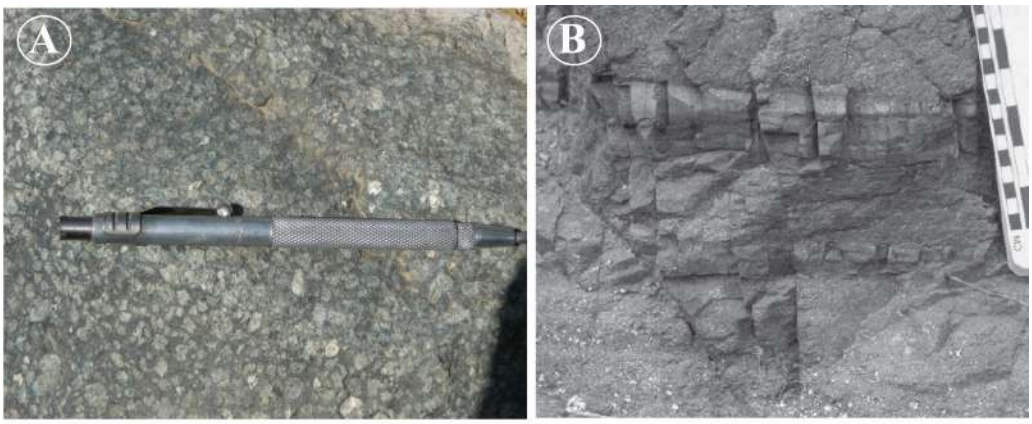
El contacto con la parte superior de la Formación San Lorenzo es discordante (Fig. 6.2), lo que ha marcado las dos grandes secuencias que corresponden a fases de evolución tectónica y sedimentaria diferentes (Winter, 2008).

El volcánico El Ereo tiene su localidad tipo en el cerro del mismo nombre, aflorando a manera de un cuerpo subvolcánico aislado, se extiende en orientación N-S (Fig. 6.3) donde se encuentra cortado por rocas de composición granodiorítica de la superunidad Las Lomas.

Litológicamente, está constituido principalmente por una secuencia volcánica máfica con cristales rotos de feldespatos desarrollados, con aproximadamente 1 cm. de diámetro (Foto 6.2A), con fragmentos líticos en una matriz gris verdosa por alteración. Los flujos de lavas amigdalares se presentan esporádicamente y generalmente se encuentra en forma masiva, aunque los clastos amigdalares están presentes localmente en brechas. La parte superior de esta unidad está conformada por secuencias volcanoclásticas de cenizas y tufos retrabajados (Foto 6.2B), asimismo presentan una seudo-estratificación.

Tiene un espesor estimado de 2000 metros.

Edad y correlación, no se ha realizado ninguna datación, sin embargo por posición estratigráfica se le asigna a esta unidad al Albiano superior. Se correlaciona con la parte superior de las secuencias calcáreas de las formaciones Muerto - Pananga sector occidental de la cuenca.



***Fotos 6.2. Fotografías de rocas del volcánico El Ereo**. **A)** Lavas basálticas con fenocristales de plagioclasa rotos y zonados, con diámetros de aproximadamente 1 cm. **B)** Facies al tope de la formación de capas delgadas a gruesas de cenizas retrabajas con presencia de cristales de feldespatos, (tomada de Winter et al., 2009).*

6.2.3 CRETÁCEO: CENOMANIANO – TURONIANO INFERIOR.

a) Volcánico La Bocana.

Según Reyes & Caldas (1987) es una serie volcánica – sedimentaria, dividiendo así a este volcánico en dos miembros, el miembro inferior aglomerádico andesítico-dacítico, vacuolar intercalado con limolitas, areniscas y calizas. Miembro superior en la base, muestra lavas riolíticas e intercalaciones de calizas y margas y al tope consiste en brechas andesíticas y aglomerados con algunas intercalaciones de sedimentos calcáreos impuros; Valdivia & Torres (1995) señala que está caracterizada por lavas dacíticas a riolíticas, brechas andesíticas e intercalaciones ocasionales de calizas tobáceas y areniscas fosilíferas; Tegart *et al.* (2000) indica que está conformado por aglomerados andesíticos y dacíticos intercalados con areniscas calcáreas, calizas impuras, *grauwacas*, toba e ignimbritas; Injoque *et al.* (2000) considera que se encuentra al NNE de los afloramientos del volcánico El Ereo, donde litológicamente es de tipo volcánico, además se observan los centros efusivos donde los afloramientos se muestran más piroclásticos a volcanoclásticos.

Presenta a la base una leve discordancia posicional con el volcánico El Ereo y de igual forma en zonas donde se encuentra directamente sobre la Formación San Lorenzo (Foto 6.3A). Al tope se deposita discordante el volcánico Lancones sobre el miembro superior del volcánico La Bocana (Foto 6.3B).

Fotos 6.3. ***A)*** *Muestra el contacto discordante de la Formación San Lorenazo (FSL) con el volcánico La Bocana (VB).* ***B)*** *Muestra el contacto discordante entre las lavas andesíticas del volcánico La Bocana y a secuencias volcánicas retrabajados del volcánico Lancones de edad Turoniano?.*

Los principales afloramientos se encuentran distribuidos en la zona NO a lo largo del río Chipillico (Fig. 6.3), alrededor del centro poblado El Carrizalillo, el que se extiende al Sur hasta la localidad de Malingas en donde se encuentra intruido por rocas de composición diorítica de la superunidad las Lomas.

Esta formación registra nuevamente un vulcanismo bimodal de ambiente marino de baja profundidad, debido a la presencia de rocas basálticas con predominancia de rocas andesíticas-riolíticas, aunque con mayor predominancia de rocas volcanoclásticas y sedimentarias.

De acuerdo a las características litológicas y edad geológica se ha dividido en tres miembros principales:

Volcánico La Bocana inferior.

El miembro inferior aflora en la localidad La Bocana, en los cerros Zapayal - Chungas y en los márgenes del río Chipillico con orientación NE- SO (Fig. 6.3). Litológicamente está conformada por lavas andesíticas – dacíticas con estructura

almohadillada (Foto 6.4A), además presenta brechas polilíticas de composición dacítica – riolítica con textura porfirítica, asimismo este miembro se encuentra constituido por acumulaciones de rocas volcanoclásticas masivas cortados por esporádicos domos dacíticos.

Volcánico La Bocana medio.

El miembro medio aflora en la localidad El Progreso (subcuenca El Progreso) y paralelo al lado Oeste del río Chipillico (Fig. 6.3), conformado por una secuencia volcanosedimentaria. Gran parte de estos afloramientos se encuentran cortados por diques andesíticos a riolíticos (Foto 6.4B). Litológicamente se encuentra representada por calizas lodolíticas gris oscuras en estratos delgados ligeramente silicificadas, calizas arenosas de grano grueso, limo-arcillitas gris oscuras y niveles delgados de andesitas (Fotos 6.4C y 6.4D).

Volcánico La Bocana superior.

Estas secuencias volcánicas cubren gran parte de la cuenca (Fig. 6.3). En cuanto a su litología se encuentra conformada por lavas de composición andesitas basálticas a andesíticas con estructuras de disyunción columnar en forma hexagonal (Fotos 6.4E), además presenta aglomerados volcánicos masivos con grandes litoclastos angulosos a subredondeados de composición dacítico – riolítico (Fotos 6.4F).

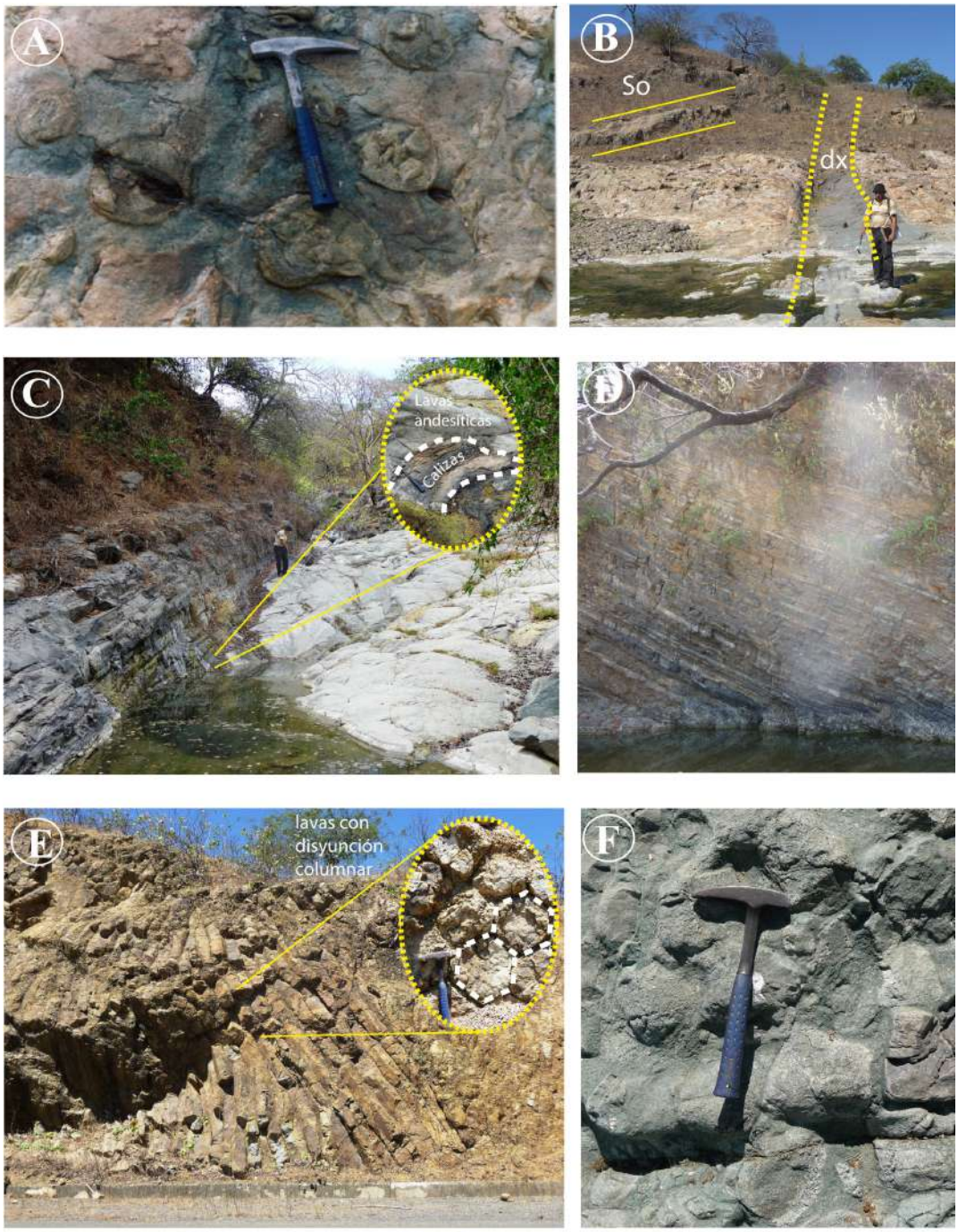
El espesor de esta unidad se ha estimado en 3500 m, dato inferido por medio de datos estructurales tomados en campo.

Edad y correlación. Los primeros en inferir la edad de esta unidad mediante la determinación de fósiles son Reyes & Caldas (1987) registran una edad de Albiano superior. Winter (2008), realizó cinco dataciones radiométricas (Fig. 6.3) por el método $^{238}U/Pb^{206}$ sobre zircones:

1. Brecha riolítica que aflora al Oeste del centro poblado El Guineo, conformada por fenocristales de feldespato y cuarzo, la que arroja una edad de 99.3±0.3 Ma.

2. Riolita porfirítica con fenocristales de cuarzo, situada en la parte Norte del reservorio San Lorenzo, la que reporta una edad de 99.1±1.4 Ma.
3. Brecha polilítica, tomada de la parte inferior del cerro Arteza, dominada por clastos de andesitas basálticas, menos riolitas y escasos líticos de rocas calcáreas. Arroja una edad de 98.8±1.0 Ma.
4. Dacita porfirítica con fenocristales de plagioclasa, parcialmente con alteración sericítica, ubicada al Sur del centro poblado La Puerta, la que arroja una edad de 97.0±0.4 Ma.
5. Dique riolítico porfirítico, muestreado en el flanco derecho del río Chipillico, entre el cerro Chungas, presenta fenocristales de cuarzo y feldespato. Reporta una edad de 91.1 ±1 Ma.

Por el rango obtenido en las dataciones, se atribuye a esta unidad magmática una edad Cenomaniano – Turoniano inferior. Se correlaciona con la base y parte media de las secuencias turbidíticas del Grupo Copa Sombrero del sector occidental de la cuenca.



Fotos 6.4. Fotografía que muestra rocas del volcánico La Bocana inferior: A) *Afloramiento de andesitas con estructura almohadillada, con fuerte epidotización, (tomada de Serrano, 2003).* ***Fotografías que muestran afloramientos del volcánico La Bocana medio: B)*** *Dique (dx) de andesita basáltica cortando perpendicularmente a flujos de lavas (So).* ***C)*** *Se observa a la secuencia sedimentaria, intruidas lateralmente por lavas andesíticas (sill) del volcánico La Bocana superior. En el óvalo se señala la forma de contacto entre las lavas y las calizas. Quebrada El Progreso.* ***D)*** *Afloramiento de calizas negras, limo-arcilla intercaladas con niveles de andesitas. Quebrada Cabuyal.* ***Fotografías que muestran afloramientos del volcánico La Bocana superior: E)*** *Andesitas con estructura columnar, en el óvalo se observa el reticulado constituido por los hexágonos de las columnas.* ***F)*** *Presenta "debris flow deposits" o depósitos de escombros, producto de derrumbes. Quebrada la Saucha.*

6.3 CENOZOICO

6.3.1 MIOCENO – PLIOCENO

a) Formación Tambogrande.

Reyes & Caldas (1987) define con este nombre a una secuencia de naturaleza aluvial lacustrina que se expone al Este del distrito de Tambogrande y a lo largo de la carretera Sullana – Tambogrande. Los afloramientos por lo general se encuentran en corte de quebradas, puesto que gran parte de estos están cubiertos por depósitos aluviales y eólicos.

Sobreyace en discordancia angular a las secuencias volcánicas cretáceas.

Litológicamente, está conformada por una secuencia conglomerádica intercalada con bancos de areniscas semiconsolidadas de color blanco grisáceo y delgados niveles lenticulares de cenizas color blanquecino, sobre todo al tope de la unidad (Foto 6.5). Estas secuencias pertenecen a un ambiente fluvial a deltaico con algunos niveles lacustrinos.

El espesor estimado es de aproximado 50 m, pudiendo llegar a los 100 m en algunas áreas.

Edad y correlación. No se tiene dataciones de esta unidad ni restos paleontológicos que nos precisen la edad; sin embargo se correlaciona con la Formación Hornillos del área de Bayovar (Caldas *et al.,* 1980), asignándole una edad Miopliocena (Reyes & Caldas, 1987).

Foto 6.5. *Afloramiento de la secuencia de la Formación Tambogrande.*

6.3.2 CUATERNARIO

a) Depósitos Aluviales.

Litológicamente están constituidos por bloques de composición variada, envueltos en arenas y limos gruesos, distribuidos al pie de los principales cerros y cubriendo extensas pampas donde sirven como terrenos de cultivos, como es el caso de la zona del distrito de Tambogrande.

b) Depósitos Fluviales.

Conformados por gravas polimícticas que se encuentran principalmente a lo largo del río Chipillico, río Quiroz y quebradas.

c) Depósitos Eólicos.

Conformados por arenas sin consolidar y restringido principalmente a la zona Oeste del área de estudio.

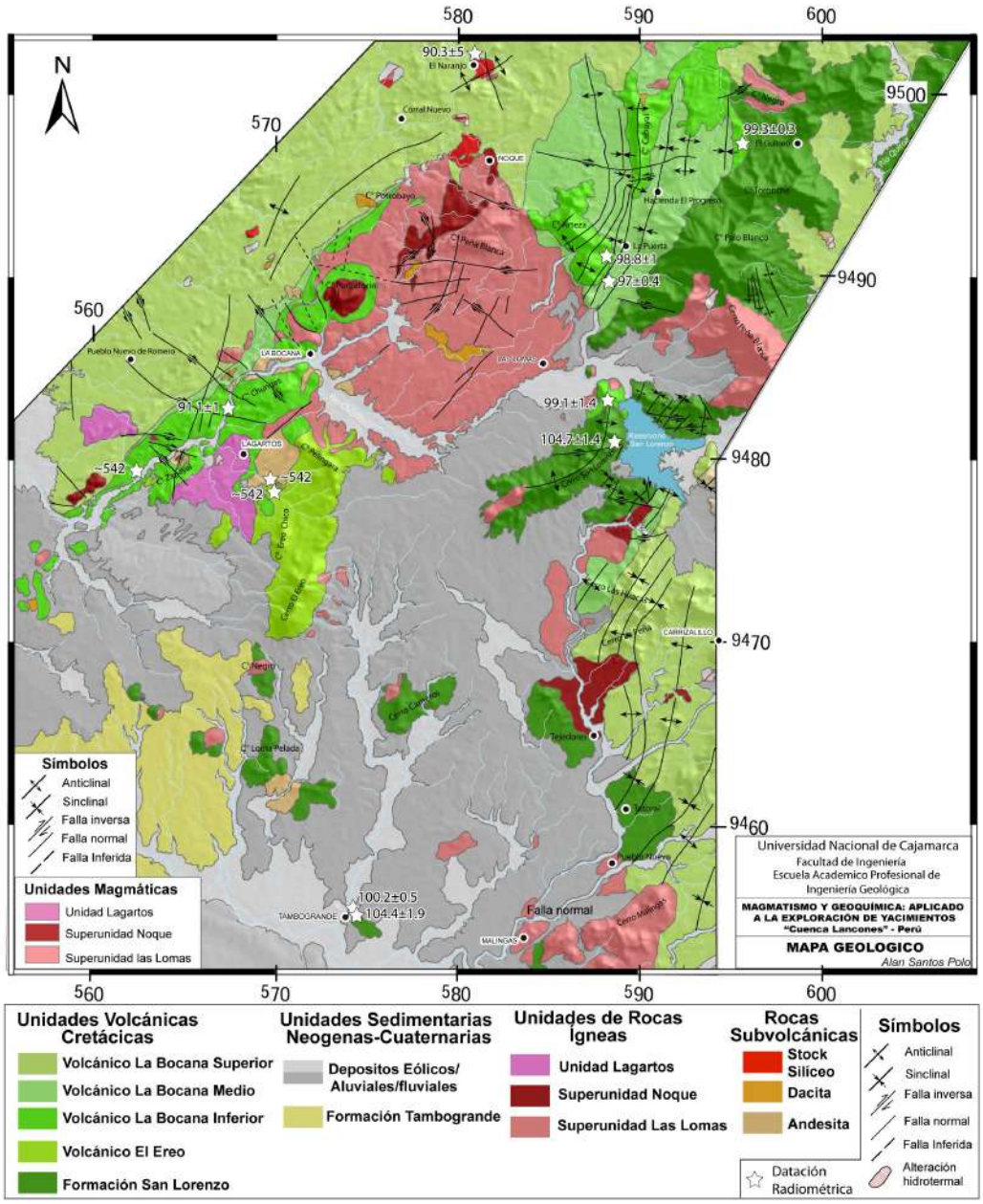


Figura 6.3. *Mapa geológico del sector oriental de la cuenca Lancones y ubicación de las dataciones radiométricas en las secuencias volcánicas.*

6.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.

Se describe la sección estructural generalizada NO-SE, ubicada en la figura 6.1, dentro de la cual se enmarca la sección A-A' (Fig. 6.4) sector oriental de la cuenca Lancones.

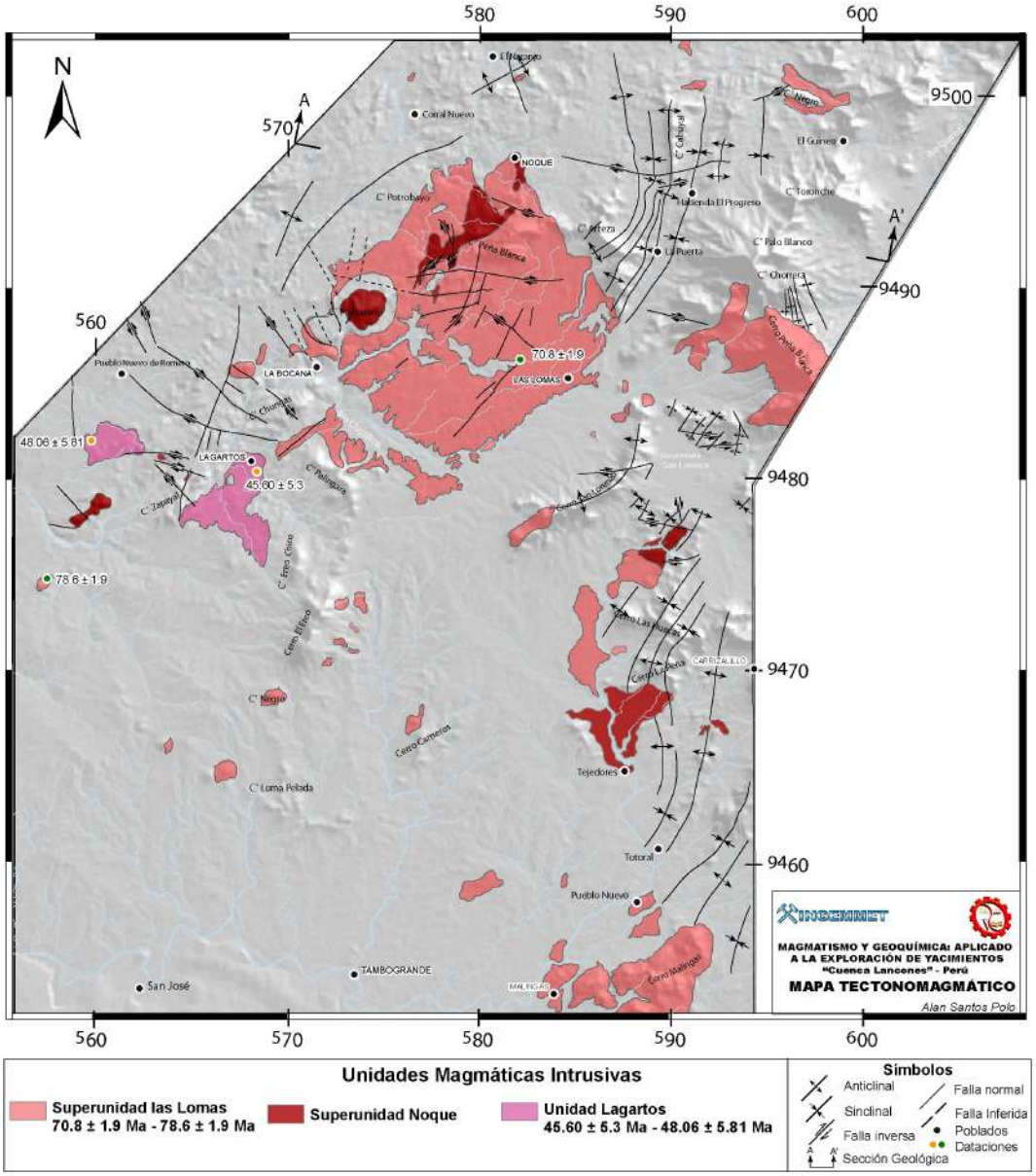


Figura 6.4. *Mapa de las principales unidades magmáticas intrusivas. Además muestra la ubicación de las dataciones radiométricas y de la sección estructural A-A'.*

La sección generalizada NO-SE (Fig. 6.5) ha sido dividida en tres dominios (Carlotto *et al*., 2009).

6.4.1 DOMINIO AMOTAPE.

El dominio Amotape se encuentra limitado con la cuenca Lancones (sector occidental) por la falla inversa Cusco – Angolo (Fig. 6.1) de dirección NE-SO con vergencia al Oeste (Fig. 6.5), donde afloran rocas metamórficas (gneises), atribuidas al Paleozoico inferior, sobreyacidos en discordancia por rocas sedimentarias del Paleozoico superior (Mourier *et al.,* 1988). En el basamento paleozoico del terreno parautóctono Amotape afloran granitoides de tipo S, datados en ~220 Ma. Genéticamente están relacionados como el resultado de la fusión de metasedimentos de la corteza continental superior en relación al evento tectónico extensional en el Permo – Triásico (Bellido *et al.,* 2009). Este terreno de antigua corteza, se encuentra completamente deformado.

6.4.2 DOMINIO LANCONES.

El dominio Lancones presenta características estructurales y litológicas distintas en la misma cuenca (Fig. 6.5), en consecuencia se ha divido en dos sectores, occidental y oriental (Jaimes *et al.,* 2010).

a) Sector occidental.

El sector occidental se encuentra limitado con el sector oriental por la falla Lancones de dirección NE-SO (Fig. 6.1), donde afloran rocas de la Formación Gigantal, conglomerados que yacen sobre el Paleozoico, luego se presentan calizas de plataforma que dieron origen a la Formación Pananga de edad Albiano inferior (Jaillard *et al.,* 1998) y calizas anóxicas comprendidas dentro de la Formación Muerto de edad Albiano medio a superior (Jaillard *et al.,* 1998). La serie sedimentaria continúa con rocas turbidíticas del Grupo Copa Sombrero (formaciones Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros), pertenecientes al Albiano superior – Turoniano. Todas estas secuencias sedimentarias mencionadas, se encuentran replegadas en pliegues simétricos con anticlinales y sinclinales (Fig. 6.5).

b) Sector oriental (sección A-A', Fig. 6.4).

En este dominio afloran rocas de secuencias volcánicas del miembro inferior, medio y superior del volcánico La Bocana, además se observa que esta zona se encuentra poco deformada. Las secuencias se encuentran intruidas por granitos y granodioritas, datados en ~78 Ma por Winter (2008), pertenecientes a la superunidad las Lomas y a su ves se hallan cortadas por la superunidad Noque (Fig. 6.5). La secuencia volcánica al Este, en el sector El Progreso (subcuenca El Progreso) se encuentra replegada en pliegues simétricos con anticlinales y sinclinales suaves, en los ejes de los anticlinales se encuentran aflorando rocas del volcánico La Bocana inferior, además presenta fallas de rumbo.

Todas estas rocas volcánicas regionalmente definen un amplio anticlinal de aproximadamente 40 x 80 km de longitud, con plunge hacia el NE (Winter *et al.,* 2004).

6.4.3 DOMINIO OLMOS.

El dominio se ubica al Este de la cuenca Lancones, limitada por la falla Olmos (Fig. 6.1), en este dominio afloran secuencias volcanosedimentarias pre-albianas de la Formación San Pedro y rocas del Complejo de Olmos, como parte del cratón Amazónico (Macfarlene, 1999).

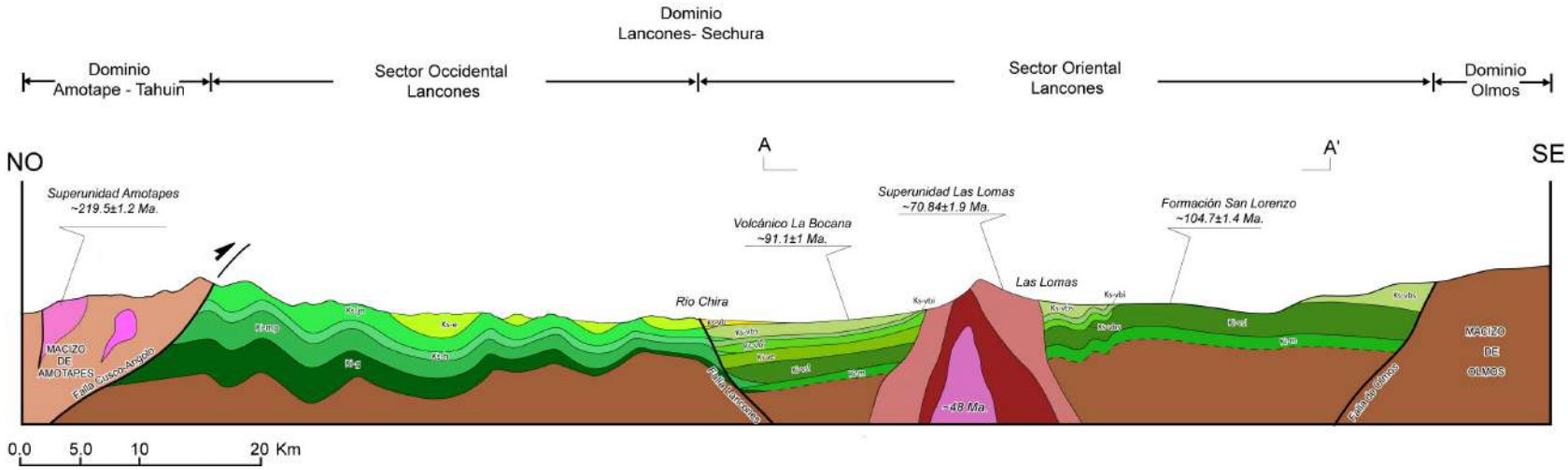


Figura 6.5. *Sección estructural generalizada del noroeste del Perú, muestra los dos sectores de la cuenca Lancones: sector occidental, constituido por una sucesión de rocas sedimentarias de las formaciones Gigantal (Ki-g): conformado por conglomerados, Muerto-Pananga (Ki-mp): secuencia calcárea y Grupo Copa Sombrero, constituido por una secuencia de turbiditas (Formación Huasimal (Ks-h), Formación Jahuay Negro (Ks-jn) y Formación Encuentros (Ks-e)), pasando lateralmente al sector oriental a rocas volcánicas masivas con escasas intercalaciones sedimentarias, cortada por rocas intrusivas de edad Cretáceo superior - Eoceno. La cuenca Lancones limita al oeste con la falla Cusco-Angolo, macizo de los Amotape y por el este con la falla de Olmos, macizo de Olmos.*

6.5 GEOLOGÍA ECONÓMICA.

En la cuenca Lancones se ubican depósitos de tipo sulfuro masivo vulcanogénicos (VMS) de Cu-Zn-Au-Ag de edad Albiano – Cenomaniano – Turoniano inferior, depósitos tipo pórfido de Cu-Mo y epitermales de baja sulfuración, principalmente con emplazamiento de intrusivos, alteración y mineralización de edad Cretáceo superior – Paleógeno.

Los depósitos VMS regionalmente se ubican en una franja de orientación NE-SO. Algunos VMS se encuentran emplazados en rocas volcánicas bimodales del Albiano (Formación San Lorenzo: 104.8 – 100.2 Ma; Winter, 2008), con su principal yacimiento de clase mundial "Tambogrande" y afloramientos de jaspe ferruginoso. Por otro lado los VMS El Papayo, Potrobayo y Cerro Colorado se encuentran ubicados dentro de rocas volcánicas transicionales a calcoalcalinas de edad Cenomaniana-Turoniano inferior (volcánico La Bocana: 99.8 – 91.4 Ma; Winter, 2008).

Los depósitos de tipo pórfido de edad Cretáceo superior al Paleógeno, dan origen al cinturón magmático hidrotermal de orientación NE-SO. Las ocurrencias porfiríticas se encuentran relacionadas a cuerpos intrusivos de composición ácida a intermedia con débiles a moderadas manifestaciones superficiales de Cu-Mo-Au en Chancadora (78.60 Ma; Winter, 2008), Orquetas (70.80 Ma; Winter, 2008), Cascajo Blanco y Curi-Lagartos (45.60 Ma; Winter, 2008). Las ocurrencias de este tipo de depósitos se extiende hacia el Ecuador a lo largo de intrusiones de rumbo N40°E, con las ocurrencias de Linderos, Río Playas, El Huato, Tangula, entre otros (Ríos, 2004).

Los sistemas epitermales se encuentran emplazados en rocas de los volcánicos La Bocana y Lancones, asociados a sistemas de pórfidos cupríferos, próximos a intrusiones subvolcánicas y domos de composición dacítica, tal es el caso de la ocurrencia de Pilares con desarrollo de alteración argílica a argílica avanzada con presencia de *vuggy sílica*. Otras ocurrencias son el Alumbre, Naranjo, entre otras. La información sobre los depósitos metálicos se amplía en el capítulo IX.

CAPÍTULO VII

PETROGRAFÍA

7.1 INTRODUCCIÓN

Debido a que la mineralogía no puede ser determinada con precisión en muestras de mano, es necesario realizar el estudio petrográfico con ayuda del microscopio electrónico, con él se precisa la proporción de los distintos componentes minerales, obteniendo la composición modal que viene a ser el porcentaje en volumen, en correspondencia con las áreas observadas. Por otra parte se caracteriza las relaciones mutuas entre los cristales como: textura, tamaño, modo de ocurrencia y alteración de los cristales.

El estudio se basa en el análisis petrográfico de 20 muestras de secciones delgadas (Fig. 7.1), siendo mostradas 11 las más representativas, correspondientes a rocas volcánicas e intrusivas de las unidades magmáticas.

Estas muestras fueron seleccionadas teniendo en cuenta las relaciones de campo observadas, así como la variación litológica, superposición, entre otras. Las mismas que fueron descritas primero macroscópicamente y detalladas en el capítulo VI.

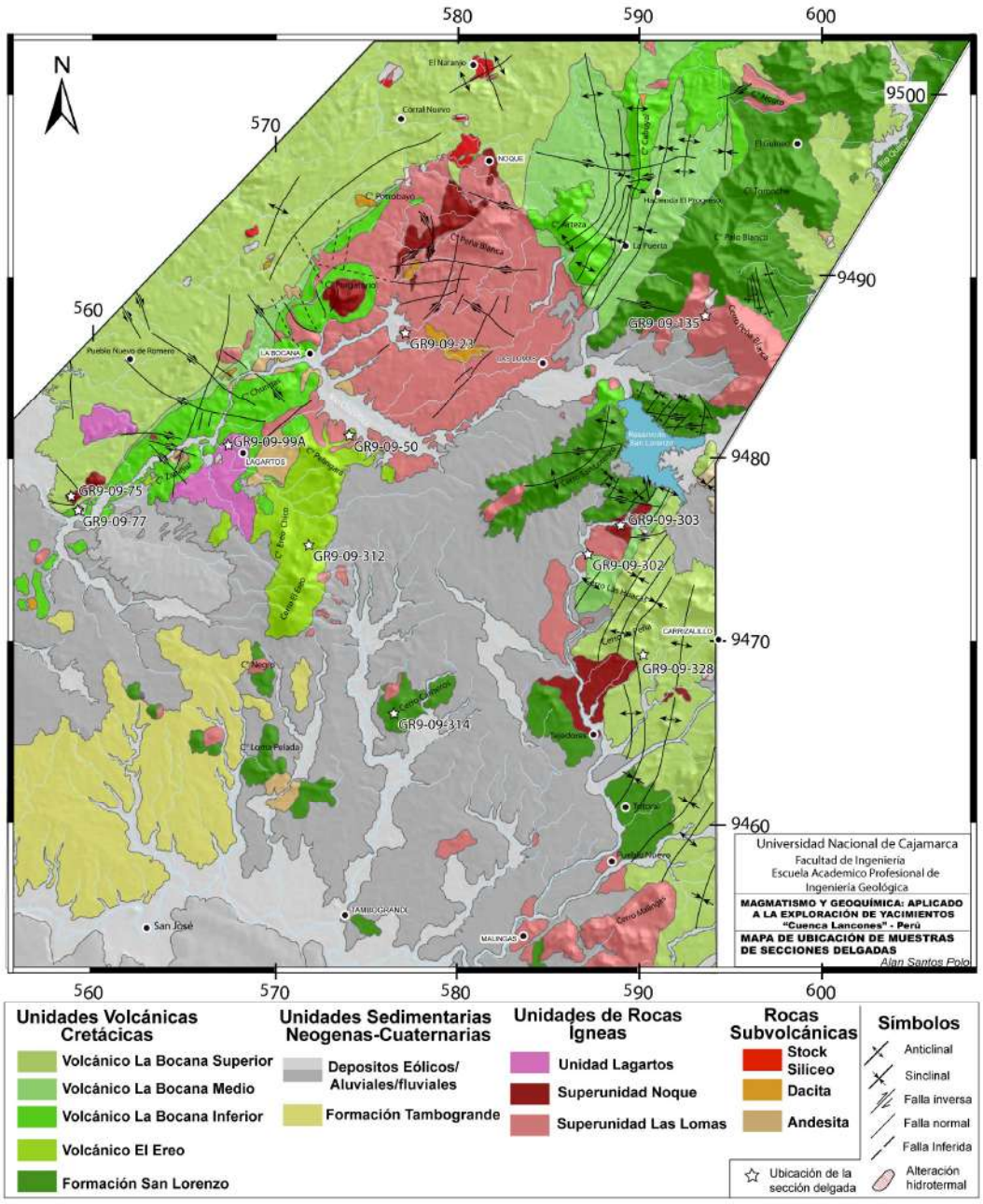


Figura 7.1. *Mapa geológico, donde se ubican las muestras representativas utilizadas para la caracterización petrográfica (sección delgada).*

7.2 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN SAN LORENZO.

Las rocas de esta secuencia volcánica presentan principalmente minerales derivados por metamorfismo regional, por ejemplo:

Actinolita - $Ca_2\ (Mg,\ Fe)_5(Si_8O_{22})\ (OH)_2$: Es uno de los principales constituyente de las rocas de color verde. Frecuentemente la actinolita ocurre en dichas rocas debido al metamorfismo regional que ha sufrido la cuenca, por ende se produce la recristalización de los minerales de piroxeno y/o plagioclasa. En rocas de la Formación San Lorenzo (Foto 7.1), se presenta en agregados tabulares y aciculares con tamaño promedio de 0.15 mm alterando moldes de cristales, y es más intensa la alteración en la matriz. Además presentan inclusiones de titanita.

Epidota – $(Si_2O_7)\ (SiO_4)\ (Al,\ Fe)\ Ca_2Al_2O\ (OH)$: la epidota es caracterizada por su peculiar color verde claro. Se encuentra como producto de la alteración de los minerales como feldespato, piroxeno, anfíboles y/o biotita durante el metamorfismo y/o hidrotermalismo. En rocas de la Formación San Lorenzo (Foto 7.1), se encuentran en agregados subhedrales a anhedrales alterando a plagioclasas, moldes de cristales. Rellenan amígdalas con diámetro hasta de 4.40 mm.

Muestra	**:** GR9-09-314 (Foto 7.1)
Unidad Geológica	**:** Formación San Lorenzo
Procedencia	**:** 576369.11, 9465827.38
Denominación	**:** Lava meta-basáltica
Textura	**:** Porfirítica

Roca de composición basáltica de textura porfirítica, en la que se observan moldes de xenolitos alterados por actinolita y epídotas. La matriz está compuesta por cristales subhedrales de 0.60 mm de plagioclasas macladas (7%), intensamente alterada por actinolita (60%) y epídotas (32%). Los minerales de epídota ocurren rellenando las amígdalas y venillas. Además se presenta como minerales traza la titanita y opacos.

Alteración **:** Actinolitización intensa
Epidotización moderada

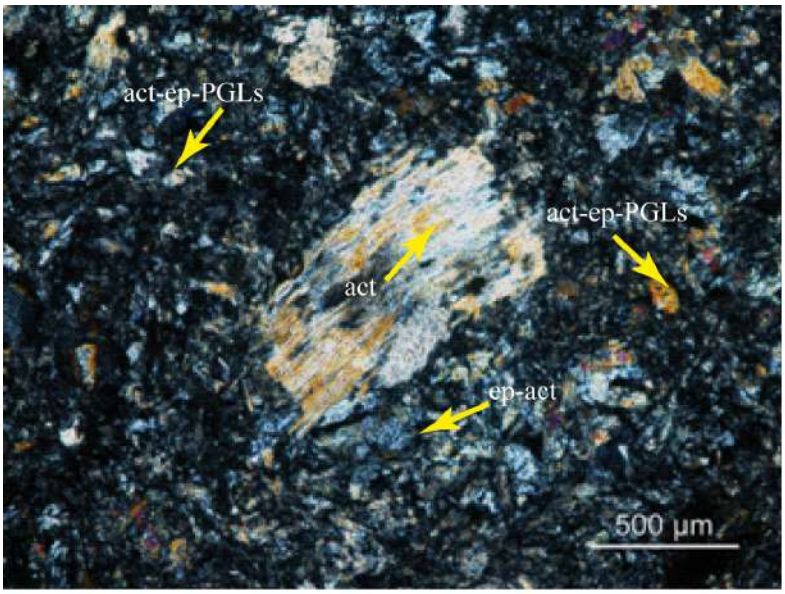


Foto 7.1. GR9-09-314 *(Formación San Lorenzo), en NXs: Se observa el molde del cristal alterado por actinolita (act), otro alterado por epídotas y actinolita (ep-act) en matriz intensamente alterada por actinolita y epídotas con relictos de plagioclasas (act-ep-PGLs).*

7.3 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DEL VOLCÁNICO EL EREO.

Las rocas de esta secuencia volcánica presentan minerales de origen metamórfico semejantes a las de la Formación San Lorenzo, por ejemplo: actinolita y en menor porcentaje la epidota. A diferencia de las muestras de la secuencia anterior aquí se muestra otro mineral de origen hidrotermal y/o metamórfico.

La Clorita – $(Si_4O_{10})Mg_3(OH)_2)\ Mg_3(OH)_6$: Caracterizado por el color verde. Resulta de la alteración hidrotermal y/o metamórfica de los silicatos que contienen Al, Fe^{+2} y Mg, tales como piroxenos, anfíboles, biotita, granate, entre otros. En las rocas del volcánico El Ereo (Fotos 7.2A y 7.2B), se encuentran en agregados anhedrales alterando a cristales de anfíboles y escasamente a plagioclasas.

Muestra **:** GR9-09-50 (Foto 7.2A)
Unidad Geológica **:** Volcánico El Ereo
Procedencia **:** 667811.00, 9289280.00
Denominación **:** Lava meta- basáltica
Textura **:** Porfirítica

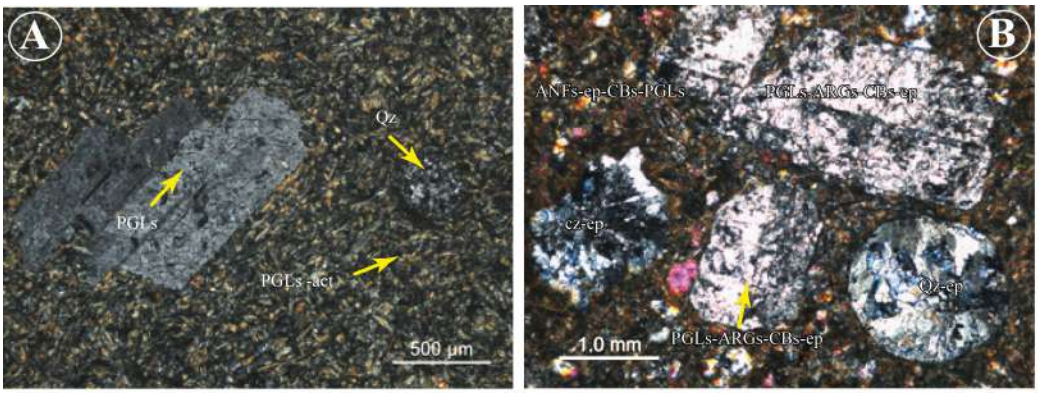
Ocurren fenocristales y agregados euhedrales a subhedrales con tamaño promedio de 1.20 mm de plagioclasas (55%) y moldes de fenocristales alterados por epídotas (2%), otros por agregados de cuarzo (2%), la matriz de plagioclasa se encuentra intensamente alterada por actinolita (37%) y cloritas (1%). Se observan cristales de hornblenda (2%), con formas euhedrales y tamaño promedio de 0.10 mm en intersticios de la matriz y como inclusión en plagioclasas. Por otra parte se presentan como traza los óxidos de Fe y minerales opacos.

Alteración **:** Actinolitización intensa.
Silicificación y epidotización débiles.
Cloritización muy débil.

Muestra **:** GR9-09-312 (Foto 7.2B)
Unidad Geológica **:** Volcánico El Ereo
Procedencia **:** 571695.17, 9475001.29
Denominación **:** Lava basáltica
Textura **:** Porfirítica

Roca porfirítica en la que se observan fenocristales con formas subhedrales y maclados de plagioclasas (50%), moldes de fenocristales alterados por epídotas, envueltos en matriz intensamente alterada por cristales tabulares y aciculares anfíboles (24%), epídotas (14%), carbonatos (4%) y cloritas (1%), con relictos de plagioclasas. Se observan amígdalas rellenas por agregados de cuarzo (6%) y epídotas. Además presenta minerales de arcillas, opacos y óxidos de Fe todos estos se encuentran como trazas.

Alteración **:** Alteración por anfíboles y epidotización moderadas.
Silicificación y carbonatación débiles.
Cloritización muy débil.
Argilización y oxidación incipientes.



Fotos 7.2. *Volcánico El Ereo:* ***A) GR9-09-50*** *en NXs: se observa fenocristal de plagioclasas (PGLs) y molde alterado por agregados de cuarzo (Qz) en matriz de plagioclasas intensamente alterada por actinolita (PGLs-act).* ***B) GR9-09-312*** *en NXs: Ocurren fenocristales de plagioclasas alteradas por arcillas, carbonatos y epídotas (PGLs-ARCs-CBs-ep) en matriz intensamente alterada por anfíboles, epídotas, carbonatos y plagioclasas (ANFs-ep-CBs-PGLs). Se observan amígdalas rellenas por cuarzo y epídotas (Qz-ep).*

7.4 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DEL VOLCÁNICO LA BOCANA.

En la caracterización petrográfica de esta unidad magmática se ha considerado el miembro inferior y superior, dejando de lado en nivel medio ya que litológicamente está conformado por rocas sedimentarias y escasos niveles volcánicos.

Miembro inferior*:* Esta primera secuencia es caracterizada por la presencia de minerales de piroxenos y calcedonia (Foto 7.3A):

Piroxenos – $XY(Si_2O_6)$: Los piroxenos comunes en las rocas ígneas y metamórficas, contienen Ca y Na en la posición de X y Mg, Fe^2, Al, Fe^3, Ti^4 y Li (en menor proporción) en posición Y, así como Al remplazando a la Si en las posiciones tetraédricas. En esta secuencia los piroxenos (Foto 7.3A), se muestran en cristales y agregados con formas euhedrales a subhedrales y tamaño

promedio de 0.55 mm, algunas con bordes subredondeados a redondeados, alterados por epídotas y carbonatos.

Calcedonia – SiO_2: Se trata de una variación parda a gris. La calcedonia ha sido depositada por soluciones acuosas y frecuentemente se halla rellenando cavidades en las rocas. En las rocas de La Bocana inferior (Foto 7.3A), se encuentra rellenando amigdalas de hasta 1mm.

Miembro superior: El rutilo es el mineral que se encuentra caracterizando al miembro superior de La Bocana.

Rutilo – TiO_2: Se caracteriza por el brillo adamantino peculiar y rojo claro. Normalmente siempre contienen un poco de Fe^2, y su porcentaje puede llegar hasta un 10%; también Fe^3, Nb y Ta pueden estar presentes. El rutilo en este miembro se presenta como agregados anhedrales dispersos en la roca.

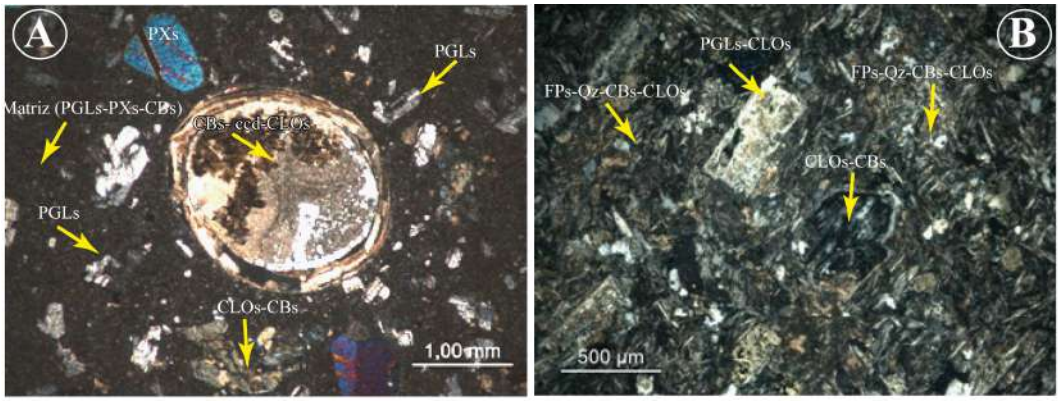
Muestra **:** GR9-09-77 (foto 7.3A)
Unidad Geológica **:** Volcánico La Bocana inferior.
Procedencia **:** 559078, 9476773
Denominación **:** Lava andesítica -piroxénica
Textura **:** Porfirítica

Roca porfirítica en la que se observan fenocristales de plagioclasas (76%), con tamaños de 0.01 mm a 1.70 mm, maclados, zonados, con microfracturas rellenas por cloritas, epídotas y carbonatos. Los piroxenos (12%), con formas euhedrales a subhedrales de tamaño promedio de 0.55 mm, además se observan moldes de fenocristales alterados por epídotas y carbonatos. Se presentan amígdalas con diámetros hasta de 2.36 mm rellenas por carbonatos (4%), cloritas (2%) y calcedonia, así también fracturas rellenas por cuarzo, carbonatos y epídotas. Los minerales de arcilla (3%), ocurren como agregados micro a criptocristalinos en intersticios de la matriz. Se presentan minerales traza de calcedonia, cuarzo y epídotas, con un mayor porcentaje de minerales opacos (2%).

Alteración **:** Carbonatación, argilización débil.

Cloritización muy débil.

Epidotización y silicificación incipiente.



Fotos 7.3. A) GR9-09-77 *(Volcánico La Bocana inferior) en NXs: Se observa la amígdala rellena por carbonatos con calcedonia y cloritas (CBs-ccd-CLOs). La roca esta constituida por fenocristales de plagioclasa (PGLs), piroxenos (PXs) y moldes alterados por cloritas y carbonatos (CLOs-CBs) en matriz de plagioclasas, piroxenos y carbonatos (PGLs-PXs-CBs).* ***B) GR9-09-328*** *(Volcánico La Bocana superior) en NXs: Se observan fenocristales de plagioclasas alterados por cloritas (PGLs-CLOs) y moldes de fenocristales alterados por cloritas y carbonatos (PGLs-CLOS-CBs) en matriz constituida por feldespatos, cuarzo, carbonatos y cloritas (FPs-Qz-CBs-CLOs).*

Muestra	**:** GR9-09-328 (foto 7.3B)
Unidad Geológica	**:** Volcánico La Bocana superior.
Procedencia	**:** 590073.97, 9468997.34
Denominación	**:** Lava cuarzo-latita
Textura	**:** Porfirítica

Roca porfirítica constituida por fenocristales con formas euhedrales a subhedrales y tamaños hasta de 2.00 mm, maclados, zonados de plagioclasas (35%), y moldes de fenocristales alterados por cloritas, carbonatos, epídotas y sericita. Los cristales de feldespato potásico (30%), con tamaño promedio de 0.01 mm se encuentran alterados por arcillas y carbonatos, envueltos en una matriz compuesta por plagioclasas con cuarzo (6%), cloritas (10%) y carbonatos (15%), intersticiales. Se observan cavidades y amígdalas elipsoidales con longitudes hasta de 1 cm, rellenas por carbonatos, cloritas, micas (2%) y epídotas. Así también ocurren finas venillas de carbonatos con epídotas y cuarzo. Se observan minerales traza de epídotas, opacos, sericita, arcillas y rutilo.

Alteración **:** Carbonatación y cloritización moderadas.
Epidotización, sericitización y argilización incipientes.

En las dos siguientes superunidades, las Lomas y Noque y en la Unidad Lagartos presentan una mineralogía característica de rocas ígneas intrusivas con cierto grado de alteración. La variación principal entre ellos es la variación en la composición modal en la roca.

7.5 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LA SUPERUNIDAD LAS LOMAS.

Se componen principalmente de plagioclasa y cuarzo con pequeñas cantidades de feldespato potásico (menos al 8%) (Fotos 7.4A, 7.4B y 7.4C). La plagioclasa es oligoclasa o andesina. Los minerales oscuros, que se encuentran presentes son la biotita y hornblenda, y en raras ocasiones minerales de piroxeno (Foto 7.4C). El apatito, la esfena y el zircón son los minerales accesorios más comunes dentro de esta superunidad. Además presentan minerales de alteración, por ejemplo, arcillas, cloritas, carbonatos, sericita, óxidos de Fe, entre otros.

Muestra **:** GR9-09-23 (foto 7.4A)
Unidad Geológica **:** Superunidad Las Lomas.
Procedencia **:** 576909, 9486475
Denominación **:** Tonalita
Textura **:** Granular – hipidiomórfica

Se observan cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasas (52%), presentan bordes subredondeados, maclados, zonados y con microfracturas rellenas por cloritas, epídotas, carbonatos y óxidos de Fe, además se observan inclusiones de zircón y apatito. El cuarzo (25%), con tamaños hasta de 2.46 mm en intersticios. Los cristales de feldespatos potásicos (7%), se hallan en intersticios con tamaño promedio de 0.05 mm. La biotita (4%), ocurre en formas euhedrales a subhedrales alteradas por cloritas, esfena y epídotas, siguiendo la dirección de su clivaje y/o por sus bordes. Presenta cristales subhedrales con tamaños hasta de 0.13 mm de anfíboles (4%), se encuentran alterados por cloritas (2%) y

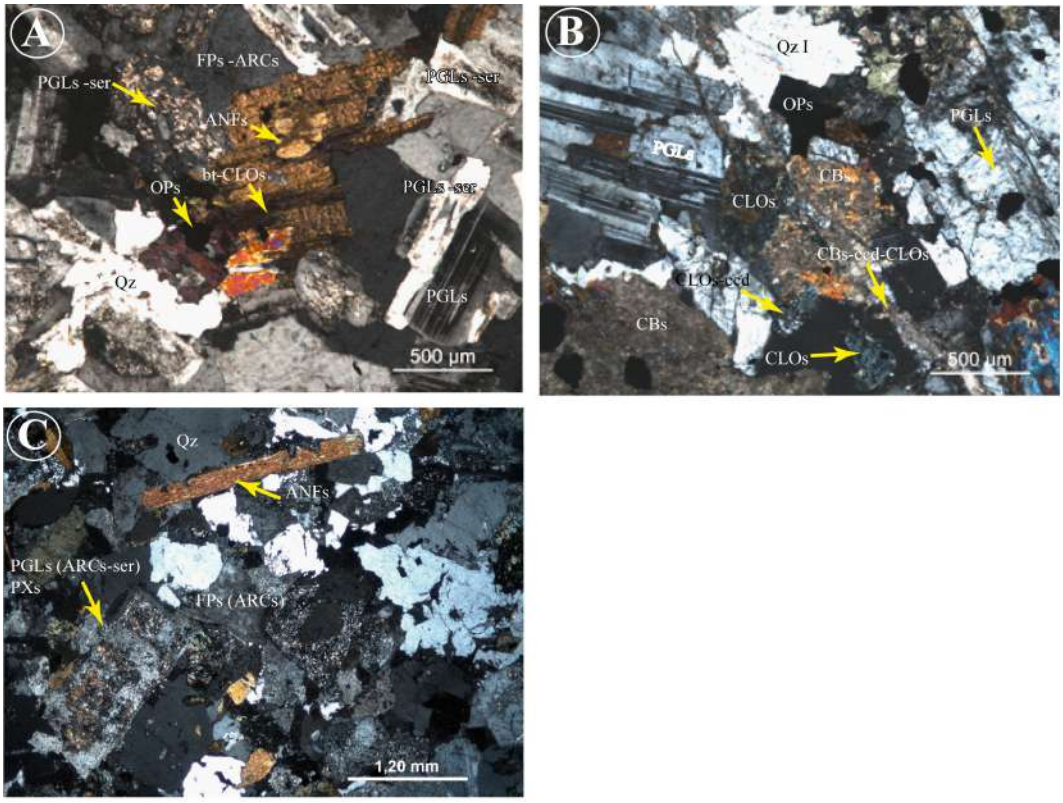
carbonatos, asimismo se encuentran reemplazando a piroxenos (2%) y minerales opacos (1%). Los minerales de epídotas, carbonatos, zircón, apatito y esfena, se hallan como trazas intersticiales.

Alteración **:** Cloritización y argilización débiles.

Muestra **:** GR9-09-135 (foto 7.4B)
Unidad Geológica **:** Superunidad las Lomas.
Procedencia **:** 593265.96, 9487315.15
Denominación **:** Cuarzo-Diorita
Textura **:** Granular – hipidiomórfica

Roca intrusiva constituida por cristales de plagioclasas (66%), euhedrales a subhedrales se encuentran maclados, algunos zonados, con microfracturas rellenas por carbonatos y cloritas así también inclusiones de apatito y ferromagnesianos. Están ligeramente alterados por sericita, cloritas y arcillas. El cuarzo, se presenta como cuarzo primario (Qz I: 10%) en intersticios. El cuarzo secundario (Qz II) en escasos agregados con tamaño promedio de 0.05 mm, se hallan alterando cristales, junto a carbonatos (5%) y cloritas (2%). La biotita (5%), con cristales subhedrales con tamaños hasta de 1.50 mm ocurren en intersticios, alterados por cloritas, carbonatos y óxidos de Fe a través del clivaje y/o por sus bordes. Los anfíboles (5%), se hallan como cristales subhedrales y anhedrales en intersticios y reemplazando a piroxenos, están alterados por cloritas, carbonatos y óxidos de Fe. Asimismo presenta cristales euhedrales a subhedrales de piroxenos (3%), se encuentran como inclusiones en plagioclasas, en biotita y en intersticios. Las venillas se localizan rellenas por calcedonia, carbonatos y cloritas. Presentan un porcentaje significativo de minerales opacos (3%).

Alteración **:** Carbonatación y cloritización débiles.
Silicificación, sericitización y argilización incipientes.



Fotos 7.4. *Superunidad La Lomas.* ***A) GR9-09-23*** *en NXs:* ***Roca*** *constituida por plagioclasas alteradas por sericita (PGLs-ser) cuarzo primario (Qz), feldespatos potásicos alterados por arcillas (FPs-ARCs) y biotitas alteradas por cloritas (bt-CLOs) y con inclusiones de anfíboles (ANFs). Ocurren minerales opacos (OPs) diseminados.* ***B) GR9-09-135*** *en NXs: Se presentan cristales de plagioclasas (PGLs), cuarzo primario (QzI), minerales opacos (OPs) y moldes de ferromagnesianos alterados por carbonatos (CBs), cloritas (CLOs) o por cloritas con calcedonia (CLOs-ccd). Ocurre venilla rellena por carbonatos, calcedonia, y cloritas (CBs-ccd-CLOs).* ***C) GR9-09-302*** *en NXs: Cristales de plagioclasas (PGLs), alteradas por sericita-arcillas (ser-ARCs), contienen inclusiones de granos de piroxenos (PXs), feldespatos potásicos (FPs) argilizadas (ARCs), anfíboles (ANFs), y cristales de cuarzo (Qz).*

Muestra	**:** GR9-09-302 (foto 7.4C)
Unidad Geológica	**:** Superunidad las Lomas.
Procedencia	**:** 586826.01, 9474375.29
Denominación	**:** Granodiorita
Textura	**:** Granular – hipidiomórfica

Roca ígnea intrusiva compuesta por cristales subhedrales de plagioclasas (50%), maclados y zonados, con tamaños menores de 2.5 mm, se presentan mayormente alterados por arcillas, sericita y en menor proporción por cloritas y epídotas, algunos fenos contiene inclusiones de granos de piroxenos. El cuarzo (20%) se presenta en forma anhedral con tamaños menores de 1.5 mm. Los anfíboles

(3%) se muestran en formas euhedrales a anhedrales con tamaños menores de 2.2 mm, se encuentran débilmente alterados por las epídotas y cloritas. Se observa cristales de biotita (5%), de forma subhedral con tamaños menores de 0.9 mm, se encuentran alteradas por las cloritas algunas veces con impregnaciones de óxidos de Fe y epídotas rellenando el clivaje de las biotitas. Los feldespatos potásicos (8%), ocurren como cristales de formas subhedrales a anhedrales con tamaños menores de 1.2 mm, se encuentran moderadamente alteradas por las arcillas (4%). La esfena se presenta en forma anhedral con tamaños menores de 0.3 mm, se hallan rellenando intersticios. La actinolita-tremolita (1%), se presenta en forma de agujas junto con la biotita alteradas a cloritas (6%), al parecer han alterado a piroxenos.

Alteración **:** Argilización y cloritización débil a moderada
Sericitización débil
Alteración a tremolita-actinolita muy débiles
Oxidación y epidotización incipiente

7.6 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LA SUPERUNIDAD NOQUE.

Son caracterizadas por la plagioclasa (oligoclasa o andesina), pero carecen de cuarzo y feldespato potásico. La biotita y los anfíboles (hornblenda) suelen estar presentes. Los minerales de piroxeno son abundantes (> 10 %), es el mineral característico de esta superunidad. El rutilo es el mineral accesorio más común en estas rocas. Los minerales oscuros están en general en cantidad suficiente para dar a la roca un aspecto oscuro. Por otro lado se tiene los minerales de alteración, por ejemplo, cloritas, arcillas, carbonatos, sericita, epídota, óxidos de Fe, entre otros.

Muestra **:** GR9-09-75 (foto 7.5A y 7.5B)
Unidad Geológica **:** Superunidad Noque
Procedencia **:** 558543, 9477431
Denominación **:** Diorita de Piroxenos
Textura **:** Granular - hipidiomórfica

Roca ígnea intrusiva en la que se observan minerales euhedrales y subhedrales con tamaños menores de 2.8 mm de plagioclasas (71%), maclados y zonados, se encuentran alteradas principalmente por las arcillas, cloritas, los cuales también rellenan sus microfracturas. Los piroxenos (10%), se presentan con cristales de formas anhedrales con tamaños menores de 2.9 mm, ocurren rellenando intersticios o entre los cristales de plagioclasas, se encuentran alteradas parcialmente por arcillas (6%) y epídotas. Se observa otros moldes de contornos relícticos de cristales de piroxenos que han sido alterados casi o totalmente por cloritas-serpentinas (8%). Se observa escasos cristales de minerales de cuarzo (1%), de formas anhedrales con tamaños menores de 0.45 mm, se hallan rellenando intersticios. Los minerales que se encuentran como traza son la epídota y el rutilo. El rutilo se presenta como cristales de formas euhedrales a subhedrales con tamaños menores de 0.1 mm, se encuentra en intersticios.

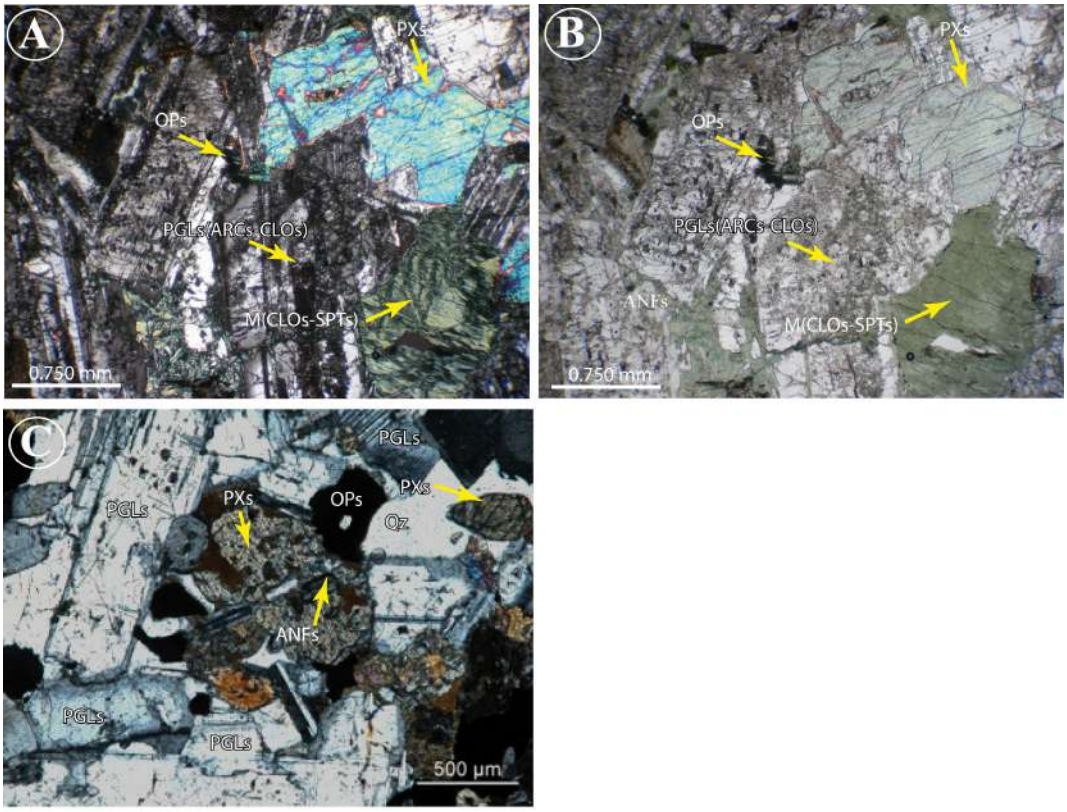
Alteración **:** Cloritización-serpentinización y argilización moderada.
Sericitización y alteración micácea muy débiles
Oxidación incipiente.

Muestra **:** GR9-09-303 (foto 7.5C)
Unidad Geológica **:** Superunidad Noque
Procedencia **:** 588669.99, 9476067.27
Denominación **:** Diorita
Textura **:** Granular – hipidiomórfica.

Roca granular en la que se observan cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasas (62%), se presentan maclados, microfracturados, incipientemente alterados por carbonatos, cloritas, sericita, epídotas y con microfracturas rellenas por cloritas, micas y carbonatos. Se observan inclusiones de apatito. Los piroxenos (25%), ocurren en cristales y agregados euhedrales a subhedrales, algunos redondeados y alterados por carbonatos y biotita por sus bordes. La biotita (2%), se encuentra rellenando intersticios y en bordes de piroxenos a los cuales reemplaza. Está ligeramente alterada por óxidos de fierro y presenta escasos minerales opacos en su clivaje. Los anfíboles (7%), se observan hornblenda y actinolita en intersticios y reemplazando a piroxenos. Están

incipientemente alterados por carbonatos. Los minerales opacos (3%), se encuentran con formas euhedrales a subhedrales de tamaños de 0.01 mm a 0.60 mm, diseminados y en intersticios. Las cloritas se encuentran en agregados fibrosos, parcialmente dispuestos en forma radial, rellenan microfracturas de plagioclasas y piroxenos así como intersticios. Se presentan como minerales traza, los carbonatos, cloritas, epídotas y los óxidos de Fe.

Alteración **:** Carbonatación, cloritización, epidotización y oxidación incipientes.



Fotos 7.5. *Superunidad Noque.* ***A) y B) GR9-09-75*** *en NXs y N//s respectivamente: Cristales de plagioclasas microfracturadas (PGLs) alteradas por arcillas-cloritas (ARCs-CLOs), piroxenos (PXs), y molde de cristal posiblemente piroxeno (M) alterado por cloritas-serpentinas (CLOs-SPTs).* ***C) GR9-09-303*** *en NXs: ocurren cristales de plagioclasas (PGLs), cuarzo (Qz) y piroxenos. Los piroxenos se encuentran ligeramente reemplazados por anfíboles (ANFs) y contienen inclusiones de plagioclasas. Se observan minerales opacos (OPs) diseminados y en intersticios.*

7.7 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LA UNIDAD LAGARTOS.

Se componen principalmente de plagioclasa y cuarzo, pero carece de feldespato potásico. Los minerales oscuros, especialmente la biotita y anfíboles, se encuentran presentes; el piroxeno aparece en un porcentaje representativo (5%). El zircón, el apatito y la esfena son los minerales accesorios más comunes dentro de esta unidad. Además presentan minerales de alteración, por ejemplo, cloritas, sericita, arcillas, epídotas, carbonatos, entre otros.

Muestra **:** GR9-09-99A (Foto 7.6)
Unidad Geológica **:** Unidad Lagartos
Procedencia **:** 567186, 9480449
Denominación **:** Tonalita
Textura **:** Granular hipidiomórfica

Roca compuesta por cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (58%), con bordes subredondeados, ocurren macladas, zonadas, con microfracturas rellenas por sericita, epídotas y carbonatos, así también inclusiones de apatito. El cuarzo (25%), se encuentra como cuarzo primario con tamaños hasta de 2.50 mm en intersticios. Los anfíboles (3%), se encuentran con formas euhedrales a subhedrales. Los piroxenos (5%), se presentan cristales y agregados subhedrales de 0.30 mm, con inclusiones de plagioclasas y alterados incipientemente por cloritas. La biotita, presenta cristales subhedrales se hallan en intersticios, se encuentran alterados por cloritas, minerales opacos, epídotas y óxidos de fierro a través de su clivaje y sus bordes. Los minerales opacos (2%), con formas euhedrales a subhedrales se encuentran diseminados, en intersticios. Algunos se presentan rodeados por epídotas. Los minerales de epídotas, carbonatos, zircón, apatito y esfena se encuentran presentes como trazas en la roca.

Alteración **:** Cloritización, sericitización y arcillas muy débiles
Epidotización y carbonatación incipientes

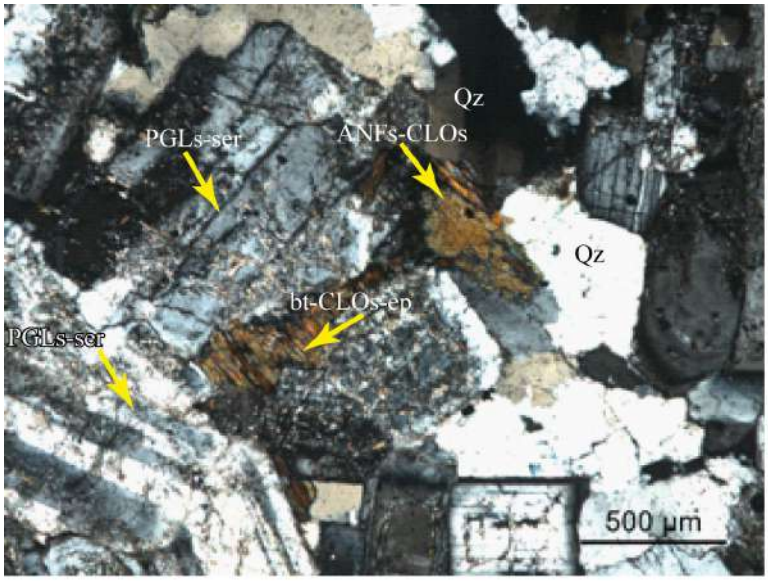


Foto 7.6. *Unidad Lagartos.* ***GR9-09-99A*** *en NXs: Cristales de plagioclasas alteradas por sericita (PGLs-ser), cuarzo primario (Qz), anfíboles cloritizados (ANFs-CLOs) y biotita alterada por cloritas y epídotas (bt-CLOs-ep).*

Resumen de la petrografía de las rocas magmáticas de la cuenca Lancones. Utilizando el triangulo de Le Maitre (1989).

En la Figura 7.2A, la muestra de la Formación San Lorenzo se ubica en la región del basalto y de la andesita, para una certera clasificación se tendrá que realizar la suma de los minerales máficos (actinolita 60%, epídota 32%, titanita, esfena y opacos 1%) se obtiene 93% de minerales máficos con un porcentaje elevado de minerales de origen metamórfico, considerándolo de esta manera una ***lava meta-basáltica***. Las rocas del volcánico El Ereo que se ubican en el mismo campo de la Formación San Lorenzo, se tendrá que proceder a la suma de minerales máficos, la muestra GR9-09-50, presenta una sumatoria de 43% (actinolita 37%, epidota 2%, clorita 1%, hornblenda 2%) y la muestra GR9-09-312, suma 40% (anfíboles 24%, epidota 14%, clorita 1%, opacos y FeO 1%); ambas mayor e igual a 40%, es decir que la secuencia del volcánico El Ereo esta conformada por lavas ***meta-basálticas a basálticas***. La diferencia con las muestras del volcánico La Bocana, éstas muestran un amplio rango de variación, de ***andesita-piroxénica a cuarzo-latita.***

En la Figura 7.2B, se diferencian claramente los tres grupos de rocas plutónicas, la superunidad las Lomas conformada por ***cuarzo – dioritas, tonalita y granodiorita***.

Las rocas de la superunidad Noque son las más básicas de composición ***gabro-dioritas***. Las rocas de la Unidad Lagartos conformada por rocas tonalíticas, la diferencia con la superunidad las Lomas es en su edad geológica.

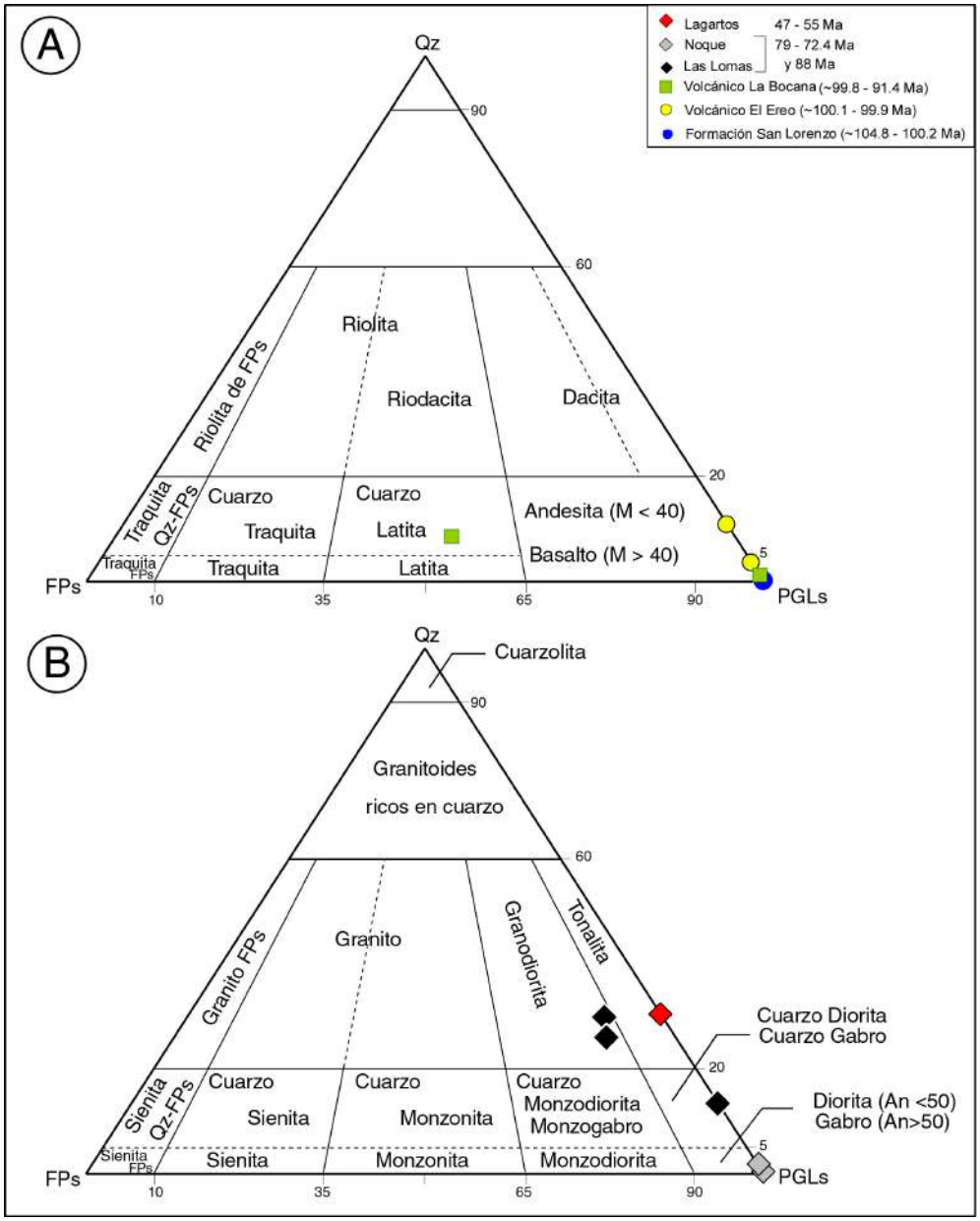


Figura 7.2. A) *Resumen de la petrografía de las rocas volcánicas de la cuenca Lancones y B) Resumen de la petrografía de las rocas intrusivas de la cuenca Lancones. Utilizando los triángulos de Le Maitre (1989) (Qz- FPs -PGLs). Qz: cuarzo, tridimita y cristobalita. FPs: feldespatos alcalinos (ortosa, microclima, pertita, anortoclasa, sanidina y albita). PGLs: Plagioclasa (Anortita = An_5 a An_{100}) y escapolita. M: minerales máficos y relacionados con micas, anfíboles, piroxenos, olivino, minerales opacos, accesorios (por ejemplo: zircón, apatito, epídota, allanita, granates, melilita, carbonato primario y esfena).*

CAPITULO VIII

MAGMATISMO Y GEOQUÍMICA

8.1 UNIDADES MAGMÁTICAS

En base a estudios estratigráficos, petrográficos, geoquímicos y apoyados en dataciones radiométricas existentes, se distinguen tres fases de vulcanismo de edades que van del Albiano superior al Turoniano inferior (104 – 91 Ma), de igual forma las rocas intrusivas se clasifican en dos superunidades del Cretáceo superior y una unidad que se emplazó en el Eoceno (Fig. 8.1), pertenecientes al sector Sur occidental de la cuenca Lancones.

8.1.1 FORMACIÓN SAN LORENZO

Presenta las rocas volcánicas más primitivas de las secuencias, caracterizado por un vulcanismo subalcalino con tendencia a alcalino, que litológicamente esta conformado por lavas masivas andesíticas a andesítco-basálticas.

Las rocas ubicadas en la serie alcalina sugieren que proceden de magmas primarios de composición basalto-alcalino en la que forman basaltos y, por diferenciación, traquibasaltos (*hawaite*) y traquiandesitas.

Esta unidad tiene importancia, debido a que alberga los yacimientos de tipo sulfuros masivos vulcanogénicos.

8.1.2 VOLCÁNICO EL EREO

Es una secuencia volcánica máfica, que contiene rocas volcánicas porfiríticas de cristales gruesos de feldespato y rocas subvolcánicas con brechas de cantos gruesos no estratificados y piroclastos con cristales de piroxenos.

8.1.3 VOLCÁNICO LA BOCANA

Representa el vulcanismo bimodal más amplio de las secuencias volcánicas (basaltos a riolitas), procedentes de magmas toleíticos a calcoalcalinos.

Litológicamente se compone de rocas volcanoclásticas, las rocas máficas presentan textura vesicular debido al alto contenido de volátiles en el magma.

8.1.4 SUPERUNIDAD LAS LOMAS

Ubicada en la parte central del área en estudio extendiéndose en orientación N40E, en el distrito Las Lomas se tiene su principal afloramiento con una geometría semicircular (Fig. 8.1) constituida por los dos plutones de mayor extensión uno de composición granodiorítica que presenta una coloración gris blanquecina, con fenocristales de plagioclasa entrecruzadas y hormblendas tabulares en algunos casos cloritizados, intruído por el otro plutón de composición monzogranítica; ambos rodeados por pequeños cuerpos alargados de cuazodioritas–tonalitas, los que se extienden hacia el Ecuador (cuenca Célica). El monzogranito reporta una edad de 70.8 ± 1.9 Ma. (Winter, 2008).

8.1.5 SUPERUNIDAD NOQUE

Conformados por *stocks* alargados y semicirculares de gabros, dioritas y granodioritas, alineados en dirección NE-SO, que cortan a la superunidad Las Lomas.

8.1.6 UNIDAD LAGARTOS

Representada por tonalitas – granodioritas emplazadas durante el Eoceno, ubicada en la parte Este del distrito Las Lomas.

La tonalita es de grano medio y está conformada por fenocristales de plagioclasa euhedral y cuarzo intersticial; subordinadamente, aparecen cristales tabulares de hormblenda, minerales opacos; estos últimos en asociación dendrítica con la esfena, reporta una edad de 48.06 ± 5.81 y la granodiorita 45.60 ± 5.3 Ma (Winter, 2008).

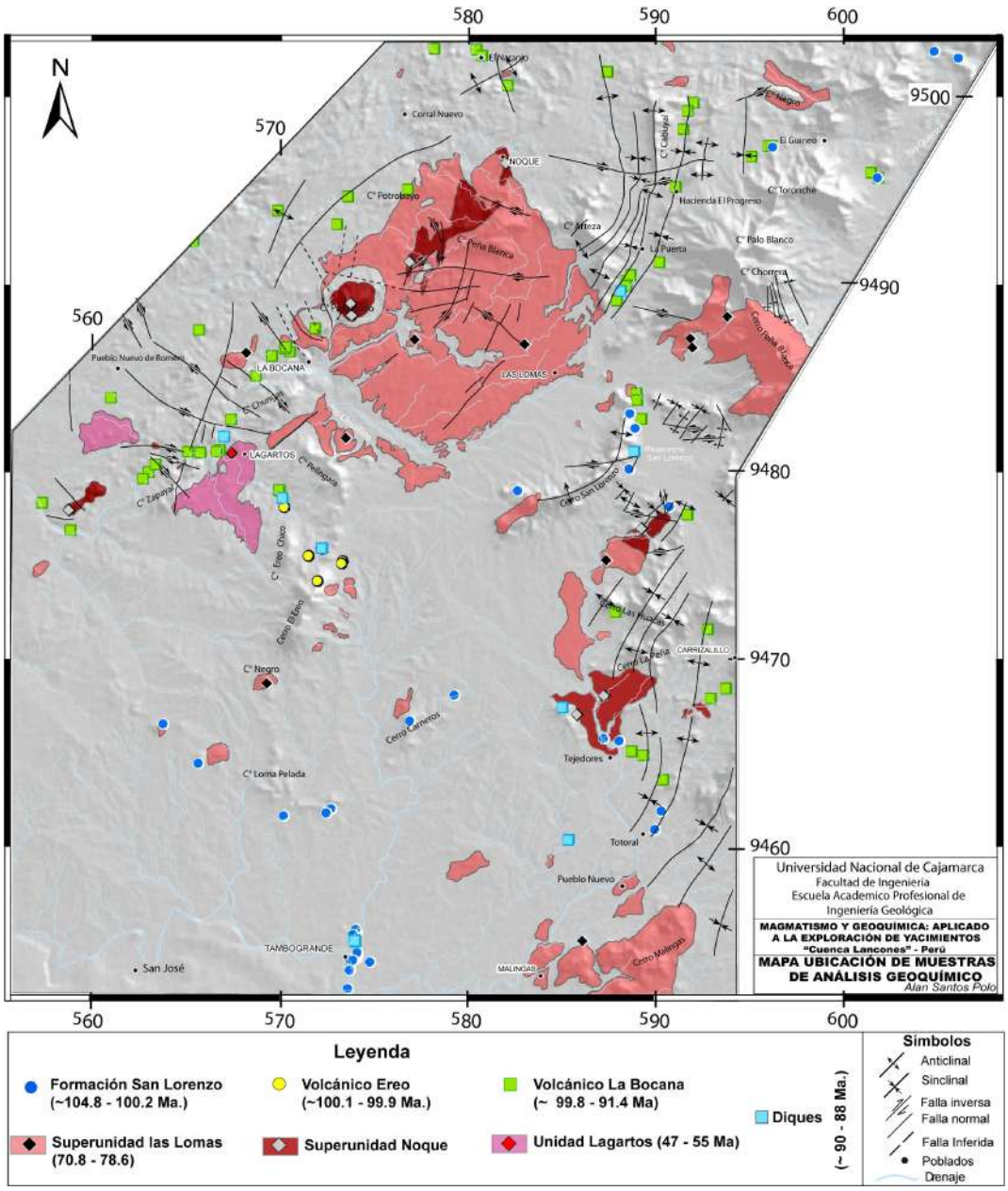


Figura 8.1. *Mapa de ubicación de muestras utilizadas para la clasificación geoquímica, en el área de estudio, clasificadas por unidades magmáticas.*

8.2 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS MAYORES

Las rocas ígneas, en la cuenca Lancones, tienen una diversidad composicional que van de basaltos a riolitas en rocas volcánicas y de gabros a granitos en rocas plutónicas, presentando concentraciones de SiO_2 que varía de 45 a 80 %wt. Al emplear el diagrama de sílice versus álcalis de Miyashiro (1978) y Kuno (1968) para su clasificación, muestra que todas las rocas presentan diferentes etapas de evolución magmática, que en conjunto se adaptan a una línea evolutiva subalcalina con tendencia a una serie alcalina es decir de composición bimodal (Fig. 8.2A). Con el aumento de sílice la concentración de FeO_{total}/MgO aumenta (~0.5 a 5), tendencias que están expresadas, mineralógicamente, por disminución de minerales máficos (óxidos de magnetita, titanomagnetita y titanita) y fraccionación de clinopiroxenos (Fig. 8.2B).

En el diagrama SiO_2 versus K_2O (Fig. 8.3A), la mayoría de las muestras se ubican en el campo de bajo contenido de potasio, algunos basaltos, dacita de la Formación San Lorenzo y andesitas basálticas del volcánico La Bocana caen en el campo de medio potasio.

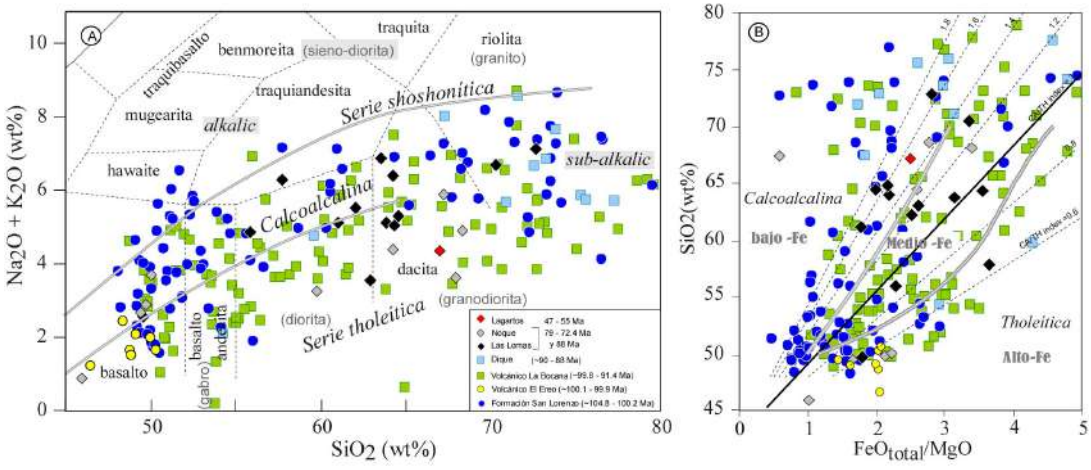


Figura 8.2. A) *Diagrama del contenido de SiO_2 (wt %) versus $Na_2O + K_2O$ (wt %) para las rocas volcánicas y plutónicas de la parte oriental de la cuenca Lancones de edad Cretácico (Albiano superior – Turoniano inferior). La Línea de clasificación de las series alcalinas y subalcalinas, fue tomada de Miyashiro (1978) y el límite entre calcoalcalino y toleítico según Kuno (1968).* ***B)*** *Diagrama de las series de diferenciación relacionado a los campos calcoalcalinos y toleíticos de Miyashiro (1974) y campos de alto, medio y bajo contenido de Fe tomado de Arculus (2003). Los contenidos de óxidos están recalculados al 100% y libre de bases volátiles y con todo el Fe como FeO_{total}.*

En términos de la saturación de alúmina (Fig. 8.3B), las unidades magmáticas presentan carácter metaluminoso con una leve tendencia a peralumínico (diques riolíticos, riolitas de las secuencias volcánicas de San Lorenzo y La Bocana), esto se interpreta como la pérdida de cationes de Ca, debido a procesos de alteración hidrotermal que afectan al mismo.

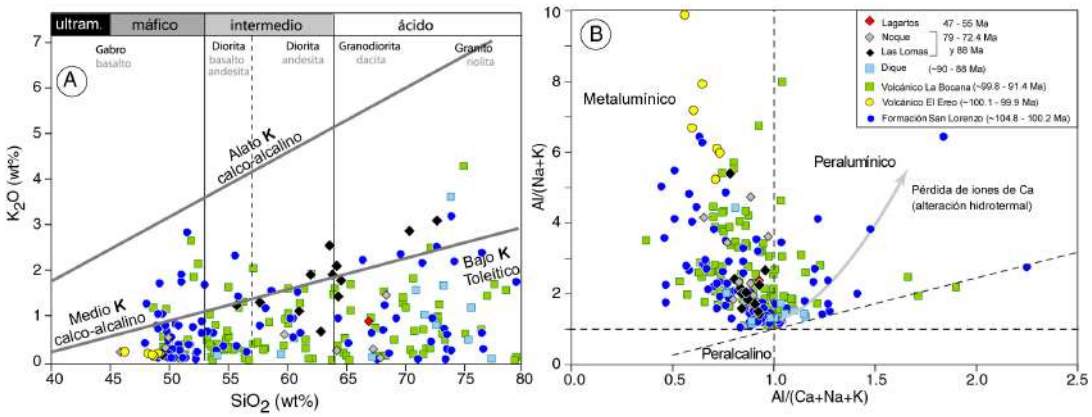


Figura 8.3. A) *Diagrama de subdivisión de rocas subalcalinas de las rocas ígneas del sector oriental de la cuenca Lancones. Rickwood et al. (1989).* ***B)*** *Diagrama para la determinación de la saturación de alúmina. Maniar y Piccoli (1989)*

Los diagramas de Harker (Fig. 8.4A, 8.4B, 8.4C, 8.4D, 8.4E, 8.4F, 8.4G, 8.4H), muestran el nivel de diferenciación magmática, la tendencia de mezcla de los magmas y además se observa el grado de cristalización fraccionada o diferenciación mineralógica de las unidades magmáticas.

La Formación San Lorenzo, los volcánicos El Ereo, La Bocana y la superunidad Noque, presentan las rocas ígneas más primitivas de la cuenca Lancones, es decir, que el grado de cristalización fraccionada en su fuente magmática ha sido pobremente desarrollada, presentando rocas ricas en TiO_2 (~1.5 a 0.3 %wt), Al_2O_3(~23 a 13 %wt), FeO_{total} (~12 a 2 %wt), CaO (~14 a 5 %wt), MgO (~5 a 12 %wt). Mineralógicamente esto se expresa por contener minerales como olivino – clinopiroxenos – ortopiroxeno en su magma parental, se evidencia en los esquemas de elementos de variación (Fig. 8.4).

En los magmas félsicos, la fuente mineralógica se ha encontrado sometida por feldespatos, representadas por rocas de composición riolítica de todas las unidades magmáticas, excepto rocas del volcánico El Ereo.

En general las tendencias muestran una correlación curvilínea negativa en la línea de líquido para las concentraciones de TiO_2, CaO y MgO (Figs. 8.4A, 8.4D y 8.4F), debido al aumento de la fraccionación magmática o procesos de intrusiones de mezcla. Las correlaciones lineales negativas entre el Al_2O_3, FeO_{total} y MnO (Figs. 8.4B, 8.4C y 8.4G) versus la concentración de SiO_2 en todas las unidades magmáticas sugieren la presencia de fraccionamiento de clinopiroxeno - plagioclasa - titanomagnetita y la concentración Na_2O (Fig. 8.4E) que es la única correlación positiva curvilínea, muestran valores más elevados en rocas más diferenciadas (riolitas - granitos), debido a la formación de la plagioclasa sódica.

En la relación SiO_2 versus P_2O_5 (Fig. 8.4H), se muestra que la mayor concentración P_2O_5 (~0.02 a 0.38 %wt) en rocas medianamente diferenciadas, esto es debido a que el P es incompatible dentro del manto mineralógico y durante la fusión parcial estará rápidamente concentrado en el fundido, sin embargo como P está como un elemento traza, cuando este es compatible es acomodado en la estructura de la fase menor del apatito, el óxido de fósforo disminuye con la diferenciación.

La movilidad de elementos es el resultado de cambios mineralógicos durante las reacciones fluido – roca, siendo una característica de casi todas las rocas volcánicas submarinas.

Los elementos mayores que muestran una variación durante la cristalización fraccionada en general son Ti, Fe, Ca, Na, Mg y Mn, mientras que Al y P se comportan como elementos inmóviles en rocas alteradas (Fig. 8.4), relacionadas a yacimientos tipo sulfuros masivos vulcanogénicos (Barrett & MacLean, 1999).

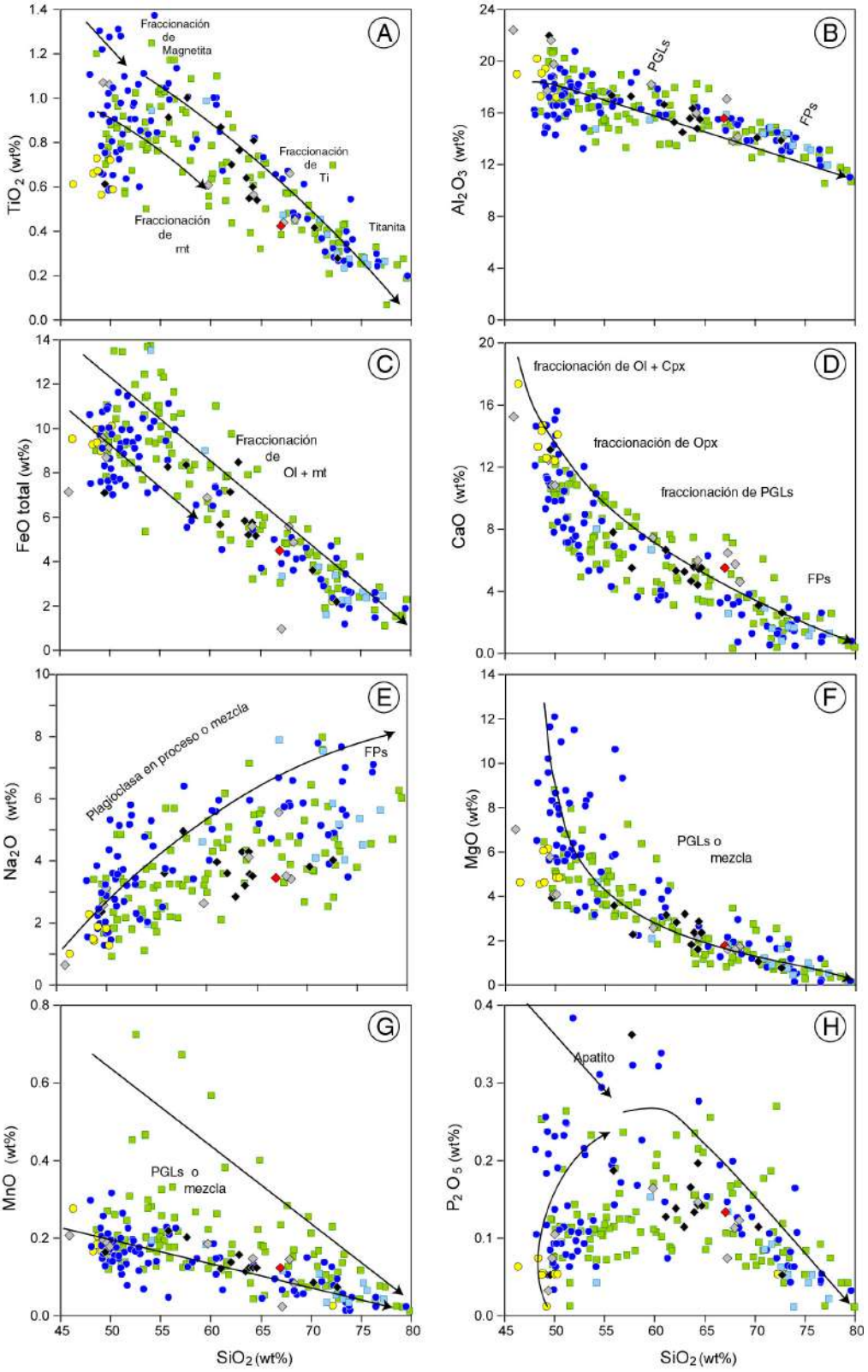


Figura 8.4. *Diagramas Harker que muestran variaciones de elementos mayores en comparación con SiO_2. Las líneas de líquido descienden con la presencia del fraccionamiento. Ol=olivino, Cpx= clinopiroxeno, PGLs = plagioclasa, mt=magnetita, FPs=feldespato. Leyenda en la figura 8.3B.*

8.3 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TRAZA

El comportamiento de los elementos traza en los magmas, es tan variable como sus concentraciones de elementos mayores y proporcionan información significativa para la petrogenética, sobre el origen y la evolución de los magmas. Para el análisis de las unidades magmáticas de la cuenca Lancones, se mostrará el comportamiento de elementos traza compatibles (Ni y V) y elementos incompatibles (Nb, Zr y Rb).

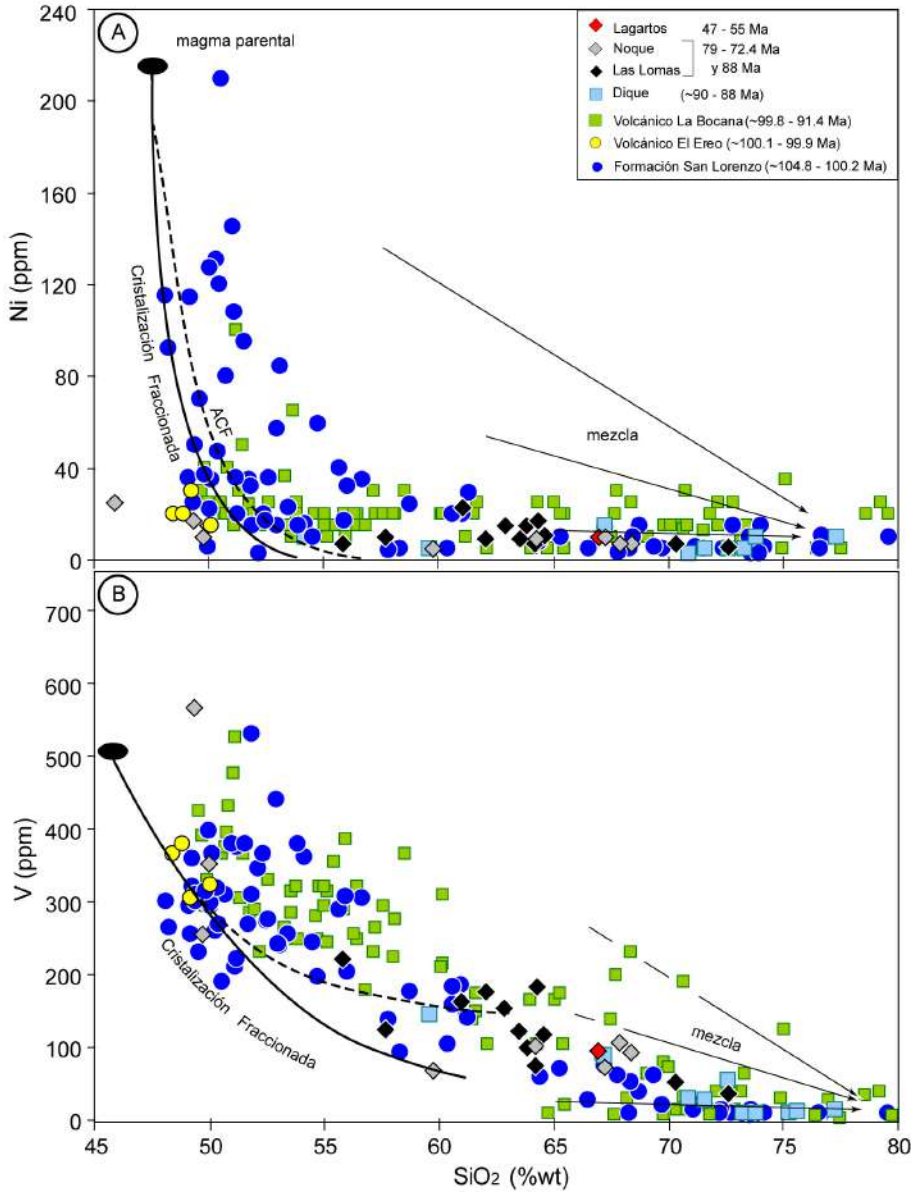


Figura 8.5. A) y B) *Diagramas que muestran el comportamiento de elementos compatibles en la evolución de las unidades magmáticas de la cuenca Lancones. Fraccionación del magma parental, por cristalización fraccionada y asimilación.*

En todas las unidades magmáticas muestra una disminución global de los elementos compatibles (Fig. 8.5A y 8.5B) producto de la asimilación y cristalización fraccionada (ACF).

El **Ni** (Fig. 8.5A) se comporta como un elemento compatible en el fundido, la disminución de Ni sugieren el fraccionamiento de olivino. Por otro lado las rocas de la Formación San Lorenzo, que presentan valores bajos en SiO_2 (< 55 % wt) y valores altos en Ni (>120 ppm), sugiere una asimilación magmática y cristalización fraccionada relativamente profunda, en comparación con las demás unidades magmáticas, lo que indica la derivación del magma parental (magma juvenil derivado de la cuña mantélica). Por lo contrario con porcentaje mayor a 55 %wt están regidas por mezclas de magmas poco profundos a someros del volcánico La Bocana.

El **V** (Fig. 8.5B) se comporta como un elemento compatible en ilmenita y titanomagnetita. Mostrando un enriquecimiento de vanadio en las lavas máficas (< 55 SiO_2 %wt) de la Formación San Lorenzo, volcánicos La Bocana y El Ereo, de igual forma se comportan rocas gabroicas de la superunidad Noque.

Elementos incompatibles como: Nb, Zr y Rb, (Fig. 8.6) que a diferencia de los elementos compatibles presentan una correlación ligeramente positiva a nula en todas las unidades magmáticas

El **Nb** (Fig. 8.6A) elemento incompatible en todas las unidades magmáticas, debido a que presenta una menor solubilidad en los líquidos acuosos. Sin embargo, es posible que se encuentre sustituyendo al Ti en los titanatos residuales (rutilo) en la fuente del magma de la Formación San Lorenzo.

El **Zr** (Fig. 8.6B) se comporta como elemento incompatible dentro del magma máfico, fases iniciales de las unidades magmáticas, siendo difícil sustituir en las fases del manto. El zircón se encuentra saturado en el magma silíceo, comportándose como un elemento compatible en rocas

evolucionadas de la Formación San Lorenzo, volcánico La Bocana y diques riolíticos.

El **Rb** (Fig. 8.6C) se comporta como un elemento incompatible en gran parte de las fases magmáticas, pero sustituye a K en micas y al feldespato-K en el magma silícico.

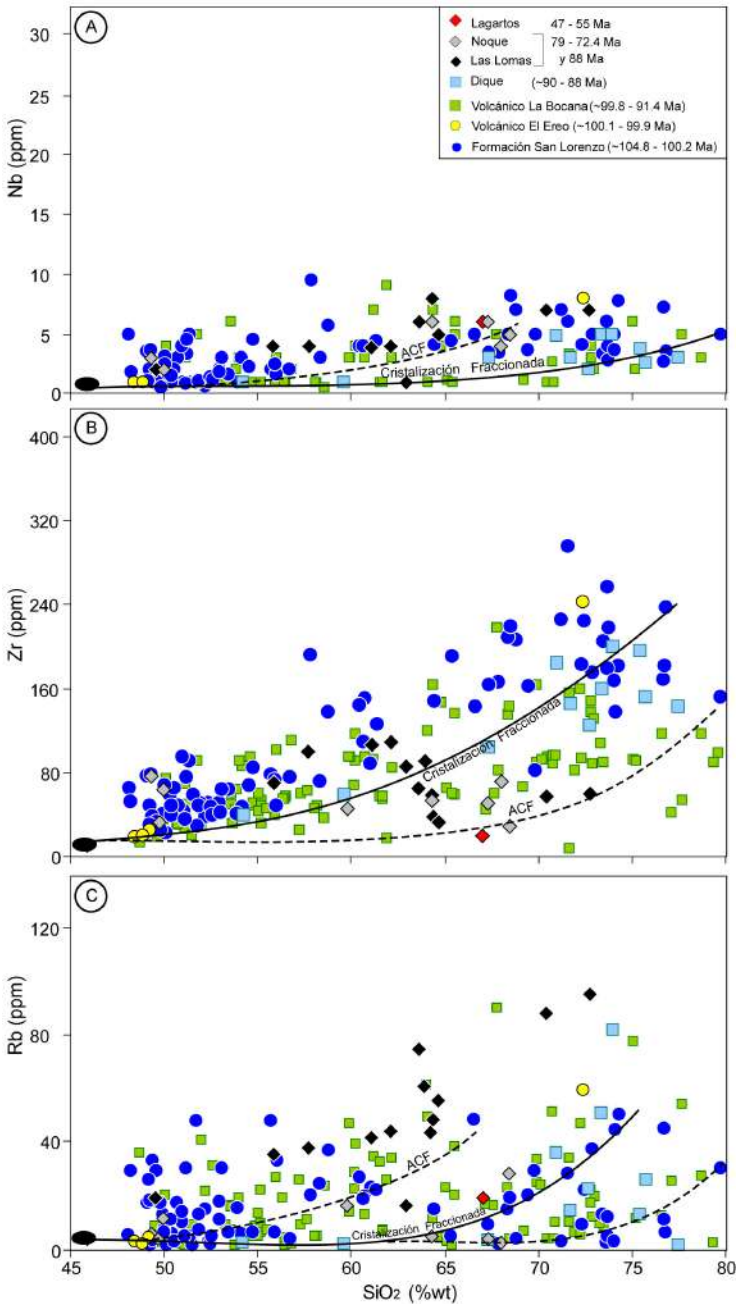


Figura 8.6. A), B) y C) *Diagramas de elementos incompatibles, mostrando el grado de evolución dentro del sistema magmático.*

8.3.1 PERFILES DE ELEMENTOS TRAZA Y ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS.

Las distribuciones de los perfiles de concentración de elementos traza y elementos de tierras raras en unidades magmáticas son utilizados para identificar procesos petrogenéticos, los que se pueden inferir del enriquecimiento o empobrecimiento de algunos elementos traza, así como también la fraccionación de los elementos de tierras raras livianas y tierras raras pesadas y la presencia o ausencia de las anomalías de Eu. Todos estos elementos normalizados a valores del manto primitivo.

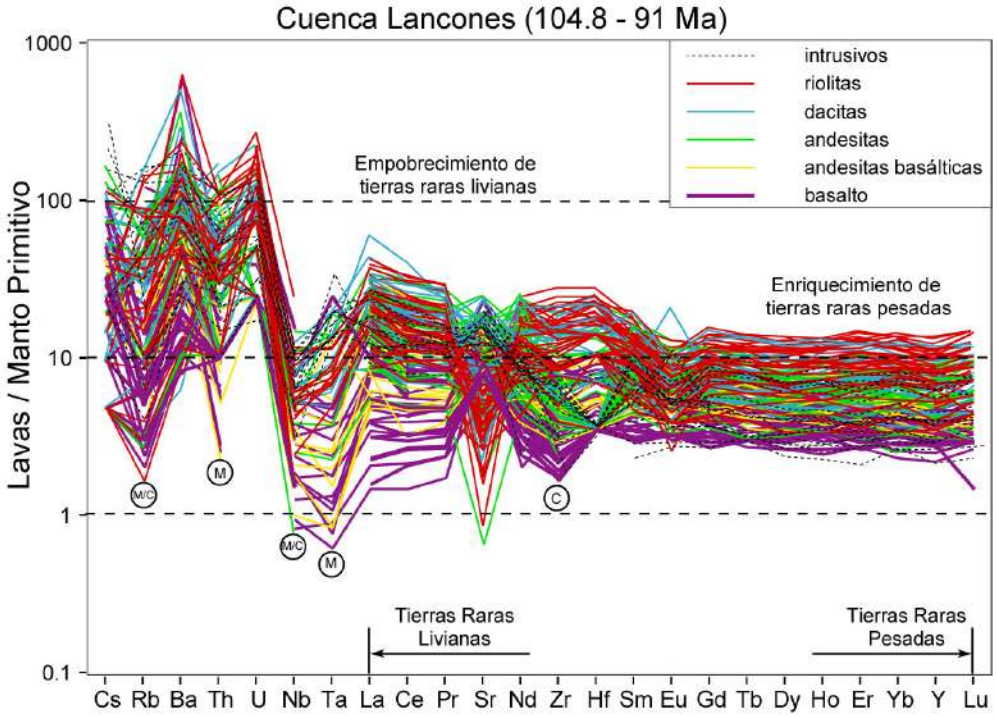


Figura 8.7. *Diagrama de elementos traza normalizados al manto primitivo (McDonough et al., 1992). (M): anomalías negativas propias de fuentes mantélicas, (M/C): anomalías negativas propias de fuentes mantélicas y/o fuentes mantélicas contaminadas con corteza continental y (C): anomalías propias de fuentes magmáticas contaminadas con corteza continental. Todas estas asociadas a una zona de subducción.*

En el Diagrama (Fig. 8.7), puede observarse que la configuración de los espectros de las concentraciones de elementos traza incluidos los elementos de tierras raras para las lavas (basalto, andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas) y unidades intrusivas muestran una ligera similitud, en ambos casos presentan un ligero enriquecimiento en tierras raras pesadas (Er, Yb, Y y Lu) y empobrecimiento en tierras raras livianas (La, Ce, Pr y Nd), así como también

en elementos traza (Nb y Ta). Este último siendo típico de rocas magmáticas generadas en arcos basálticos (Stern, 2002).

La ausencia de anomalías de Eu en magmas basálticos, puede ser el resultado del alto estado de oxidación magmática y/o supresión de fraccionación de plagioclasa (Bellido *et al.,* 2009), aunque presenta anomalías negativas en Europio (Eu^{+2}) en rocas más diferenciadas (dacíticas y riolitas) que se interpreta como la cristalización de plagioclasa a partir del magma primitivo. Ver figuras 8.8D y 8.8E.

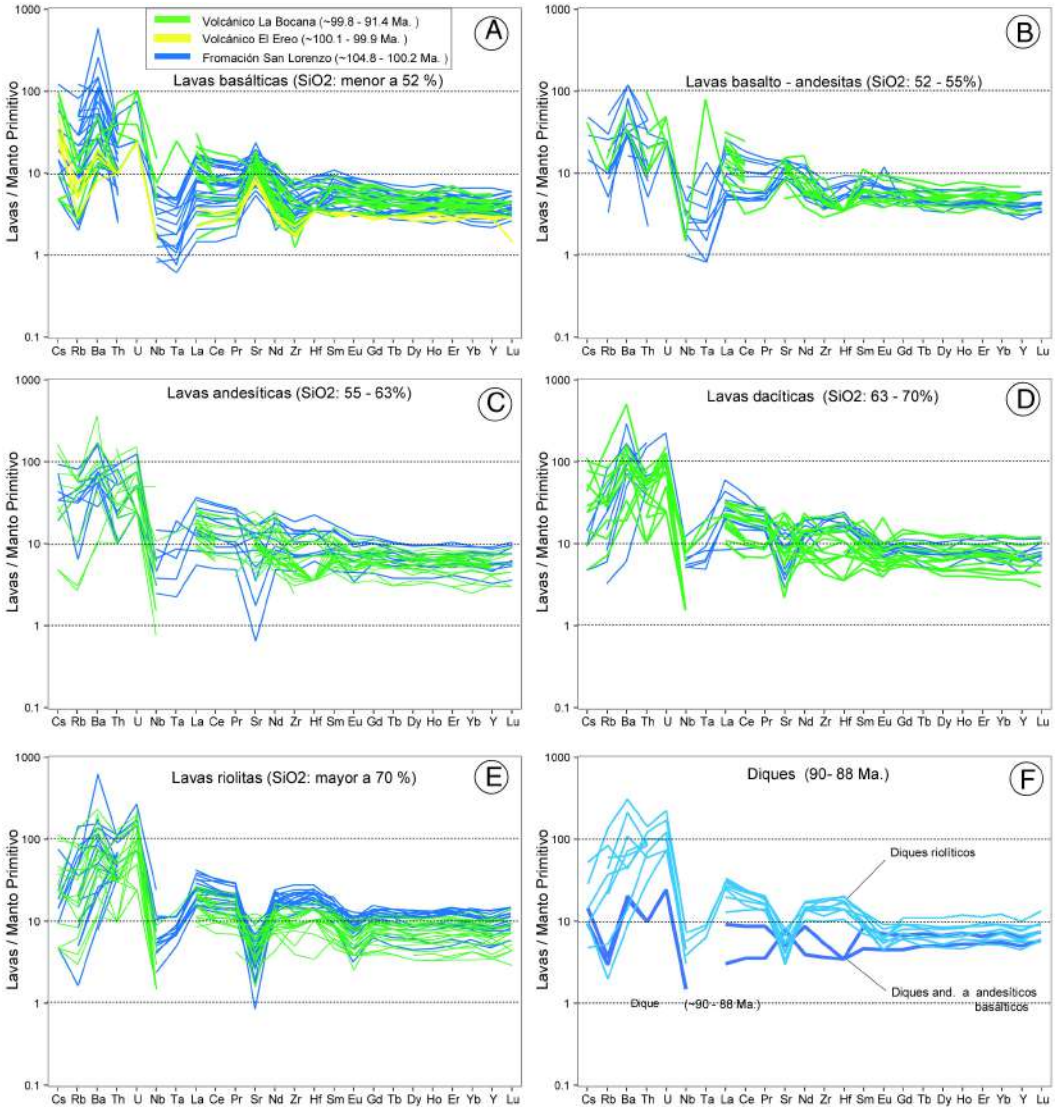


Figura 8.8. *Concentraciones de elementos traza de cada unidad magmática, clasificados por su contenido de SiO_2 y normalizados al manto primitivo. Los factores normalizados son de McDonough et al. (1992).*

8.3.2 DIAGRAMA DE COCIENTES.

En las relaciones La/Yb, Sm/Yb, Sr/Y, La/Sm, Dy/Yb versus el contenido de SiO_2, son una medida del comportamiento de la pendiente de las tierras raras livianas y pesadas, respectivamente (Fig. 8.9), las que muestran, que las razones de las rocas ígneas no varían significativamente con la diferenciación, presentando valores bajos para todas las secuencias volcánicas (La/Yb < 8, Sm/Yb < 2.7, Sr/Y < 35, La/Sm < 7 y Dy/Yb < 2.2), por otro lado, las razones de Sr/Y disminuye con el aumento del contenido de SiO_2 a excepción de rocas intermedias del volcánico La Bocana, todas estas variaciones en las razones sugieren fraccionación y/o cristalización de clinopiroxenos para los magmas de la cuenca Lancones

La razón de Dy/Yb (Fig. 8.9E), sirve para diferenciar la fraccionación del clinopiroxeno, anfíbol y granate. En el diagrama se observa que las unidades magmáticas caen sobre los campos de fracción de clinopiroxenos y/o anfibol, lo que excluyen la presencia de granate residual en la fuente de los magmas parentales.

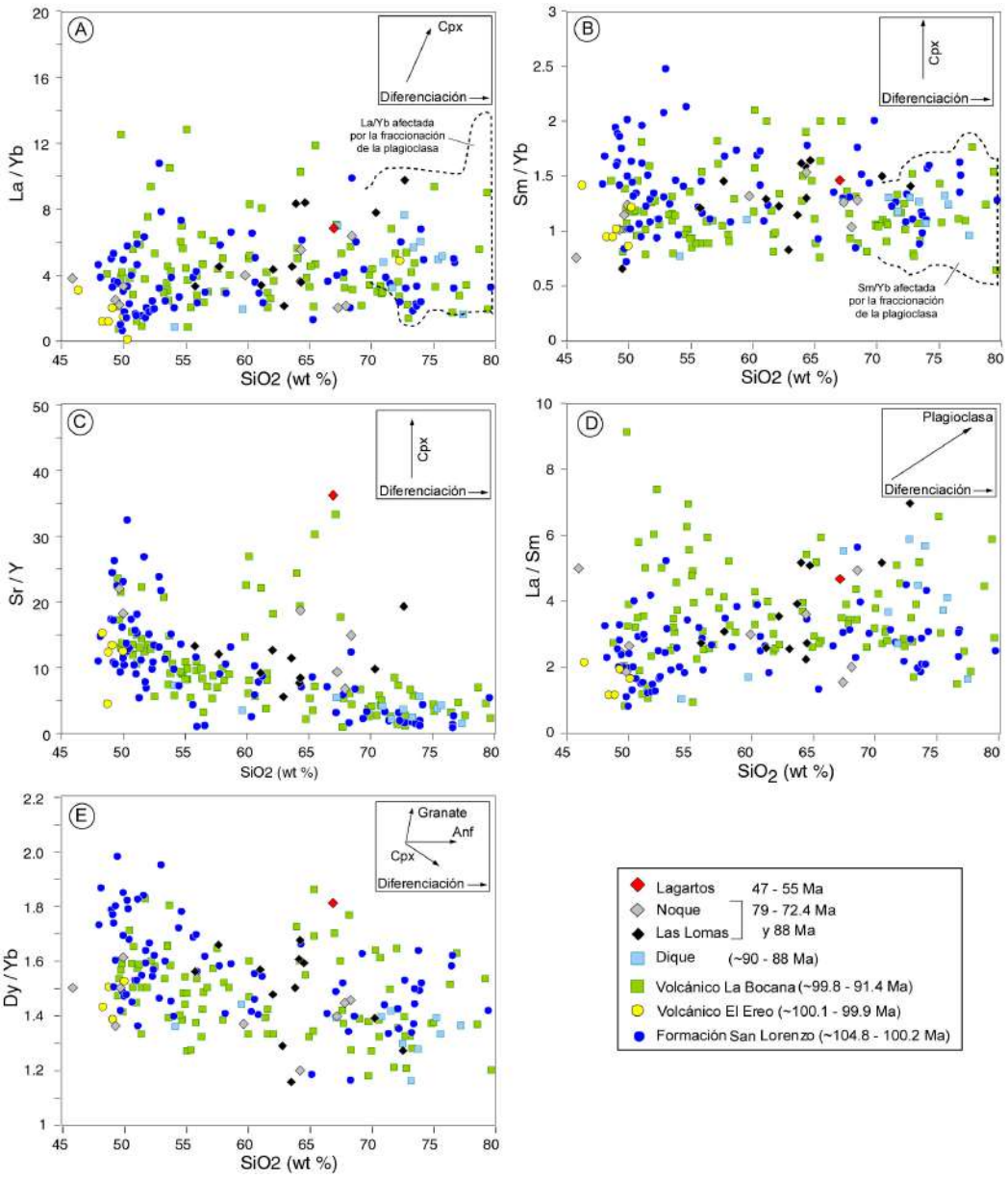


Figura 8.9. *Diagramas de las razones de La/Yb (A), Sm/Yb (B), Sr/Y (C), La/Sm (D), y Dy/Yb (E). Estas razones de las rocas del Albiano (104.8 - 101.1 Ma) y Cenomaniano-Turoniano inferior (99.3 - 91.1 Ma) no muestran una variación significadamente con la diferenciación.*

8.3.3 ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA EN LAS IMPLICANCIAS METALOGENÉTICAS

En esta sección se establecerá ciertos parámetros de las fuentes magmáticas para las diferentes unidades ígneas. Así de esta forma se pretende obtener una herramienta para restringir zonas de exploración.

a) Diagramas spider en las implicancias metalogenéticas

- ✓ Las rocas de la unidad San Lorenzo, si bien es cierto muestran un ligero empobrecimiento en tierras raras livianas (LREEs) y enriquecimiento en tierras raras pesadas (HREEs), al subdividirlas (Fig. 8.10) en rocas "estériles" correspondientes a la fase inicial del vulcanismo (basaltos, andesitas basálticas y andesitas) y rocas productoras, asociadas a la fase final del evento volcánico (dacitas y riolitas), se observa una variación en el contenido de Europio (Eu^{+2}), rocas "estériles" muestran valores más altos de europio respecto a las rocas asociadas a la mineralización las que presentan anomalías negativas, que indican fraccionamiento de plagioclasas en el sistema y/o cristalización somera o cerca a la superficie.

  Al observar este contraste entre estas dos fases, podría considerarse un elemento de tierra rara importante que conjuntamente con los elementos Sm y Gd que son usados en el cálculo de la relación de la anomalía de Eu/Eu*:

$$Eu/Eu^{*} = Eu_N / \sqrt{[(Sm_N).(Gd_N)]} \ldots\ldots \textit{(Ecuación 2)}$$

  El cálculo de la anomalía ayudará a discriminar rocas con posible firma geoquímica de magma "fértil" del "estéril", así se obtendría esta relación como un criterio geoquímico en la evaluación y selección de targets.

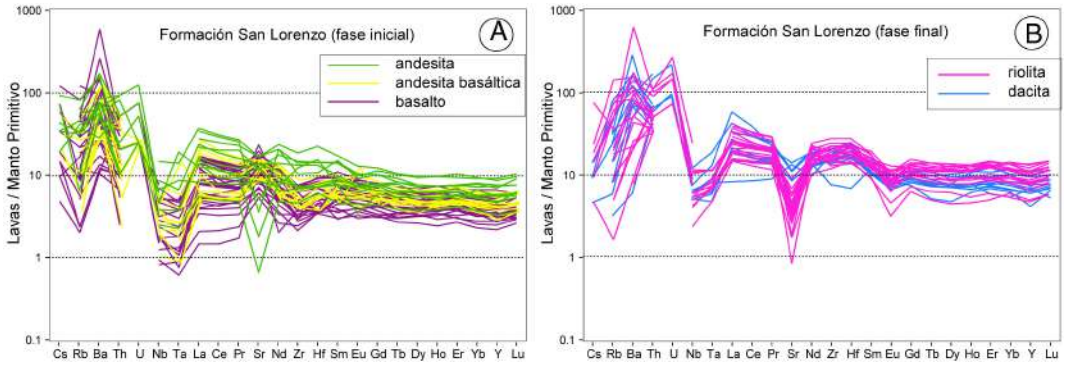


Figura 8.10. *Diagrama de elementos traza normalizados al manto primitivo. Los factores normalizados son de McDonough et al. (1992),* ***A)*** *para la unidad magmática de la Formación San Lorenzo asociadas a la fase estéril (fase inicial del vulcanismo) y* ***B)*** *fase "mineral" (fase final del vulcanismo).*

- ✓ En la figura 8.10, las rocas del volcánico El Ereo muestran un empobrecimiento tanto en las tierras raras livianas (LREEs) y en tierras raras pesadas (HREEs), con débil o casi nula anomalía de Eu.

- ✓ Al igual que en la Formación San Lorenzo, las rocas del volcánico La Bocana presentan un ligero empobrecimiento en tierras raras livianas (LREEs) y un enriquecimiento en las tierras raras pesadas (HREEs), presente la anomalía de Europio (Eu^{+2}) en rocas más diferenciadas, con similar comportamiento a la unidad magmática San Lorenzo.

  En general, las concentraciones de elementos de tierras raras de las rocas de la cuenca de Lancones están empobrecidas en Rb, Th, Nb, Ta, Sr, Zr y enriquecidas en los elementos de tierras raras pesadas y es debido a esto que forman una pendiente de concentración de elementos traza de bajo ángulo, lo que indica que la fusión parcial fue de aproximadamente 95% (casi composición mantélica), es característico de magmas primitivos que predominantemente son compuestas por fases anhidro que provienen a través de fallas intracorticales que facilitan el emplazamiento del magma hacia corteza superior. Por otro lado la Formación San Lorenzo y el volcánico El Ereo presentan un leve enriquecimiento de tierras raras pesadas y ausencia de anomalías de europio en las rocas máficas, lo que sugiere que fueron derivados de una fusión parcial del manto primitivo (manto depletado) con mineralogía residual de olivino – clinopiroxeno – ortopiroxeno, de este modo se infiere que estas secuencias volcánicas se desarrollaron durante las fases iniciales del vulcanismo y estos representan a magmas inmaduros.

- ✓ Las unidades magmáticas incluyen rocas más evolucionadas (félsicas: desde 60 hasta 85 % en peso de SiO_2), que se generaron durante los períodos de un leve engrosamiento de la corteza. Estas rocas posiblemente derivan de una fase mineral hidratada (fusión parcial de anfibolita), lo que explicaría la estabilidad residual de anfibol (Fig. 8.9E) y/o la cristalización abundante de anfibol en las unidades magmáticas intrusivas. Las rocas félsicas de la Formación San Lorenzo presentan un proceso de cristalización fraccionada.

b) Diagramas de razones en las implicancias metalogenéticas

✓ Las muestras de la Formación San Lorenzo (Fig. 8.11) caen predominantemente dentro de un campo de arco normal a ligeramente transicional. Además las rocas "estériles" de la Formación San Lorenzo varían entre 8-35 Sr/Y, mientras que las rocas relacionadas a la mineralización tienen razones entre 0.5-10 de Sr/Y. Entonces de acuerdo a la figura 8.14, para identificar firmas con magma "fértil" asociados a depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) se podría usar el rango de valores de Sr/Y entre 0.5 y 10.

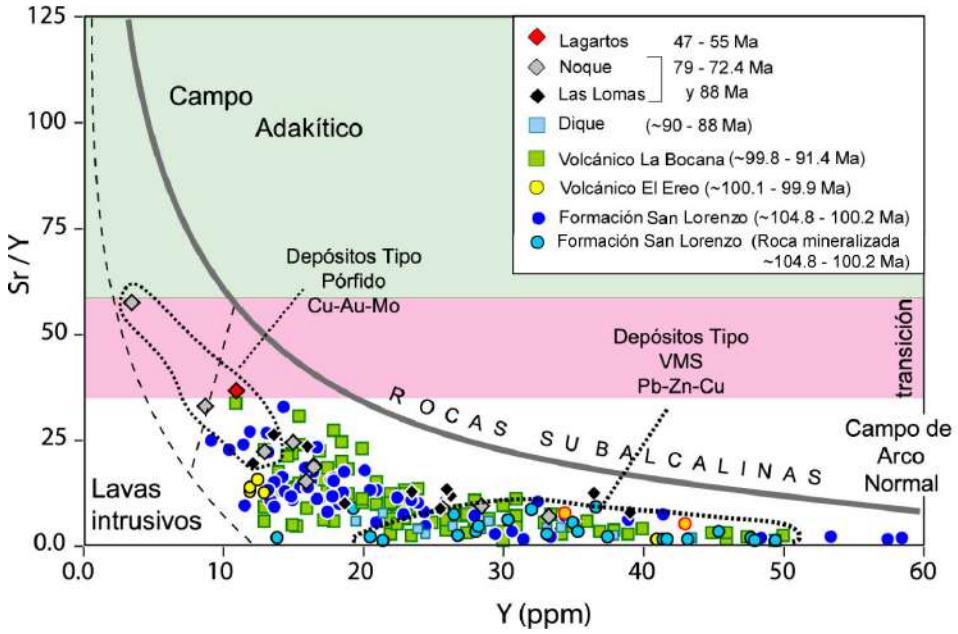


Figura 8.11. *Diagrama de Sr/Y versus Y, mostrando la evolución en el tiempo de la rocas desde un arco normal (rocas subalcalinas) a un campo transicional incipiente.*

✓ Las rocas del volcánico El Ereo muestran valores bajos de Y (12-13 ppm) y cocientes bajos de Sr/Y (15), las que caen dentro del campo de arco normal

✓ El volcánico La Bocana muestran una transición desde un arco normal andesita-dacita-riolita, con valores de Sr/Y entre 2.1 y 33.3, y de Y entre 11 y 50 ppm., para la identificación de magmas fértiles se considera el rango de Sr/Y obtenido para la Formación San Lorenzo.

- ✓ Las rocas intrusivas de las superunidades Las Lomas y Noque de edad Cretácea y la unidad Lagartos del Eoceno se ubican dentro de un arco normal a un incipiente arco transicional adakítico, con valores de Sr/Y 8-57 y de Y entre 3.5 a 39. Para la selección de targets asociados a un depósito porfirítico, se puede usar el rango entre 60 y 31 para el cociente Sr/Y (Montano, 2010).

  Normalmente se observa que hay un aumento en valores del cociente Sr/Y y disminución de Y, esto posiblemente se deba a un leve engrosamiento cortical a través del tiempo (secuencias volcánicas y rocas intrusivas), con una evolución desde un campo de arco normal a un incipiente campo transicional adakítico.

  Según el diagrama de cocientes Sm/Yb versus Sr/Y de la figura 8.12, las rocas asociadas a la fase de mineralización de la Formación San Lorenzo muestran cocientes bajos de Sm/Yb (0.9-1.6) que aumentan ligeramente al incrementarse el cociente Sr/Y (1.5 a 12.2)**.** Mientras que las rocas "estériles" muestran valores un poco más altos de Sm/Yb (0.7-2.1) y Sr/Y (7.7-32.4). Esto se puede interpretar que el **fraccionamiento del fundido mantélico se produjo a bajas presiones, donde se tiene como mineral estable a la plagioclasa** con espesores corticales y profundidad de asimilación de ~25-35 km para la unidad de la Formación San Lorenzo sin mineralización y ~29-33 km para la unidad de la Formación San Lorenzo posterior y asociados a la fase mineral.

- ✓ Rocas más jóvenes como las del volcánico El Ereo, La Bocana y diques tienen valores de Sm/Yb <2.1 con un mismo mineral residual (plagioclasa) que muestra que se han formado en condiciones de presión y espesor cortical similar a la unidad magmática San Lorenzo.

- ✓ Las rocas intrusivas de las superunidades las Lomas - Noque y la Unidad Lagartos presentan valores similares en la relación de Sm/Yb (0.6-1.6) posiblemente es el resultado de que todas estas unidades magmáticas derivan de una fuente magmática común.

  En general viendo las muestras en conjunto (Fig. 8.12) se observa que se da un ligero cambio de presión, y esto implica un leve engrosamiento del espesor

cortical y profundidad de asimilación con el tiempo, es decir mientras evoluciona el sistema. El incremento del cociente Sm/Yb en el tiempo se atribuye al incremento de presión, que causa un cambio de clinopiroxeno a anfíbol en el mineral residual que se encuentra en equilibrio con el magma (Kay et al., 1999).

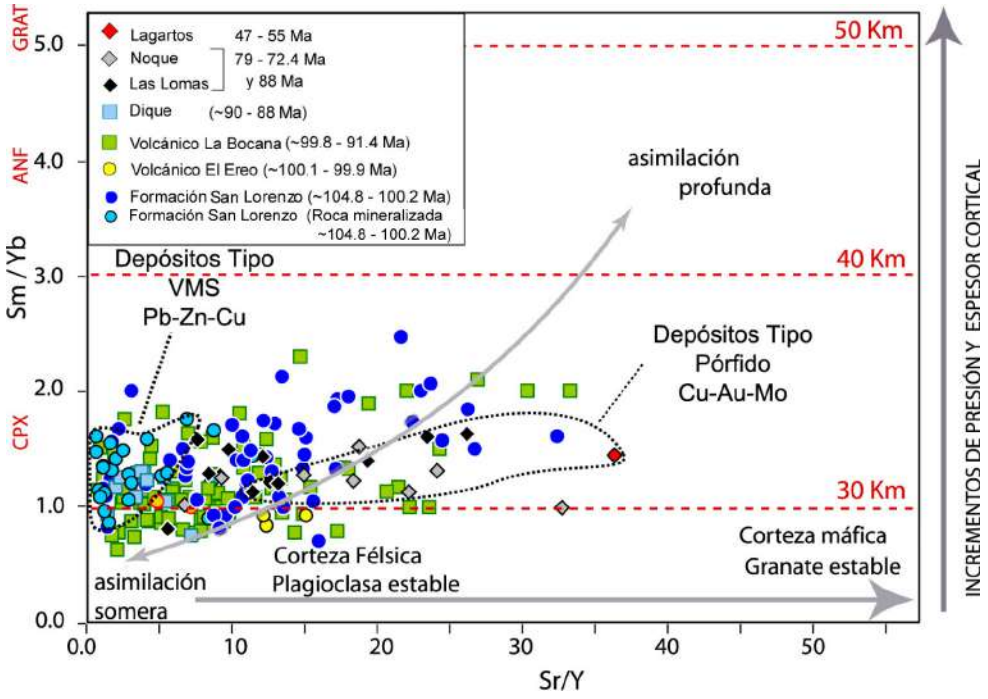


Figura 8.12. *Diagrama de Sm/Yb (tierras raras pesadas) versus Sr/Y, con minerales residuales, espesor y composición cortical. La profundidad de asimilación aproximados a partir de trabajos de Kay et al. (1999) y Mamani et al. (2009).*

c) Anomalías Geoquímicas en las implicancias metalogenéticas

Existen abundantes evidencias para indicar que los **fluidos mineralizadores han derivado directamente de magmas hidratados en cristalización**. Por otra parte, en muchos sulfuros masivos los fluidos mineralizadores pueden haber sido derivados de aguas de origen marino. A pesar de un origen no magmático de estos últimos fluidos, los magmas hidratados juegan un rol importante en la formación de los depósitos y en muchos casos las intrusiones en profundidad proveen el contenido metálico, aparte de ser la fuente de la energía térmica que permite la circulación de los sistemas convectivos de los fluidos.

Las condiciones geológicas que conducen a sistemas de circulación de fluidos a gran escala pueden ser ligados directamente al gran aumento de volumen que necesariamente se produce en cuerpos de magma hidratado en cristalización y zonas someras de la corteza (Burnham, 1979). Por lo tanto, existe una relación, ya sea directa e indirectamente, entre mineralización hidrotermal y magmas hidratados con la composición apropiada.

En este trabajo presento un modelo para hallar el contenido de agua comagmática, el cual se puede medir con la fugacidad de oxigeno y este a su vez se relaciona con la medida de la anomalía de Eu/Eu* (calculado por medio de la ecuación 2), de esta manera podemos diferenciar entre magmas con agua (Eu/Eu* <1) y secos (Eu/Eu*>1).

Las ocurrencias metálicas de depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS), pórfidos y epitermales presentan anomalías negativas de Eu/Eu* bajas (0.32 - 0.9) (Fig. 8.13), excepto la muestra de la ocurrencia el Papayo, esto sugiere que la formación de este sistema mineral no este asociado con las propiedades geoquímicas de la fuente magmática, si no más bien, es posible que los fluidos mineralizantes hayan circulado a través del sistema de fallas de dirección NO-SE.

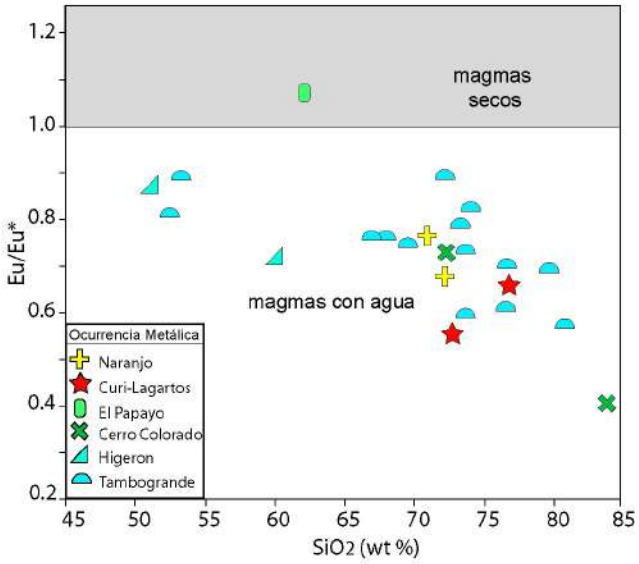


Figura 8.13. *Diagrama SiO_2 versus anomalía de Eu/Eu*, muestra rocas asociadas a ocurrencias metálicas del tipo VMS, pórfido y epitermal, reconocidos a la actualidad.*

Las muestras de la Formación San Lorenzo y el volcánico La Bocana (Fig. 8.14A y Fig. 8.14B), albergan a las principales ocurrencias metálicas que se encuentran asociadas a rocas evolucionadas (dacitas - riolitas) y las rocas estériles principalmente son las más primitivas (básicas) del sistema magmático.

En las muestras de la Formación San Lorenzo (Fig. 8.14B) se observa que con el tiempo hay un decrecimiento de Sr/Y (desde 37 a 0.5) a medida que los valores de la anomalía de Eu/Eu* desciende (desde 1.2 a 0.3), de igual forma las rocas "estériles" de la Formación San Lorenzo (~ 104 Ma) varían entre 33 – 9 de Sr/Y y valores de Eu/Eu* entre 1.2 a 1, los que corresponden a magmas que tuvieron asimilación relativamente profunda y por ende secos, quizás esto se deba a que los magmas estuvieron sometidos a alta presión y temperatura.

La mineralización asociada a las rocas de Formación San Lorenzo tienen cocientes entre 10 - 0.5 de Sr/Y y valores de Eu/Eu* < 0.9 corresponden a magmas con asimilación somera y húmedos. Entonces de acuerdo a la figura 8.14B, para identificar rocas con firma de magma "fértil" asociados a depósitos tipo sulfuro masivo vulcanogénico (VMS) se podría usar el rangos de valores de Sr/Y entre 8 – 0.5 con valores de Eu/Eu* inferiores 0.9.

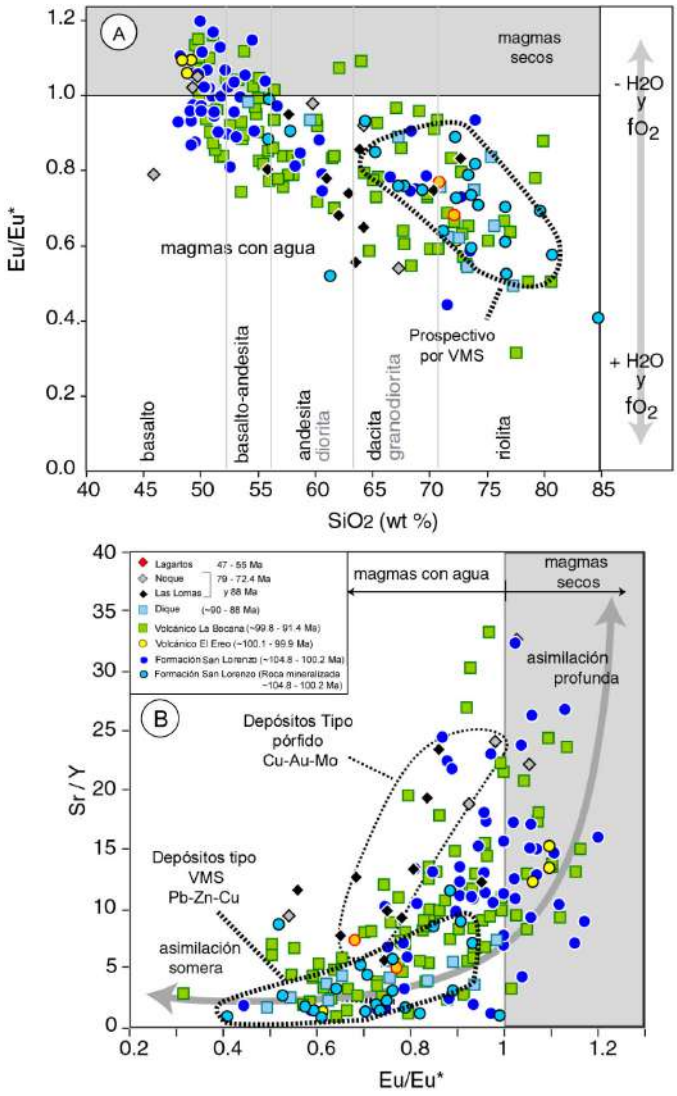


Figura 8.14. *Diagramas:* ***A)*** *SiO_2 versus Eu/Eu* y* ***B)*** *Eu/Eu* versus Sr/Y. Cálculo de los valores de Eu/Eu*=Eu/√ [(Sm)*(Gd)].*

Por otro lado la fugacidad de oxígeno es también importante en la determinación de la composición de los fluidos asociados con rocas ígneas. La fugacidad de oxígeno de igual forma que el contenido de agua comagmática, es determinado en base a los valores de la anomalía de Eu/Eu* (Fig. 8.15). El contenido de Fe de los magmas determina el carácter oxidado o reducido (estado redox) de los fluidos magmáticos, y a la vez determinan el tipo de ensamble mineralógico al que se asocian (Au, Cu, Mo, Zn). El estado de oxidación de los rocas ígneas está basado en la abundancia de magnetita o ilmenita (Lang & Baker, 2001), y pueden ser clasificados como reducidos (serie de la ilmenita) u oxidados (serie de la magnetita). El diagrama de la Figura 8.15, ilustra la relación de contenido de Fe versus Eu/Eu*, rocas reducidas con mineralización de Sn y W y rocas

oxidadas con mineralización de Au-Cu, Cu-Mo, Cu, o Polimetálicos Pb-Zn-Ag (después de Lang & Baker, 2001).

En la figura 8.15 las rocas de la cuenca Lancones caen en el campo de ocurrencias de Cu-Au, Pb-Zn (Ag), Cu-Mo y Mo y todas las rocas corresponden a la serie de la magnetita.

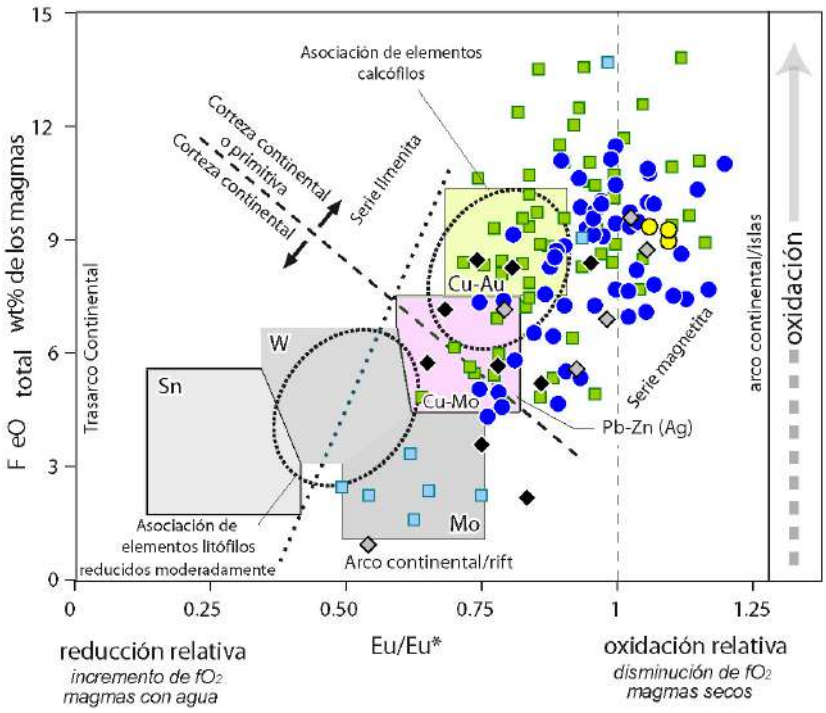


Figura 8.15. *Relación entre el estado de oxidación de los magmas, su contenido de FeO_{total} y a los posibles ensambles de metales asociados (modificado de Lang & Baker, 2001). Leyenda Fig. 8.14B.*

Las lavas del volcánico El Ereo, algunas lavas de las Formaciones San Lorenzo y de volcánico La Bocana e intrusivos de la Unidad Noque derivan de magmas secos, ya que no existe asociación a ningún ensamble mineralógico (Fig. 8.15). La mayoría de las rocas ígneas evolucionadas derivan de magmas húmedos (Fig. 8.14A); considerando todas estas premisas y los rangos obtenidos en los diagramas de razones (Fig. 8.14B), se ha generado un mapa de anomalías de Eu/Eu* (Fig. 8.16), el que ha ayudado a restringir las zonas de exploración en la cuenca Lancones.

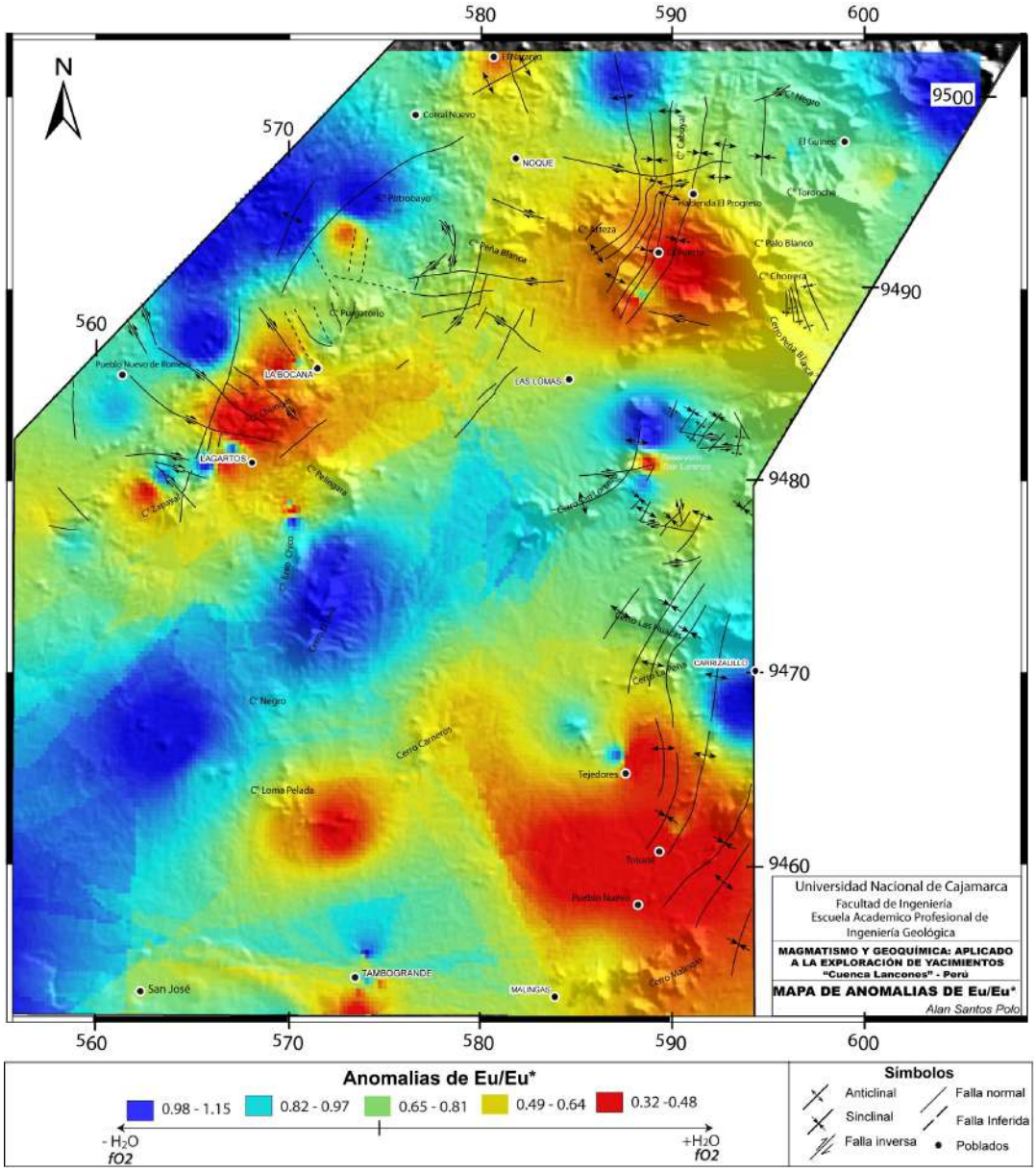


Figura 8.16. *Mapa de anomalías de Eu/Eu*. Mostrando en tonalidades de rojo a azul, el color rojo indica áreas con posibles ocurrencias metálicas y azul áreas estériles.*

8.3.4 RELACIÓN DE ANOMALÍAS GEOFÍSICAS Y GEOQUÍMICAS

En el área de estudio se han realizado varias campañas de geofísica, en la que destacan una campaña de gravimetría aérea (Fig. 8.17A) (Falcon, técnica exclusiva de BHPBilliton, 2001 en Ríos, 2004). En cuanto a las anomalías geofísicas es indudable que esta técnica constituye un método indirecto muy importante en la exploración de depósitos metálicos, pero la interpretación del geofísico debe estar íntimamente ligada con la interpretación de datos geoquímicos y geológicos.

En la figura 8.17A, los depósitos metálicos conocidos hasta la actualidad como: Tambogrande (TG1, TG3 y B5), responden muy bien como altos gravimétricos, a diferencia de las ocurrencias metálicas de menor dimensión, que responden a medios hasta bajos gravimétricos, es posible que esté influenciado por las dimensiones del área mineralizada, lo que hace difícil de detectar por la gravimetría aérea (Falcon, 2001), con una similar interpretación se realiza con las anomalías de Eu/Eu* (Fig. 8.17B), considerando valores inferiores en Eu/Eu* a 0.9 ubican zonas asociadas a un posible tipo de mineralización, de esta forma la contrastación con datos geofísicos y con observaciones en campo, la interpretación de anomalías de Eu/Eu* se considera un nuevo método en la exploración de yacimientos minerales.

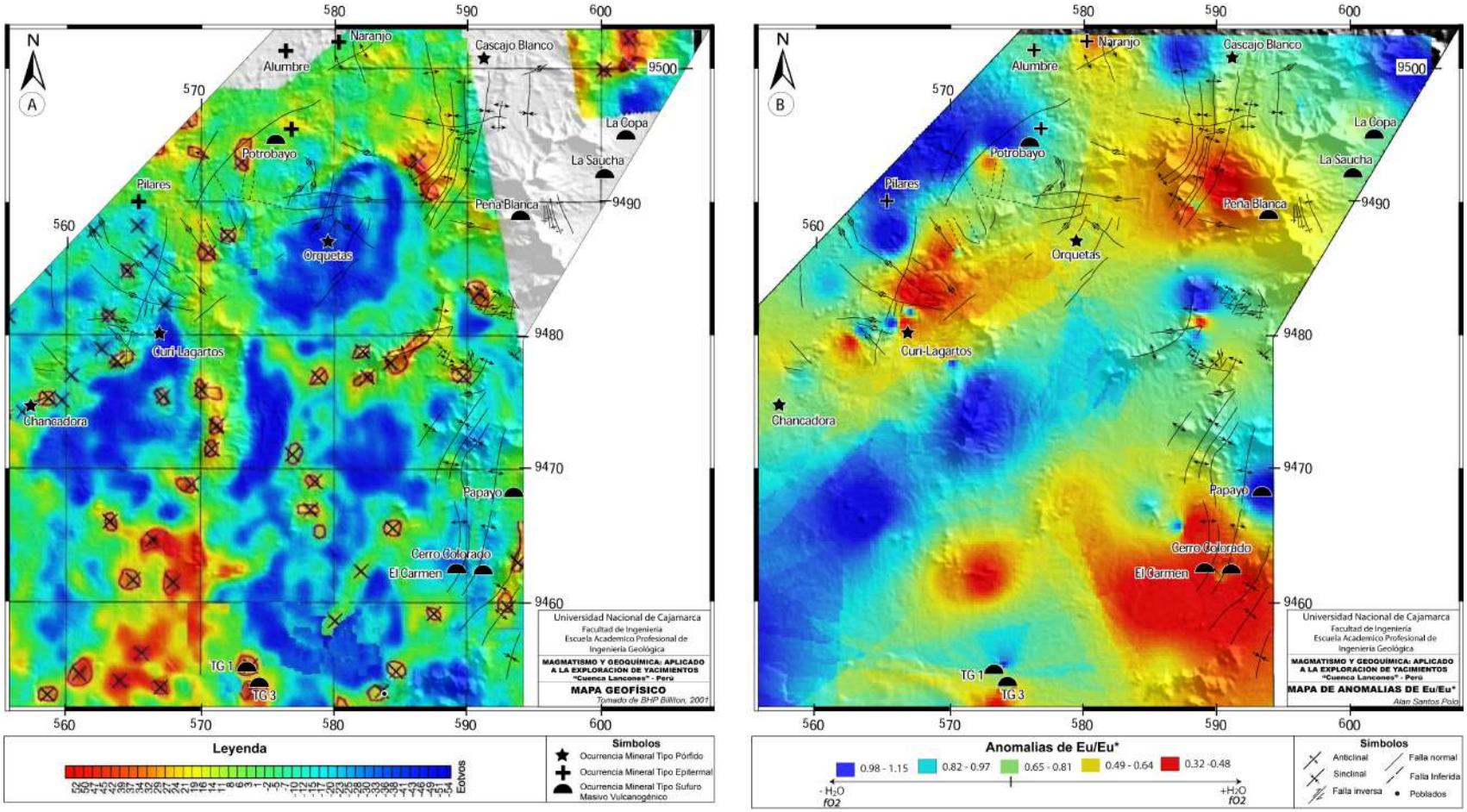


Figura 8.17. *Comparación de:* ***A)*** *Mapa aéreo-gravimétrico (tomado de BHPBilliton, 2001 en Ríos, 2004) y* ***B)*** *mapa de anomalías de Eu/Eu*. Mostrando las ocurrencias metálicas reconocidas a la actualidad y posibles áreas de exploración.*

8.4 DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA PARA ROCAS GRANÍTICAS

Los petrólogos han considerado y debatido sobre granitos desde varias perspectivas diferentes, todas con la intención de comprender el origen de estas múltiples masas de rocas (por ejemplo, Clarke, 1992; Pitcher, 1997). Los granitos lo han clasificado en relación con:

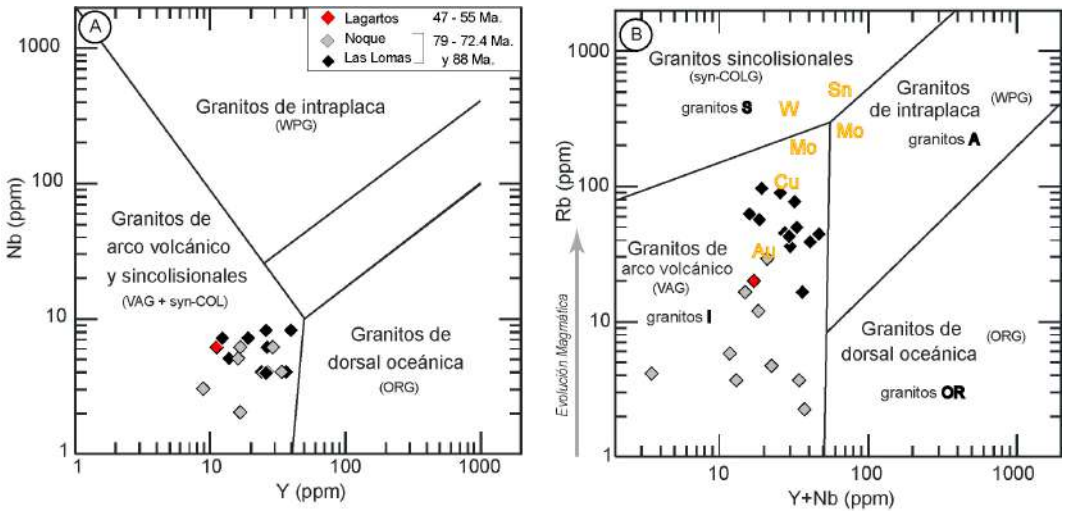
1. Tiempo de emplazamiento en relación a la deformación tectónica regional (pre-, sin-, y post-tectónica).
2. Distintos productos químicos y atributos isotópicos (por ejemplo, peralcalinos, peraluminosos y metaluminosos).
3. Composición modal (leucogranito, granito, granodiorita, y así sucesivamente).
4. Mecanismo de ascenso a través de la corteza.
5. La profundidad de cristalización final (por ejemplo, estabilizado epidota en alta P).
6. Fuente (tipo S y tipo I) y el grado de contaminación cortical.

En el presente trabajo se ha caracterizado las rocas intrusivas de acuerdo a los ambientes tectónicos conocidos con respecto a las concentraciones de elementos traza (Figs. 8.18A y 8.18B). La caracterización esta basada en que los magmas graníticos deben tener diferentes asociaciones petrogenéticas, condiciones del fundido, ascenso y diferenciación que en conjunto muestran distintas signaturas composicionales (Best, 2003).

En el diagrama de la sumatoria de Y+Nb versus la concentración de Rb (Fig. 8.18B), los intrusivos caen en el campo de granitos tipo orogénicos de arco volcánico y corresponden a granitos tipo I (Ishihara, 1981), el cual refleja la naturaleza de la fuente del magma (Blevin y Chappell, 1992).

La superunidad Las Lomas y la Unidad Lagartos presentan una asociación a las mineralizaciones de Cu-Au-Mo y Au respectivamente, con un magmatismo evolucionado, mientras que la superunidad Noque se encuentra desfasada con

bajas concentraciones de Rb. (Fig. 8.18B), lo que muestra que esta superunidad deriva de una fuente primaria.



Figuras 8.18. A) y B). *Identificación del contexto geodinámico de los granitoides estudiados según los diagramas Y vs. Nb e Y+Nb vs. Rb (Pearce et al., 1984). Leyenda Fig. 8.21A.*

8.5 MODELAMIENTO PETROGENÉTICO DE LAS ROCAS ÍGNEAS DE LA CUENCA LANCONES.

Los magmas al generarse por la fusión parcial del manto, para que posteriormente interactúe con la corteza, en este lapso de tiempo de ascenso, los magmas tienden a diferenciarse o asimilar corteza antes de su emplazamiento final en la corteza superior.

El porcentaje de fusión parcial del manto está influenciado por la relación de elementos compatibles e incompatibles en el magma inicial, de acuerdo a este principio, se considera que las rocas volcánicas que han sido sometidas a un mínimo grado de contaminación de corteza son aquellas que estrechamente representan las características geoquímicas de su magma parental.

Algunas rocas de la Formación San Lorenzo son las que presentan una mínima contaminación. Por lo tanto estas rocas se pueden utilizar para modelar el origen del magma mantélico y los posibles procesos posteriores de cristalización fraccionada.

La modelización de elementos traza presentes en este trabajo consta en modelar la generación del magma parental, dado por la fusión de una fuente de un manto máfico.

8.5.1 GENERACIÓN PRIMITIVA / FUNDIDO PARENTAL MÁFICO

Para el balance de masas se ha utilizado la composición de una lava basáltica de la Formación San Lorenzo (SU-2 2 53.1-ver anexos) que tiene el más bajo porcentaje en peso de SiO_2 (49.97 %wt) y la abundancia total de REEs, así también con baja concentración en Sm/Yb (0.7) y La/Yb (0.6), esta muestra representa una fuente primitiva y la composición parental para los magmas de la cuenca Lancones.

Los coeficientes de concentración (D) para líquidos basálticos y andesíticos son tomados de Rollinson (1993).

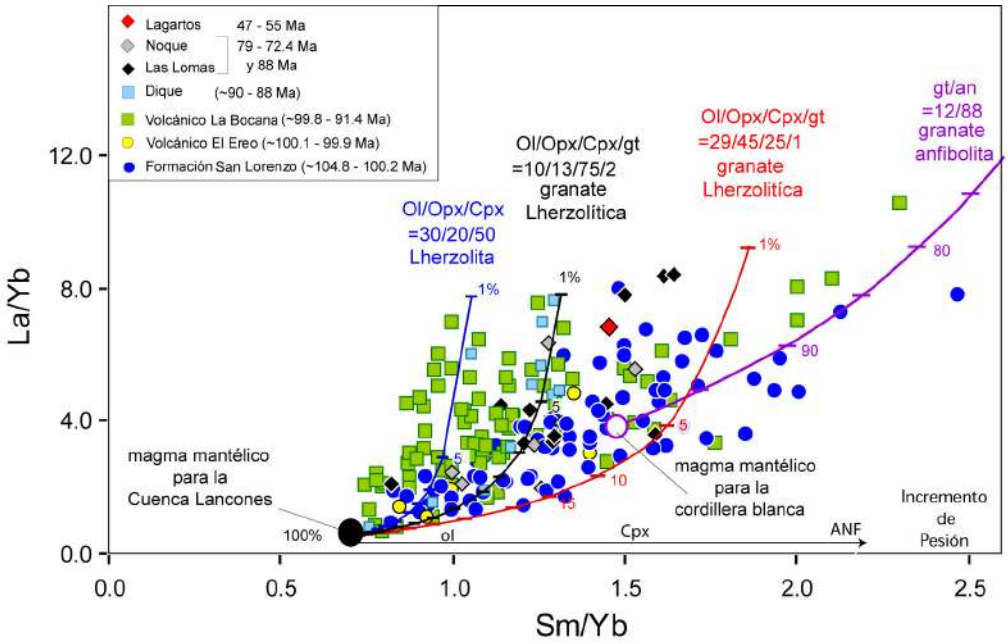


Figura 8.19. *Modelo petrogenético para los magmas de la cuenca Lancones. La relación de Sm/Yb versus La/Yb diagrama que muestra los campos para las secuencias volcánicas de la cuenca Lancones, los números en las curvas representan el grado de fusión de los magmas en comparación con el modelo para los magmas de la cordillera blanca (curva morada: tomada de Navarro & Mamani 2010); Ol-olivino, Opx-ortopiroxeno, Cpx-clinopiroxeno, gt-granate.*

a) Magmatismo Albiano superior (105 – 100 Ma) – Formación San Lorenzo.

La variación mínima en el perfil de los elementos de tierras raras es una lava basáltica pertenece a la secuencia volcánica más antigua (~104 Ma) y se interpreta como la roca más primitiva y por ende menos contaminada de las demás rocas máficas.

El balance de la fusión parcial para el Albiano superior muestra que fusionaron un manto lherzolítico (Fig. 8.20A), que en composición residual, compuesto de granate lherzolítica (1% gt) residuo (29% Ol + 45% Opx + 25% Cpx) (curva roja, Fig. 8.19). Cálculos de fusión parcial sugieren que el vulcanismo del Albiano fue fuertemente influenciado por la presencia de piroxeno y olivino dominado por lavas basálticas.

b) Magmatismo en el Cenomaniano – Turoniano inferior (99 – 91 Ma)-volcánicos El Ereo y La Bocana

Registrado por un vulcanismo bimodal de ambiente marino de baja profundidad, debido a la presencia de rocas basálticas con predominancia de rocas andesíticas-riolíticas que tienen patrones de REEs levemente empinadas, debido a una interacción con la corteza. Modelando a partir de la muestra anteriormente descrita, estos magmas fusionaron un manto lherzolítico (Fig. 8.20B), que en composiciones residuales de su modo de evolución se consideran, lherzolita (0% gt) residuo (30% Ol + 20% Opx + 50% Cpx) (curva azul, Fig. 8.19)

c) Magmatismo en el Coniaciano - Campaniano e Ypresiano (88 – 72 y 55-47 Ma) - Unidades intrusivas

En este evento magmático final, dentro de la cuenca Lancones, se muestra que el protolito que fusionaron es un manto lherzolítico (Fig. 8.20C), que en composición residual, compuesto de granate lherzolítica (2% gt) residuo (10% Ol + 13% Opx + 75% Cpx) (curva negra, Fig. 8.19), la presencia de granate hace suponer que en esta edad geológica, se ha producido un leve incremento en el espesor de la corteza.

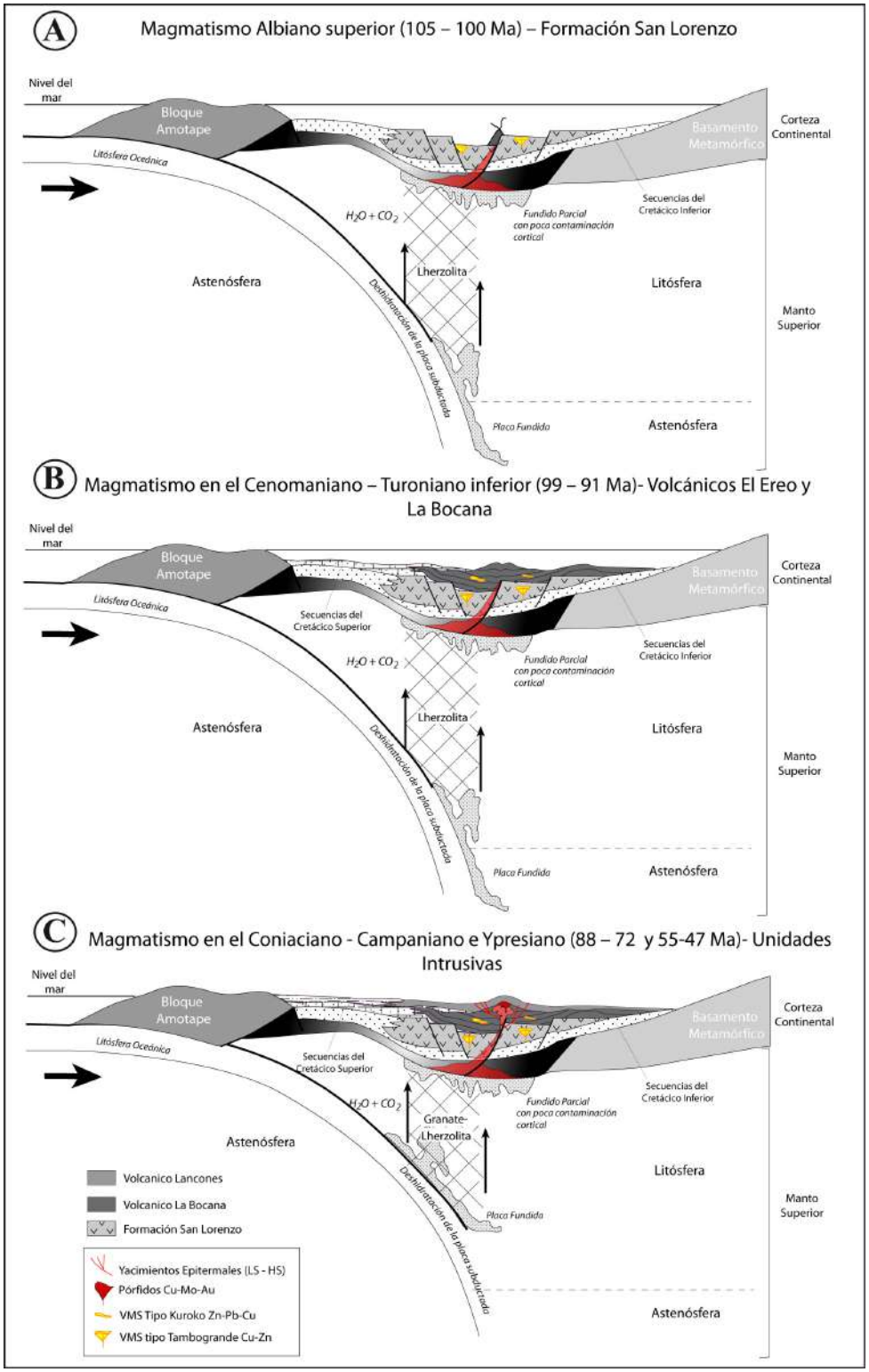


Figura 8.20. A) *Los magmas del Albiano superior son caracterizados por la mineralogía residual de olivino y piroxeno, en la que se produce la mineralización del los VMS tipo Tambogrande.* ***B)*** *Magmatismo del Cenomaniano-Turoniano inferior por debajo de una corteza delgada que se asocia a depósitos VMS de tipo Kuroko.* ***C)*** *Magmatismo del Cretáceo superior - Paleógeno en una corteza ligeramente engrosada que se asocia a depósitos porfiríticos.*

CAPÍTULO IX

GEOLOGÍA ECONÓMICA

9.1 INTRODUCCIÓN

En la cuenca Lancones se han identificado diversos tipos de depósitos metálicos asociados a diferentes eventos magmáticos a través del tiempo (Fig. 9.1). Tal es el caso de sulfuro masivo vulcanogénicos (VMS) asociados al vulcanismo submarino de edad Cretáceo, así como, sistemas hidrotermales de pórfidos de Cu-Mo y vetas epitermales de Au – Ag, asociados a intrusiones, con alteración y mineralización de edad Cretáceo superior – Paleógeno (Fig. 9.2).

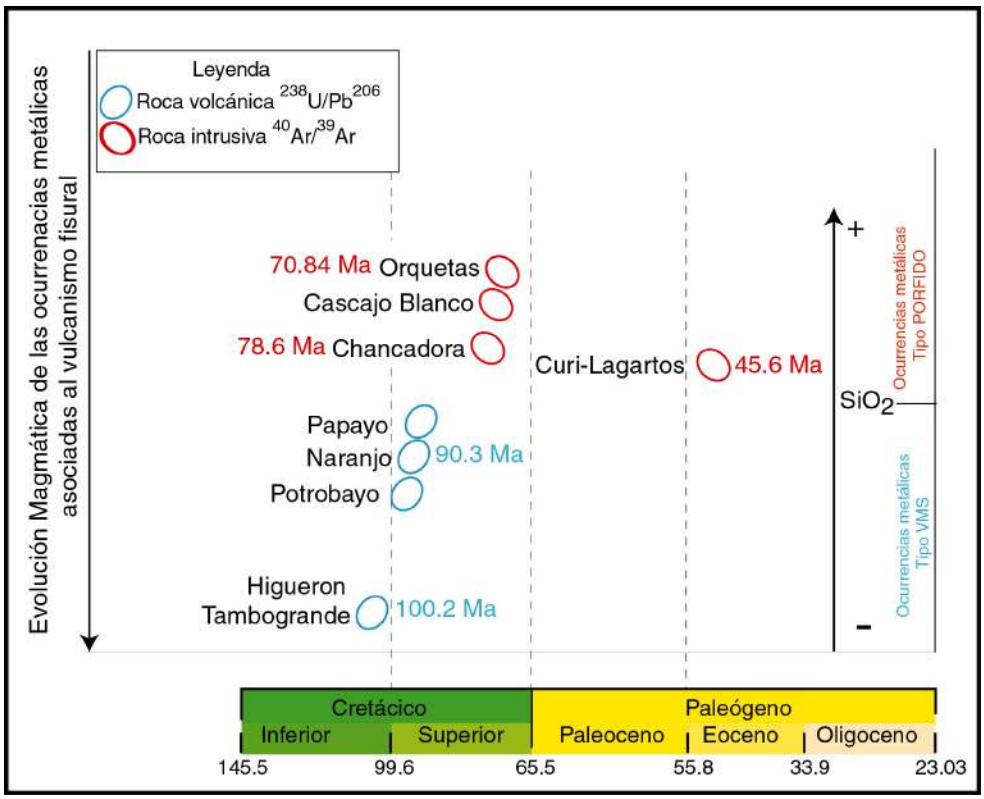


Figura 9.1. *Evolución geocronológica de los eventos magmáticos relacionados a la mineralización.*

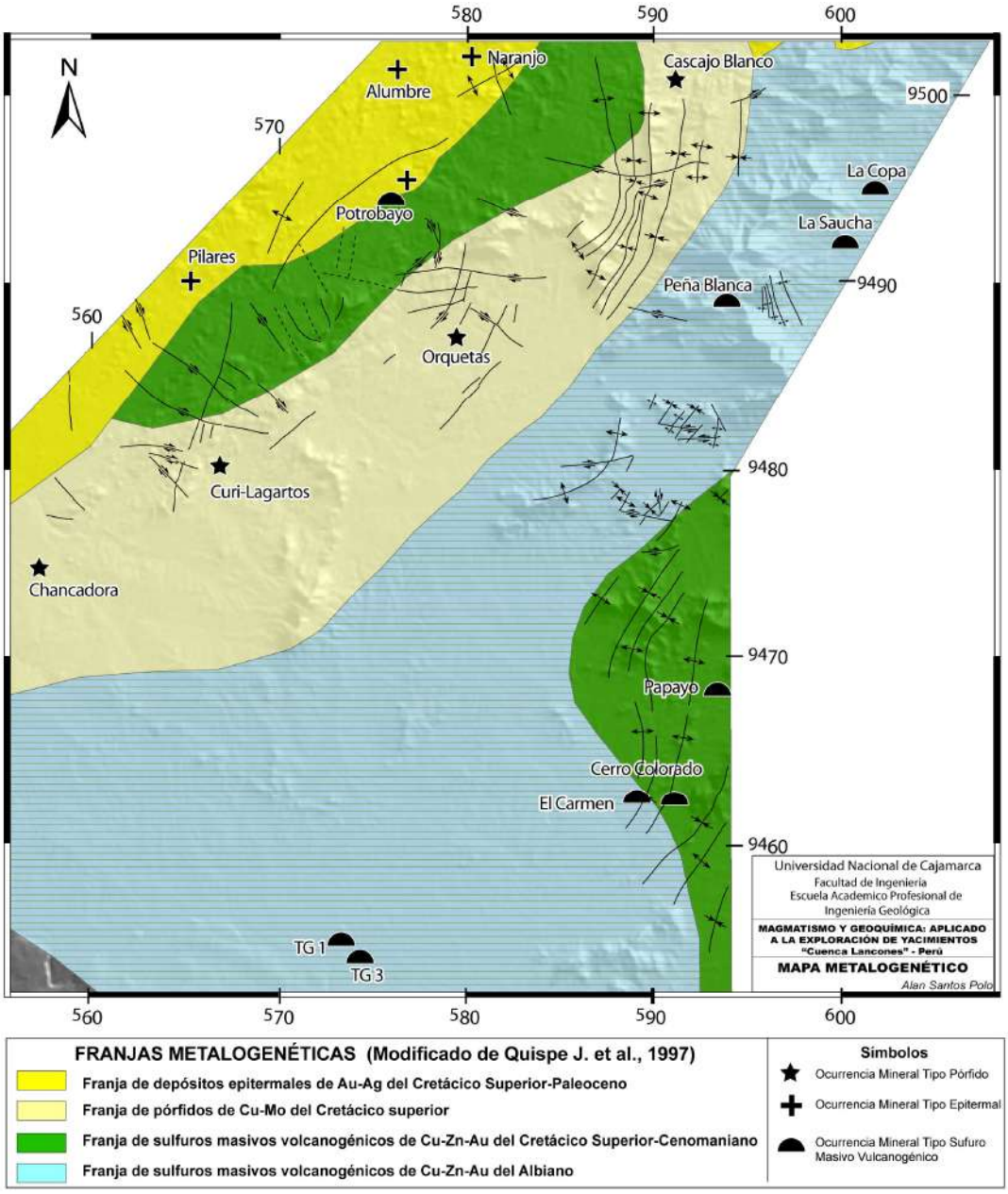


Figura 9.2. *Mapa metalogenético de la cuenca Lancones, mostrando las principales ocurrencias metálicas.*

9.2 FRANJA DE SULFUROS MASIVOS VULCANOGÉNICOS DE Cu-Zn-Au DEL ALBIANO.

La provincia de sulfuros masivos vulcanogénicos de Cu-Zn-Au, se extiende en el límite Sur del área de estudio, con una orientación NE-SO (Fig. 9.2). El yacimiento de Tambogrande (TG1, TG2, B5) es el principal ejemplo de un cuerpo mineralizado del tipo VMS, mientras que los demás prospectos (la Saucha, la Copa, el Carmen y Peña Blanca) todavía se encuentran en estudio.

9.2.1 TAMBOGRANDE (TG1, TG2, B5)

Tambogrande, con su único afloramiento silícico ferruginoso, fue considerado como un depósito de Fe de reemplazamiento hidrotermal. Por otro lado se calificó como un depósito volcánico exhalativo submarino del tipo Kuroko (Injoque, 1978 y Tumialán, 2003), luego como un VMS de tipo chipre (Injoque & Aranda, 2005), y finalmente definido como un VMS de mineralizaciones tipo Tambogrande (Cu-Zn) con el contenido de Au y Ag más alto que otros tipos de VMS (Tegart *et al.,* 2000, Ríos, 2004; Winter *et al.,* 2004 y Winter, 2008).

Geología

Conformada por un ensamble bimodal de secuencias basálticas y dacíticas (Fig. 9.3). La mineralización (Cu-Zn), se encuentra controlada por un complejo de lavas y domos de composiciones dacíticas, que se asocian a rocas máficas a intermedias (Winter *et al.,* 2004) con afinidad toleítica e influencia mantélica, formada dentro de un ambiente distensivo, (Ríos, 2004).

TG1: presenta superficialmente baritina con altas leyes de Au y sílice ferruginosa exhalativa.

TG3: compuesto por múltiples lentes de sulfuros y domos de composición dacítica dentro de un cuerpo basáltico, emplazado en un graben secundario.

B5: descubierto recientemente y se ubica a 12 km al sur de TG1.

Winter *et al.,* (2004) realiza una reconstrucción del ambiente de los sulfuros masivos en los depósitos TG1 y TG3 (Fig. 9.3).

I. Se inicia con una secuencia basáltica, seguido de la fase dacítica temprana, crecimiento del domo y actividad hidrotermal.
II. Colapso del domo, avalancha de *debris*, graben en flor e inicio de la formación del sulfuro masivo.
III. Vulcanismo dacítico tardío con subsidencia de la cuenca.
IV. Continúa la depositación de los sulfuros masivos.

V. Vulcanismo basáltico y cese de la depositación de rocas volcanoclásticas.

VI. Finalmente cese de la depositación de sulfuros, intrusión riolítica tardía, vulcanismo basáltico y andesítico tardío.

VII. Resedimentación terminal.

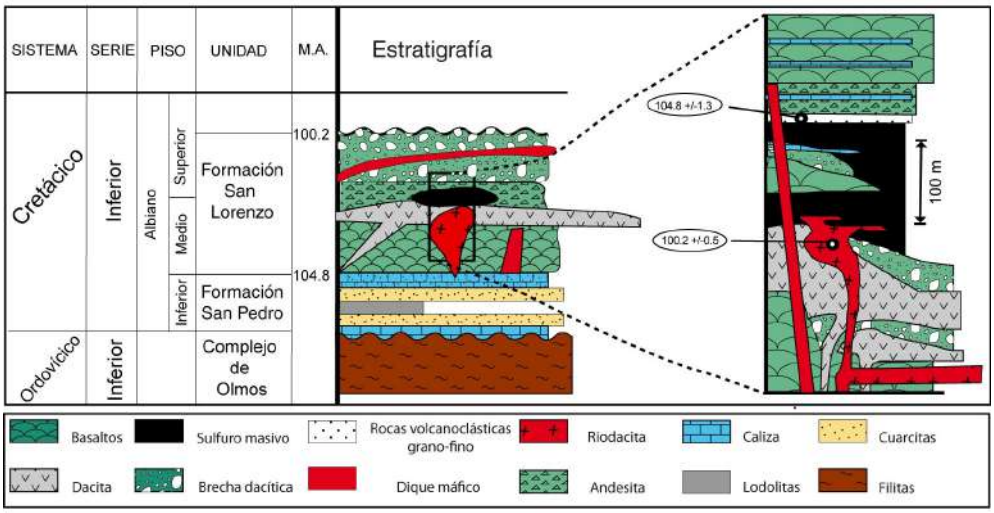


Figura 9.3. *Columna estratigráfica de la Formación San Lorenzo del Albiano superior y ubicación del yacimiento de Tambogrande. (Tomada de Winter et al., 2004)*

Control Estructural

Los rasgos estructurales de la cuenca Lancones fue afectada por la tectónica Andina, de tal forma que el marco estructural está controlado por la geometría de las cuencas Meso-cenozoicas (Valdivia & Torres, 1995). Se detectan tres sistemas de fallamientos principales, con orientaciones NO-SE, NE-SO y E-O, no es posible una mayor interpretación debido a que, gran parte del área mineralizada se encuentra cubierto por depósitos cuaternarios.

Alteración

Tegart *et al.* (2000) indica que el piso inferior (*footwall*) del depósito TG1 se encuentra conformada en gran parte por dacita alterada en todas las partes de cuarzo-sericita. La intensidad de la alteración (cuarzo-pirita), se encuentra generalmente más avanzada en las cercanías de la zona de *stockwork*, zonas donde la textura original es comúnmente borrada. El reporte de la zona del piso inferior muestra silicificación masiva.

La alteración es causada por la depletación del Na de los feldespatos en las rocas dacíticas de la roca caja piso. Asímismo los procesos hidrotermales de piritización y silicificación están indicando que se trata de una exhalación de fluidos finales de un evento de diferenciación magmática. Por otro lado, la variación del Ba indica que el magma se va acidizando (Valdivia & Torres, 1995).

En sección delgada esta roca muestra remanentes volcánicos, texturas con fenocristales y fragmentos líticos en masas de granos muy finos de sericita, plagioclasa, cuarzo, ± clorita. El reporte de la dacita, ubicada debajo de la parte central de la pila de sulfuros, presenta escasos cristales de clorita negra a verde oscura. Esto sugiere que el Fe es rico en clorita, esporádicamente distribuida en las inmediaciones de la caja piso en los sulfuros y es probable relacionarlo a las soluciones hidrotermales.

La periferia de los depósitos de sulfuros, muestran una alteración cuarzo-sericita que es sobreimpresa por esporádicas alteraciones cloríticas. Esto es probable en cloritas ricas en magnesio, comúnmente ocurren como bordes alrededor de fragmentos de brecha y probablemente formadas como el resultado del contacto con el agua del mar.

La alteración en rocas de la caja piso en el depósito TG1 es más intensa debajo de las gruesas capas de sulfuros. La alteración de la caja piso en el área del depósito TG3 es idéntica a la del depósito TG1. El último tamaño y distribución de las zonas de alteración en TG3 no es conocido, pero se da en una dirección NE y excede a 800m de ancho.

Mineralización

El cuerpo mineralizado de Tambogrande se encuentra clásicamente zonado, conformado por un núcleo de pirita masiva con diseminación de covelita, digenita, calcocina, galena y accesoriamente esfalerita, en la parte superior presenta baritina y óxidos de Fe. Existen concentraciones en bandas irregulares de calcopirita y esfalerita-galena.

En la actualidad se ha calculado las leyes medias de los tres depósitos de sulfuros masivos ubicados en Tambogrande. TG1, TG3 y B5 (TG1: 64 Mt @ 1.7% Cu, 1.4% Zn, 0.79 g/t Au y 31 g/t Ag. TG3: 110 Mt @ 0.7% Cu, 1% Zn, 0.7 g/t Au y 19 g/t Ag. B5: 142 m de perforación muestra 2% Cu, 3.5% Zn, 1 g/t Au y 56 g/t Ag; (Tegard *et al.,* 2000).

Ambiente Geotectónico

La mineralización se encuentra depositada en pequeñas cuencas de bordes abruptos, en el fondo oceánico (Winter *et al.,* 2004) dentro de un posible graben estructural o un *rift* de apertura de corteza oceánica (Fig. 9.4), entre los bloques continentales de Olmos y Amotapes (Ríos, 2004).

La depositación de sulfuros se concentró en la zona más profunda de la cuenca, y fue acompañada por fallamientos sinvolcánicos y por erupciones episódicas de dacitas y basaltos. Los flujos hidrotermales circularon por medio de las fallas que depositaron la mineralización en depresiones que funcionaron como trampas eficientes para la precipitación de dichos sulfuros.

El piso del depósito es de lavas basálticas de estructura almohadillada con brechas autoclásticas. Los ambientes mineralizados están dominados por flujos dacíticos y asociaciones de brechas, y los nidos de cuerpos de sulfuros masivos ocurren en fallas sinvolcánicas y a lo largo de domos dacíticos.

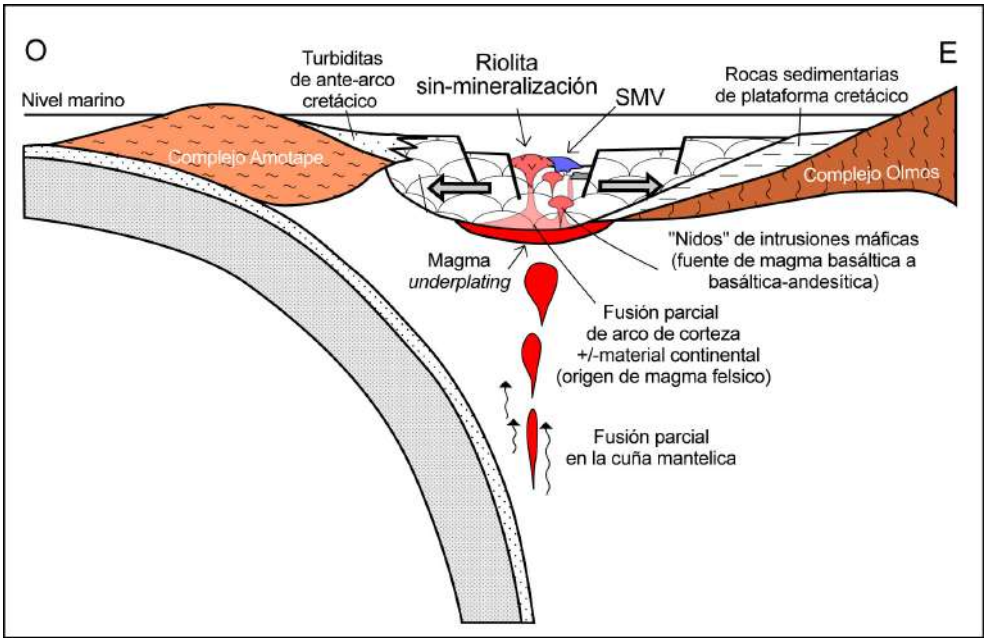


Figura 9.4. *Modelo geotectónico para la formación de la cuenca Lancones entre 105 y 100 Ma, periodo en el cual se originan los depósitos tipo VMS como Tambogrande. (Tomado de Winter, 2008).*

9.3 FRANJA DE SULFUROS MASIVOS VULCANOGÉNICOS DE Cu-Zn-Au DEL CRETÁCEO SUPERIOR-CENOMANIANO.

Los depósitos VMS se encuentran hospedados en el volcánico La Bocana, entre los principales prospectos se tiene a El Papayo, Cerro Colorado, Potrobayo, entre otros.

9.3.1 OCURRENCIA METÁLICA EL PAPAYO

El prospecto se encuentra ubicado a 4 km al sur del centro poblado de Carrizalillo, el cual se encuentra emplazado en la secuencia medio - superior del volcánico La Bocana.

Geología

Compuesta por rocas piroclásticas tufáceas (Fotos 9.1A y 9.1B) y lavas de composición andesítica a riolítica que se intercalan con areniscas volcánicas, intruídas esporádicamente por pequeños cuerpos subvolcánicos y diques de composición andesítica y basáltica (Fig. 9.5). Los niveles superiores de esta secuencia, tienen una clara relación con ambientes exhalativo – sedimentarios, que varían en profundidad a un ambiente volcánico lávico.

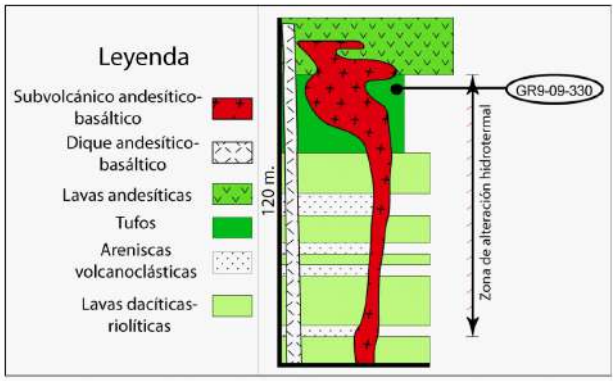


Figura 9.5. *Secuencia litológica de los miembros medio y superior del volcánico La Bocana, en la que se alberga la ocurrencia metálica el Papayo. Ubicación de la muestra estudiada (GR9-09-330) dentro de la secuencia. Características geológicas tomadas de sondajes (BISA, 1997).*

Control Estructural

Presenta lineamientos principales NE-SO, fallas normales longitudinales pliegues simétricos, así como también fallas normales transversales a los dos sistemas de fallas, los que controlan el emplazamiento de diques andesíticos. Asimismo se infiere que este sistema de fallas han permitido el transporte y circulación de los fluidos mineralizantes, lo que se asume como el principal control en la mineralización de esta ocurrencia metálica, debido a que el análisis geoquímico de estas rocas presenta altos valores en la anomalía de Eu/Eu* (Fig. 8.15) descartando que la mineralización este controlada por las características de la fuente magmática.

Alteración

En sección delgada (Foto 9.1C) esta roca volcánica presenta una textura tufácea. Se compone por fragmentos líticos subángulosos y subredondeados con tamaños menores a 8mm, de naturaleza ígnea?. Conjuntamente presenta fragmentos de feldespatos de forma sub angulosa a redondeada de tamaños menores a 3.5 mm, los que se encuentran alterados por arcillas, inclusiones de opacos y con cristales de sílice en sus bordes; que se encuentran englobados en una matriz vítrea parcialmente desvitrificada a arcillas, agregado de granos de cuarzo de origen secundario, cloritas y arcillas. Además muestra fracturas rellenas por minerales de Cu (carbonatos y/o silicatos), óxidos de Fe y opacos de forma anhedral a redondeados con tamaños menores a 0.5 mm, algunos se encuentran oxidados; los que también se presentan diseminados.

Asimismo muestra finas venillas irregulares subparalelas de espesores menores de 0.7 mm rellenas por carbonatos y silicatos? de Cu y opacos los cuales se presentan en parte con impregnación de óxidos de Fe, que también se presentan en las paredes de dichas fracturas.

El analizador de mineral portátil infrarrojo (PIMA), identificó un ensamble mineralógico de alteración de clorita (CLOs) – esmectita (sm), con predominancia de clorita, asociado a una alteración hidrotermal propilítica débil, además de una argilización moderada local con presencia de esmectita.

Mineralización

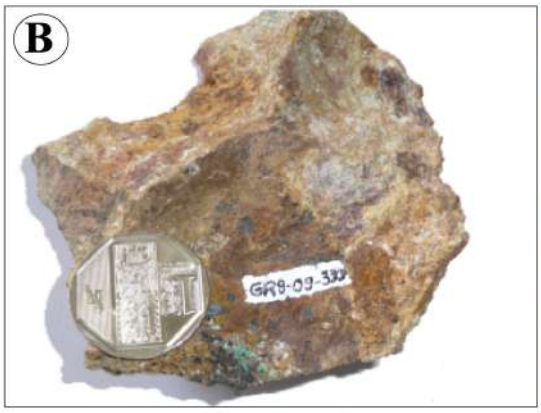
En sección pulida (Foto 9.1D), presenta cristales euhedrales a subhedrales de pirita con tamaños menores de 0.07 mm, se encuentran diseminados en la ganga, así como inclusiones y relictos en hematita y limolitas las cuales la reemplazan. La calcopirita se encuentra en forma subhedral y tamaño promedio de 0.02 mm, muestra inclusiones de pirita y esfalerita. Se observa también galena incluidos en la ganga. La digenita se encuentra reemplazando a la calcopirita a sus bordes a modo de corona. Se observa un grano de electrum con tamaño de 0.01 mm en intersticios de la ganga. Todos estos minerales se encuentran como traza excepto la hematita (1%) y limonita (5%).

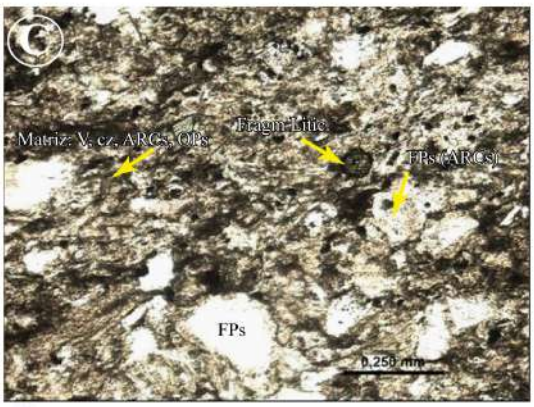
El resultado del análisis mineralógico por difracción de rayos "X" arroja que la muestra, está conformada por dos minerales principales (tabla 9.1) baritina y clorita, similares a los reportes en Tambogrande, es decir con alto contenido de SO_4Ba (>80%) cerca a la superficie (Serrano, 2003).

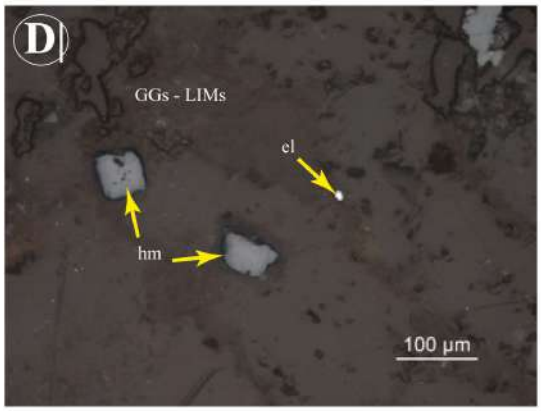
Tabla 9.1. *Reporte de resultados de análisis mineralógico por difracción de rayos "X"*

N°	Mineral	Fórmula	%
01	Baritina	$BaSO_4$	79.21
02	Clorita	$(Mg,Al)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$	20.79

Muestra GR9-09-330 (Foto 9.1B). Para análisis, se utilizó un tubo de Cu en un difractómetro SHIMADZU modelo XRD-6000, con energía de 40 Kv 30 mA.







Parámetro	Descripción
Asociación mineral	Ba (79%); CLOs y sulfuros.
Altearción	Ensamble mineralógico de CLOs y esmectita (sm), asociado a una alteración propilítica débil, además de una argilización moderada.
Asociación y textura de sulfuros	Diseminados en trazas de Py, Es, Cpy, Ga y Di además de el (Au-Ag)

Fotos 9.1. A) *Nivel de Gossan en rocas tufáceas, se aprecia una superficie muy oxidada, asociada a malaquita, también se observa hematita, calcita y magnetita.* ***B)*** *El tufo presenta minerales principalmente de baritina y clorita.* ***C)*** *Fotografía en N //s: Tufo cristalolítico. Compuesta por fragmentos líticos, cristales de baritina y feldespato. Muestra cristales de sílice en sus bordes y fracturas rellenas por minerales de Cu (carbonatos y silicatos).* ***D)*** *Fotografía en N //s: Ocurren moldes de cristales alterados por hematita (hm) y grano de electrum (el) en ganga parcialmente impregnada por limonitas (GGs-LIMs).*

9.4 FRANJA DE PÓRFIDOS DE Cu-Mo DEL CRETÁCEO SUPERIOR - PALEÓGENO.

En la cuenca Lancones se ubican ocurrencias metálicas tipo pórfido de Cu-Mo con emplazamiento de intrusivos, alteración y mineralización de edad Cretáceo superior - Paleógeno. Las ocurrencias metálicas tipo pórfidos regionalmente forman el denominado cinturón magmático hidrotermal (Fig. 9.2) de orientación N40E (Ríos, 2004), controlado por fallas NE-SO.

La composición de los indicios porfiríticos varían de granito a cuarzo-diorita, la mayoría de ellos se formaron en el Cretáceo superior, como los indicios: Chancadora, Orquetas y Cascajo Blanco. Otros se formaron durante el Paleógeno-Eoceno como por ejemplo Curi-Lagartos.

9.4.1 OCURRENCIA METÁLICA CHANCADORA

Se encuentra ubicado al Sur del Reservorio de Poechos, aproximadamente a 12 km. La ocurrencia metálica Chancadora datado en 78.60 ±1.9 Ma (Winter, 2008), esta conformada por un granito rojo fuertemente tectonizado y cizallamiento en orientación NO-SE y cuyas fracturas se encuentran rellenos de limonita y esporádicamente con carbonatos de cobre (Foto 9.2A), cuyos análisis geoquímicos muestran anomalías bajas en Cu y Mo (Ríos, 2004).

Petrografía

En muestra de mano (Foto 9.2B) y sección delgada (Foto 9.2C), el *stock* granítico presenta textura porfirítica constituido por fenocristales de plagioclasa euhedrales y subhedrales maclados y algunos zonados; los fenocristales de feldespato potásico con formas subhedrales y tamaños hasta de 3 mm. El cuarzo primario se presenta con formas euhedrales, subhedrales y tamaños menores de 0.26 mm constituyendo la matriz, junto a las plagioclasas y feldespatos. El cuarzo secundario se encuentra en agregados anhedrales con tamaño promedio de 0.70 mm y bordes recristalizados, principalmente se ubica rellenando gruesas vetillas tipo A – A', formando una geometría reticular (*stockwork*). Además la biotita se muestra como relictos en moldes de fenocristales, así mismo se presentan microcristales en la matriz. Los minerales opacos ocurren diseminados con formas euhedrales y subhedrales con tamaños menores de 0.14 mm.

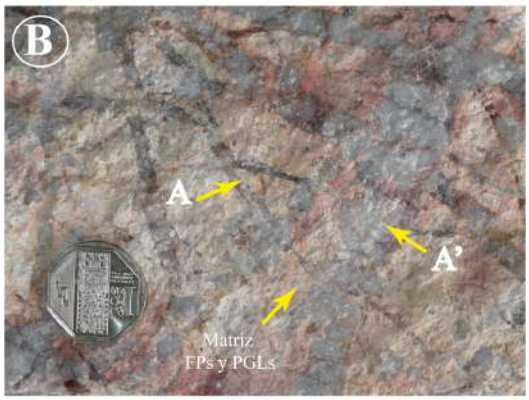
Alteración

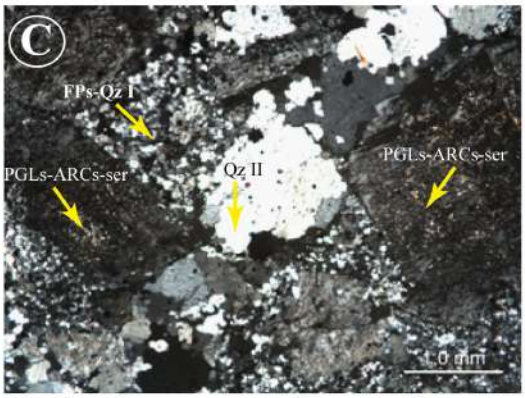
En sección delgada (Foto 9.2C), se observa que las plagioclasas y los feldespatos se encuentran alterados por arcillas y óxidos de Fe en agregados micro a criptocristalinos. Los moldes de fenocristales de biotita, alterado por cloritas fibrosas y óxidos de Fe a través de su clivaje y en cortas fracturas.

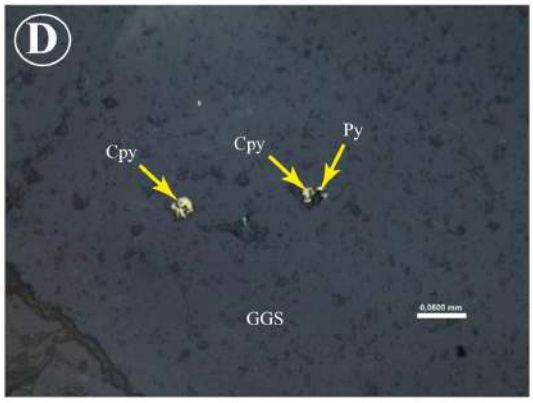
El analizador mineral portátil infrarrojo (PIMA), ayudó en la identificación de la asociación mineralógica de la alteración hidrotermal, obteniendo de esta manera: predominancia de cuarzo (Qz) y abundante kaolín (kao) en variedad halloisita (hall), este ensamble define una alteración argílica y/o oxidación incipiente.

Mineralización

En sección pulida (Foto 9.2D), el *stock* presenta pirita, ocurre como cristales subhedrales con tamaños menores de 0.075mm, y se halla incluido en la matriz. Asimismo se observa seudomorfos de goetita – limonitas, los que se presentan en agregados, posiblemente éstas hayan alterado totalmente a los sulfuros de Fe, ocurren rellenando intersticios y fracturas de la roca, así también se localizan impregnados en la matriz. La calcopirita se encuentra en forma euhedral con tamaños menores de 0.04mm incluidos en la ganga. La covelita se encuentra como traza reemplazando parcialmente a la pirita.







Parámetro	Descripción
Asociación mineral	Qz (50-90%); FPs; PGLs; OFe y sulfuros.
Halo de alteración	Principalmente Qz recristalizado con FPs alrededor de la V.
Estilo estructural	Orientación reticulada, discontinua, segmentada, delgadas 0.2 -1 cm. Presenta vetillas tempranas (A) y tardias (A').
Asociación y textura de sulfuros	Diseminados de Py, Cpy, trazas de Cv.
Paragénesis y asociación	Temprana, generalmente limitada al intrusivo.

Fotos 9.2. A) *Muestra la zona de alteración argílica, con ensamble cuarzo-halloisita (Qz-hall).* ***B)*** *Presenta venillas tipo A (tempranas) y A' (//), ambas rellenas de cuarzo secundario (Qz II).* ***C)*** *Fotografía en NXs: fenocristales de plagioclasas alteradas a arcillas-sericita (PGLs-ARCs-ser) en matriz feldespato-cuárcica (FPs-QzI). Se observa vetillas tipo A.* ***D)*** *Fotografía en N//s: Granos de pirita (Py), y calcopirita (Cpy) dispersos en la ganga (GGs). Cv: covelita.*

CONTRASTACIÓN DE LA HIPÓTESIS Y DISCUSIONES DE RESULTADOS

En consecuencia la hipótesis planteada en este estudio es verificada, debido a que los perfiles de tierras raras, diagramas de cocientes (Sr/Y y Sm/Yb) y anomalías geoquímicas (Eu/Eu*), realmente permiten encontrar ocurrencias minerales tipo sulfuros masivos vulcanogénicos, pórfidos y epitermales, ya que evidencian variaciones geoquímicas del magma al interactuar con los fluidos hidrotermales, dentro de las rocas volcánicas e intrusivas (Fig. 8.17B).

- ✓ Los elementos indican que las rocas estudiadas se encuentran en un rango de composición básica a ácida en una serie subalcalina con bajo a medio contenido de potasio. Para la generación de las rocas volcánicas máficas, fusión parcial de manto depletado con influencia de fluidos derivados del "slab", este es el principal proceso aceptado en arcos volcánicos donde se forman basaltos de la serie magmática toleítica y calcoalcalina (Stern, 2002).

- ✓ En base a sus bajas concentraciones de Nb, Ta y Th las rocas de la cuenca Lancones derivan de fuentes mantélicas y se asemejan a magmas relacionados a basaltos de cuencas de trasarco (Stern, 2002). Por otro lado las variaciones en las concentraciones de Zr, Nb, Rb y elementos de tierras raras sugieren que estos magmas han interactuado con corteza continental, esto es más resaltante con el origen de rocas evolucionadas. Asimismo los valores bajos obtenidos en las relaciones La/Yb, Sm/Yb, Sr/Y, La/Sm y Dy/Yb (Fig. 8.12) para todas las secuencias volcánicas, es debido al enriquecimiento de tierras raras pesadas, lo que estaría relacionado por la escasez y/o ausencia de granate en la fase residual del fundido, esto se atribuye a condiciones de menor presión.

- ✓ Los granitoides son del tipo I y están relacionados a magmas calcoalcalinos formados quizás en un contexto de trasarco. En base a las bajas concentraciones de elementos de tierras raras sugiere que los granitoides son juveniles (con poca o casi nula contaminación cortical). La superunidad Las Lomas y la Unidad Lagartos están constituidos por rocas fértiles que están relacionados a ocurrencias de Cu-Mo y Au, ejemplos de esta relación son los depósitos de Lagartos, Chancadora, Cascajo Blanco y Orquetas. Por otra parte, los intrusivos que corresponden a la superunidad

Noque son los menos diferenciados (gabros) y el emplazamiento de estos cuerpos tiene una dirección NE-SO, estas características son típicas de magmas emplazados a lo largo de fallas corticales, por lo tanto, este tipo de rocas pueden ser guía para delinear las fallas corticales ya que en la zona de estudio no es fácil cartografiar estructuras debido a que la cuenca esta rellenada por sedimentos cuaternarios.

- ✓ La fusión parcial del magmatismo es cercana al 100 % y la contaminación cortical del magma, es inferida a partir de la presencia de zircones heredados, deducida por las dataciones realizadas por Winter (2008) en rocas de la secuencia volcánica La Bocana y que han registrado edades del basamento (~542 Ma.) y por presentar rocas basálticas hasta félsicas, siendo características propias de marcos convergentes con componente extensional, es así que el magma aprovecha zonas de debilidad "fallas profundas" en las que no cuentan con tiempo y espacio para diferenciarse y tienden a altas concentraciones en Fe, Mg y Ti. Por lo tanto, la cuenca Lancones se tuvo que haber desarrollado en una corteza relativamente delgada y/o a través de una falla cortical. Según Benavides (1999) la margen Oeste peruana durante el Cretáceo fue mucho más delgada que la actual.

- ✓ Recientemente Spiking et al. (2010) y Bellido et al. (2009) proponen que entre el Bloque Amotapes y Bloque Olmos se tenía una sutura cortical y ésta se debilitó durante el Cretáceo inferior, esta sutura preexistente habría permitido la formación de un "rift" continental. A comparación de un margen de composición uniforme, un margen continental compuesto por bloques podría facilitar la formación de suturas corticales en las zonas de contacto de bloques. Los datos de geoquímica y datos de geología de la cuenca Lancones sugieren un régimen convergente extensional como responsable para el desarrollo de una cuenca de trasarco en el noroeste del Perú.

CONCLUSIONES

- ✓ La caracterización petrográfica de las rocas de la Formación San Lorenzo y del volcánico El Ereo, muestra que se encuentran dominados por minerales de origen metamórfico (actinolita y/o epídota), lo que evidencia que la cuenca Lancones ha estado sometida a diferentes condiciones de presión y temperatura durante la evolución de la misma.

- ✓ Los fluidos hidrotermales mineralizantes, han afectado la mineralogía de las unidades magmáticas, esto se manifiesta por la presencia de texturas asociadas a una fase fluida exsuelta en el sistema magmático (textura amígdalar).

- ✓ Los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) presentan anomalías negativas de Eu/Eu* (0.32 - 0.9), debido a que se encuentran albergados en rocas evolucionadas (intermedias - ácidas), lo que sugiere que provienen de magmas de asimilación somera "magmas fríos" con alto contenido de agua, lo que habría favorecido a la fugacidad de oxigeno.

- ✓ Las rocas estériles son principalmente las más primitivas (básicas) que provienen de magmas asimilados a mayor profundidad "magmas calientes", es decir se encuentran sometidos a factores de alta presión y temperatura, por lo tanto estos reducen el contenido de agua comagmática y menor fugacidad de oxigeno en el sistema.

- ✓ La cuenca Lancones se desarrolló dentro de un marco tectónico extensional durante el Cretáceo inferior, produciendo la separación de los bloques de Amotape y Olmos. La zona de transición entre estos dos bloques se caracteriza por la presencia de rocas máficas y félsicas, lo que sugiere un sistema complejo de rocas ígneas con múltiple adición de magma durante la evolución del sistema magmático. Esto habría favorecido térmicamente y sísmicamente, a desarrollar un marco tectónico favorable para la circulación hidrotermal continua y la formación de depósitos tipo sulfuro masivo vulcanogénico (VMS).

- ✓ El cambio entre el régimen tectónico extensional a un compresivo favoreció para el emplazamiento de sistemas porfiríticos, esto habría ocurrido a comienzos del Cretáceo superior, edad en la cuál se ha producido un leve engrosamiento cortical.

RECOMENDACIONES

- ✓ Se recomienda desarrollar mapeos geológicos al detalle donde afloran rocas con firma geoquímica relacionada a la mineralización de depósitos VMS, se han localizado en las zonas de: Pueblo Nuevo, cerros Loma Pelada, Carneros, Zapayal, Chungas y al norte del cerro San Lorenzo, entre otros (Fig. 8.19), poniendo énfasis en las estructuras, alteraciones y mineralizaciones de las áreas seleccionada.

- ✓ Durante el muestreo sistemático de las secuencias volcánicas y/o unidades ígneas se deben seleccionar de preferencia rocas frescas, en caso de no encontrar solo se tendría que analizar por elementos traza, debido a que estos en su mayoría son insolubles en fluidos acuosos. Si se trata de muestrear depósitos piroclásticos, se debe tener presente que solo se debe extraer la pómez, de esta manera se pondrá obtener un buen análisis geoquímico.

- ✓ Se recomienda verificar los análisis geoquímicos al momento de ser recabados del laboratorio, una forma sencilla de confirmar si el análisis está bien elaborado o es considerado como aceptable, es realizando la suma de todos los óxidos mayores, incluyendo el H_2O, esta sumatoria debe oscilar entre 98.8 – 100.8 % en peso total.

BIBLIOGRAFÍA

Arculus, R.J. (2003). Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. J. Petrol. 44 (5), 929–935.

Barrett, T.J. & MacLean, W.H. (1999). Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulphide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, Volume 8. 101-131.

Bellido, F., Valverde, P., Jaimes, F., Carlotto, V. y Díaz-Martínez E. (2009). Datación y caracterización geoquímica de los granitoides peralumínicos de los cerros de Amotape y de los Macizos de Illescas y Paita (Noroeste de Perú). Sociedad Geológica del Perú. Boletín, n. 103, 197-213.

Benavides, V. (1999). Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the Andean cycle. en Skinner, Brian J., ed., Geology and ore deposits of the Central Andes. Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists, 1999, pp. 61-107 Society of Economic Geologists. Special Publication, n. 7

Best, M. (2003). Igneous and Metamorphic Petrology. Blackwell Science Ltd. 758 p.

BISA. (1997, inédito). Prospecto el Papayo, informe técnico, 10 p.

Blevin, P.L. & Chappel, B.W. (1992). The role of magma sources, oxidation states, and fractionation in determining the granite metallogeny of Eastern Australia: Transactions of the Royal Society of Edimbourgh: Earth Sciences, V. 83, 305-316.

Bureau de Recherches Geologiques et Minieres (BRGM). (1980). Informe de pre-factibilidad del Proyecto Minero Tambogrande (departamento de Piura). Informe interno.

Burnham, C. W. (1979). Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In: Barnes, H.L. (Editor), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Holt, Rinehart and Winston Inc. 34-76.

Caldas, J. & Farfán, C. (1997). Tectonismo, magmatismo y sedimentación en la cuenca Lancones. Resúmenes extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 249-253.

Caldas, J.; Palacios, O.; Pecho y Vela, Ch. (1980). Geología de los Cuadrángulos de Bayóvar, Sechura, La Redonda, Punta la Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas y Mórrope. INGEMMET, boletín N 32.

Camus, F. (2003). Geología de los Sistemas Porfiríticos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Santiago de Chile. 267 p.

Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa L., Mamani M., Díaz-Martínez, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S. y Cueva, E. (2009). Dominios Geotectónicos y Metalogénesis del Perú. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, n. 103, 1-89.

Clarke, D.B. (1992). Granitoid rocks. New York, Chapman and Hall.

Hedenquist, J. W. and Lowenstern, J. B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, V. 370. 519-526.

Injoque, J. & Aranda, A. (2005). Metalogenia de la Costa Peruana–Visión Actualizada. Volum. Jubilar SGP nº 6.Lima. 149-166.

Injoque, J. (1999). Distribución de Yacimientos de Sulfuros Masivos (VMS) y de Cobre Tipo Manto (CuTM) en el Arco Volcánico Cretácico de los Andes peruanos y sudamericanos. Seminario, Metalogenia y Exploración de Yacimientos Polimetálicos. 221-244.

Injoque, J., Ríos, A., Martínez, J., Serrano, M., Torres, J. & Vargas, Ch. (2000). Geología de los Volcánicos del Cretáceo Medio, Cuenca Lancones, Tambo Grande – Las Lomas, Piura. Resúmenes extendidos, X Congreso Peruano de Geología, 231.

Injoque, J. (1978). Estudio de la génesis del yacimiento de Tambogrande. Tesis, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima.

Ishihara, S. (1981). The granitoid series and mineralization. Economic Geology 75th Anniversary Volumme. 458 – 484.

Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A., Philip, J., Bulot, L. G. & Robert, E. (1998). Revisión estratigráfica del Cretáceo superior del noroeste peruano y suroeste ecuatoriano. Datos preliminares, consecuencias tectónicas. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, t. 88, 101-115.

Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A. & Bulot, L. (1999). Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, vol. 12, n. 1, 51-68.

Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Diaz, M., Baby, P., Lavenu, A. & Dumon, J.F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northernmost Chile. In Tectonic Evolution of South America, Cordani U, Milani EJ, Thomas Filho A, Campos DA (eds). GSA, Boulder 481–559.

Jaimes, F., Santos, A., Navarro, J., Carlotto, V., Bellido F. y Rodríguez, I. (2010). Nueva metodología en la exploración de yacimientos tipo VMS basados en datos geológicos, geoquímicos, magnetométricos y radiométricos: ejemplo de la cuenca Lancones. Resúmenes Extendidos, XV Congreso Peruano de Geología, 551-554.

James, D. E. and Sacks, I. S. (1999). Cenozoic formation of the central Andes: A geophysical perspective. In Geology and ore deposits of the central Andes. Society of Economic Geologists, Special Publication, No. 7. 1-25.

Kay, R., Mpodozis, C. y Coira, B. (1999). Neogene Magmatism, tectonic and Mineral Deposits of the Central Andes (22° to 33°S Latitude). Special Publication N° 7, Society of Economic Geologist, Chap. 2, 27-59.

Kuno, H. (1968). Differentiation of basalt magmas. Basalts: the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Int. Sci. Publishers. John Willey and Sons. 2, 623-688.

Lang, J. R. & Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. Mineral Deposita 36, 477–489.

Le MaitreA. (1989). A Clssification of igneous Rocks and Glossary of terms. Blackwell, Oxford, 208 p.

Macfarlane, A.W. (1999). Isotopic studies of the northern Andean crustal evolution and ore metal sources. In: Skinner, B.J., ed. Geology and ore deposits of the Central Andes. Soc. Economic Geologists, Littleton, CO, Special Publication 7, 195-217.

Mamani, M., Worner, G. y Sempere, T. (2009). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing cristal thickening and magma generation through time space. Geological Society of America Bulletin, Vol. 122, 162-182.

Maniar, P.D. y Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101, 635-643.

McDonough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E., Hofmann, A.W. (1992). Potassium, rubidium and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth: Geochim. Cosmochim Acta, v. 56, 1001-1012.

Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci. 274 (4), 321–355.

Miyashiro, A. (1978): Nature of alcalic volcanic rock series. Contribution of Mineral Petrol. Berlin, Heidelberg, New Cork. Bd. 66. 91-104

Montano, H. (2010). Caracterización geoquímica de magmas y su relación con la formación de yacimientos en el norte del Perú. Resúmenes Extendidos, XV Congreso Peruano de Geología. 575-578

Mourier, T., Laj, C., Megard, F., Roperch, P., Mitouard, P. & Farfán, C. (1988) - An accreted continental terrane in northwestern Peru. Earth and Planetary Science Letters, vol. 88, 1988. 182-192.

Navarro, P. & Mamani. M. (2009). Geocronología, Geoquímica y Estratigrafía Volcánica del Cenozoico (Grupo Calipuy) en Otuzco y Huamachuco, Norte del Perú. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, n. 103, 233-243.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindale, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol, 25, 956–983.

Pitcher, Wallace Spencer; Atherton, Michael P.; Cobbing, Edwin John; Beckinsale, Robert D. (1985). The chemical variation and evolution of the super units of the segmented coastal batholith. New York: John Wiley & Sons. 208-227.

Pitcher, W. S. (1997). The nature and origin of granite. New York, Chapman and Hall.

Quispe, J., Carlotto, V., Macharé, J. & Chirif, H. (2007). Nuevo mapa metalogenético del Perú. Reporte Interno, Inst. Geol. Min. Met., Lima, 6 p.

Rabia, O. (2008). Curso de Metalogénesis. Programa Internacional de Perfeccionamiento en Metalogénesis, BS Grupo, Lima, 262 p.

Reyes, L. & Caldas, J. (1987). Geología de los cuadrángulos de Las Playas (9-c), La Tinta (9-d), Las Lomas (10-c), Ayabaca (10-d), San Antonio (10-e), Chulucanas (11-c), Morropon (11-d), Huancabamba (11-e), Olmos (12-d), Pomahuaca (12-e). Instituto Geologico Minero y Metalúrgico del Perú. 83 p.

Richards, J. P. (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. Economic Geology, Vol. 98, 1515–1533.

Rickwood, P. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: Lithos, v. 22, 247-263.

Ríos, A. (2004). Estudio del Metalotecto Lancones y su Potencial por Yacimientos Volcanogénicos de Sulfuros Masivos (VMS) (Piura – Perú). Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid, 224 p.

Rollinson, H. R. (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation. Longman Scientific & Technical, New Yokr, 352 p.

Serrano, M. (2003). Estudio Geológico – Minero de la hoja de Río Seco (10c-II) (Escala: 1:50, 000). Tesis, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima. 94 p.

Shannon, R. D. (1976). Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. Acta Cryst. A. 32. 751–767.

Spikings R., Crowhurst P., Winkler W. & Villagomez D. (2010). Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. Journal of South American Earth Sciences 30. 121-133

Stern, R. (2002). Subduction zones. Geosciences Department University of Texas at Dallas. 42 p.

Tegart, P., Allen, G. y Carstensen, A. (2000). Regional setting, Stratigraphy, Alteration and Mineralization of the Tambo Grande VMS District, Piura Department, Northern Peru. Manhattan Minerals Corporation, Vancouver, British Columbia, Canada, 375-405.

Tumialán, P. H. (2003). Compendio de Yacimientos Minerales del Perú, Bol. Nº 10.Seria B. Ingemmet. Lima.

Valdivia, J. & Torres, A. (1995). Evolución Estratigráfica – Estructural en Relación con la Ocurrencia de Mineralización Volcanogénica en la Cuenca de Lancones – Piura.

Winter, L., Tosdal, R., Franklin, M., and Tegart, P. (2004). A reconstructed Cretaceous depositional setting for giant volcanogenic massive sulfide deposits at Tambogrande, northwestern Peru. Special Publication N° 11, Society of Economic Geologists. 319-340.

Winter, L. (2008). The genesis of 'giant' Cu-Zn-Au-Ag volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits at Tambogrande, Perú: Age, tectonic setting, paleomorpholgy, lithogeochemistry and radiogenic isotopes: Unpublished Ph.D. thesis, The University of British Columbia, 292 p.

Winter, L., Tosdal, M., Mortensen, K. and Franklin, M. (2009). Volcanic Stratigraphy and Geochronology of the Cretaceous Lancones Basin, Northwestern Peru: Position and Timing of Giant VMS Deposits. Society of Economic Geologists, vol., 105. 713-142.

Wood, D. A., Joron, J. L. and Treuil, M. (1979). A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings: Earth and Planetary Science Letters, 45. 326-336.

ANEXOS