Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera,
Metalúrgica y Geográfica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

Estudio geológico, geoquímico y de signaturas de teledetección del prospecto La Española 2007, y su posible conexión con un depósito tipo IOCG, Perú

TESIS

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo

AUTOR

John Franklin CERRON SARCCO

ASESOR

Pedro Antonio OLIVARES BALLENA

Lima, Perú

2026



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Cerron, J. (2026). *Estudio geológico, geoquímico y de signaturas de teledetección del prospecto La Española 2007, y su posible conexión con un depósito tipo IOCG, Perú*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Escuela Profesional de Ingeniería Geológica]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

Metadatos complementarios

Datos de autor	
Nombres y apellidos	John Franklin Cerron Sarcco
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	70105335
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0003-1640-3800
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	Pedro Antonio Olivares Ballena
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	06085689
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0002-8369-265X
Datos del jurado	
Presidente del jurado	
Nombres y apellidos	MSc. José Andres Yparraguirre Calderón
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	10293400
Miembro del jurado 1	
Nombres y apellidos	Mg. Félix Abraham Cornelio Orbegoso
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	42652078
Miembro del jurado 2	
Nombres y apellidos	Mg. Juan Manuel Elescano Yupanqui
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	08633003

Datos de investigación	
Línea de investigación	C.0.1.11. Recursos Mineros
Grupo de investigación	No aplica
Agencia de financiamiento	No aplica
Ubicación geográfica de la investigación	País: Perú Departamento: Lima Provincia: Cañete Distrito: Coayllo Centro poblado: Santa Rosa de Cata Latitud: -12.641243 Longitud: -76.397027
Año o rango de años en que se realizó la investigación	Marzo 2022 - Diciembre 2024
URL de disciplinas OCDE	Geología https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.06 Geoquímica, Geofísica https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04 Geociencias, Multidisciplinar https://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.01

Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO

En el salón de Grados y Títulos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, el miércoles 18 de marzo del año 2026 siendo las 03:00 pm, en presencia de los señores docentes designados como miembros de Jurado Calificador:

Msc. José Andres Yparraguirre Calderón	(Presidente de Jurado)
Mag. Felix Abraham Cornelio Orbegoso	(Miembro de Jurado)
Mag. Juan Manuel Elescano Yupanqui	(Miembro de Jurado)

Reunidos para el acto académico público de colación de la Tesis del Bach. **JOHN FRANKLIN CERRON SARCCO,** quien sustentará la Tesis titulada: «**ESTUDIO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y DE SIGNATURAS DE TELEDETECCIÓN DEL PROSPECTO LA ESPAÑOLA 2007, Y SU POSIBLE CONEXIÓN CON UN DEPÓSITO TIPO IOCG, PERÚ»,** su asesor el docente **PEDRO ANTONIO OLIVARES BALLENA,** para la obtención del Título Profesional de Ingeniero Geólogo.

Los miembros del Jurado, escuchada la sustentación respectiva, plantearon al graduando las observaciones pertinentes, que fueron absueltas:

A SATISFACCIÓN DEL JURADO

El Jurado procedió a la calificación, cuyo resultado fue:

DIECISEIS (16)

Habiendo sido aprobada la sustentación de Tesis por el Jurado Calificador, el presidente recomienda que la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, proponga se le otorgue el **TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO** al Bach**. JOHN FRANKLIN CERRON SARCCO**

Siendo las 16:50 horas se dio por concluido el acto académico, expidiéndose cinco (05) actas originales de la Sustentación de la Tesis.

Lima, 18 de marzo del 2026

MSC. JOSÉ ANDRES YPARRAGUIRRE CALDERÓN
PRESIDENTE DE JURADO

MAG. FELIX ABRAHAM CORNELIO ORBEGOSO
MIEMBRO DE JURADO

MAG. JUAN MANUEL ELESCANO YUPANQUI
MIEMBRO DE JURADO

ING. PEDRO ANTONIO OLIVARES BALLENA
MIEMBRO ASESOR

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
Universidad del Perú, Decana de América

Anexo 1
CERTIFICADO DE SIMILITUD

Yo, **PEDRO ANTONIO OLIVARES BALLENA** en mi condición de asesor acreditado con el Dictamen de la EP N° 000846-2025-D-FIGMMG de la tesis, cuyo título es "**ESTUDIO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y DE SIGNATURAS DE TELEDETECCIÓN DEL PROSPECTO LA ESPAÑOLA 2007, Y SU POSIBLE CONEXIÓN CON UN DEPÓSITO TIPO IOCG, PERÚ",** presentado por el bachiller **JOHN FRANKLIN CERRON SARCCO** para optar el Título Profesional en **INGENIERO GEÓLOGO**.

,
CERTIFICO que se ha cumplido con lo establecido en la Directiva de Originalidad y de Similitud de Trabajos Académicos, de Investigación y Producción Intelectual. Según la revisión, análisis y evaluación mediante la plataforma PIDS, el documento evaluado cuenta con el 7% de similitud, nivel PERMITIDO para continuar con los trámites correspondientes y para su **publicación en el repositorio institucional.**

Se emite el presente certificado en cumplimiento de lo establecido en las normas vigentes, como uno de los requisitos para la obtención del Título Profesional en **INGENIERO GEÓLOGO**.

Lima, 02 de marzo del 2026

Firma del Asesor
Ing. PEDRO ANTONIO OLIVARES BALLENA
DNI: 06085689

* Según corresponda: bachiller, magíster, doctor; título profesional o título de segunda especialidad

La vigencia del presente certificado corresponde a un período de noventa (90) días desde la fecha de su emisión; siempre que no haya observaciones en el texto durante el proceso de revisión por el jurado informante o surja alguna contingencia.

DEDICATORIA

A la memoria de Jarek Jesús J. Barrios Cerron (2014 – 2016), a quien extrañaré eternamente.
“Tu luz sigue iluminando mi camino, y tu presencia perdurará en mi corazón."

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, en particular a los docentes de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica – Unidad de Pregrado, por las enseñanzas que han sido esenciales en mi formación.

Expreso mi gratitud al Ing. Pedro Antonio Olivares Ballena, mi asesor de tesis, por sus orientaciones y comentarios. También agradezco al Dr. Jesús Alberto Torres Guerra por su valiosa guía y apoyo durante la redacción de la tesis.

Reconozco el respaldo de Müller Jesús y de los propietarios de la Compañía Minera La Victoria de Catas por facilitar mi investigación en la Concesión La Española 2007 y ofrecerme apoyo logístico en el trabajo de campo.

Agradezco a mi esposa Valeria y mi hija Annie por su apoyo constante, así como a mis padres, Susana y John, y a mi hermana Susan, por su motivación.

Finalmente, valoro la colaboración de Yerac Rodríguez y Miller Fernández durante las jornadas de campo y las conversaciones que enriquecieron esta investigación.

INDICE GENERAL

DEDICATORIA 2
AGRADECIMIENTOS 3
INDICE GENERAL 4
LISTA DE TABLAS 7
LISTA DE FIGURAS 7
RESUMEN 13
ABSTRACT 14
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN 15
1.1. SITUACIÓN PROBLEMÁTICA 15
1.2. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA 15
1.3. JUSTIFICACIÓN 16
1.4. OBJETIVOS 16
1.4.1. Objetivos Generales 16
1.4.2. Objetivos Específicos 16
1.5. HIPÓTESIS Y VARIABLES 17
1.5.1. Hipótesis 17
1.5.2. Identificación de Variables 17
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO 18
2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN 18
2.1.1. Antecedentes Internacionales 18
2.1.2. Antecedentes Sudamericanos y Nacionales 19
2.2. BASES TEÓRICAS 24
2.2.1. Enfoque de depósito mineral 24
2.2.1.1. Depósito tipo IOCG 24
2.2.1.2. Depósito tipo Epitermal de Baja e Intermedia Sulfuración 26
2.2.1.3. Enfoque de sistema mineral 29
2.2.2. Técnicas de exploración mineral metálica 30
2.2.2.1. Teledetección aplicada a exploración mineral 31
2.2.2.2. Cartografiado geológico aplicado a exploración mineral 33
2.2.2.3. Geoquímica aplicada a exploración mineral 34
2.2.2.3.1. Litogeoquímica aplicada a exploración mineral 36

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA 37
3.1. TIPO Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN 37
3.2. UNIDAD DE ANÁLISIS 37
3.3. POBLACIÓN DE ESTUDIO 37
3.4. MUESTRA 37
3.5. TÉCNICA DE RECOPILACIÓN DE DATOS 37
3.6. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN 38
CAPÍTULO 4: GENERALIDADES 39
4.1. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO 39
4.2. ACCESIBILIDAD 39
4.3. CATASTRO MINERO 40
4.4. GEOMORFOLOGÍA 41
4.4.1. Fisiografía 41
4.4.2. Clima 41
4.5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL 42
4.5.1. Estratigrafía 42
4.5.1.1. Mesozoico 42
4.5.1.2. Cenozoico 44
4.5.2. Rocas plutónicas y subvolcánicas 44
4.5.2.1. Batolito de la Costa 45
4.5.2.2. Diques y Stocks menores 46
4.5.2.3. Magmatismo 46
4.5.3. Ambiente tectono-estructural de los Andes Centrales del Perú 47
4.6. METALOGENIA 52
4.6.1. Metalogenia de la Franja de depósitos tipo IOCG del Cretáceo Inferior 52
4.6.1.1. Mina Raúl-Condestable 52
4.6.1.2. Distrito Minero Cata-Cañete 52
4.6.1.3. Prospecto Lunahuana 52
4.6.1.4. Otras ocurrencias minerales metálicas 53
CAPÍTULO 5: RESULTADOS 54
5.1. GEOLOGÍA LOCAL 54
5.1.1. Características Geológicas 54
5.1.1.1. Litologías y estructuras 54

5.1.1.2. Alteraciones Hidrotermales 60
5.1.1.3. Mineralización Hipógena y Supérgena 65
5.1.1.4. Vetas y Vetillas 69
5.2. FIRMAS GEOQUÍMICAS 74
5.2.1. Geoquímica de elementos económicos 74
5.2.1.1. Análisis exploratorio de datos 74
5.2.1.2. Estadística paramétrica 74
5.2.1.3. Estadística no paramétrica 84
5.2.1.4. Interpolación geoestadística 85
5.2.1.5. Zonación geoquímica polimetálica 92
5.2.2. Litogeoquímica 93
5.2.2.1. Litogeoquímica de rocas intrusivas y subvolcánicas 94
5.2.2.1.1. Diagramas de clasificación litológica 94
5.2.2.1.2. Diagramas de clasificación de serie magmática 95
5.2.2.1.3. Diagrama de saturación de alúmina 96
5.2.2.1.4. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico 97
5.2.2.1.6. Diagrama de cocientes 101
5.2.2.1.7. Diagrama de alteraciones hidrotermales 111
5.2.2.2. Litogeoquímica de estructuras mineralizadas/zonas de alteración hidrotermal 112
5.2.2.2.1. Diagrama spider 113
5.2.2.2.1.1. Diagrama de tierras raras 113
5.2.2.2.1.2. Diagrama spider de elementos traza 114
5.2.2.2.2. Diagramas de cocientes 115
5.2.2.2.3. Diagrama de alteraciones hidrotermales 118
5.2.2.3. Síntesis del análisis litogeoquímico 119
5.3. SIGNATURAS DE TELEDETECCIÓN 122
5.3.1. Combinación de bandas 122
5.3.2. Índices de bandas SWIR 122
5.3.3. Ratios de bandas 122
5.3.4. Algebra de bandas 122
5.3.5. SAM (Spectral Angle Mapper) 122
CAPITULO 6: INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS 132

CONCLUSIONES 140
RECOMENDACIONES 141
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 141
ANEXOS 152

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Métodos geoquímicos involucrados en algunos descubrimientos de cobre en Chile, Argentina, Perú y Ecuador, 1968 al presente (Kelley et al., 2010). 34
Tabla 2. Elementos reportados con sus límites de detección, datos censurados y tipo de censura (Fuente de datos: autor) 74
Tabla 3. Datos de estadística paramétrica y tipo de distribución para los 6 elementos reportados (Fuente: autor). 76
Tabla 4. Correlación de Spearman para los 6 elementos (Fuente: autor). 83
Tabla 5. Datos de estadística no paramétrica para los 6 elementos según el tipo de estructura o zona de alteración hidrotermal (Fuente: autor). 84
Tabla 6. Parámetros del variograma experimental (Fuente: autor). 85
Tabla 7. Parámetros del variograma teórico modelado (Fuente: autor) 85
Tabla 8. Métodos para el procesamiento de imágenes ASTER. Recopilación de Ninomiya (2004), Rowan & Mars (2003), Rowan et al. (2003) y Mars & Rowan (2006). 123
Tabla 9. Resultados geoquímicos para las muestras analizadas en laboratorio de INGEMMET. 152
Tabla 10. Resultados geoquímicos para las muestras de roca en laboratorio Bureau Veritas. 153
Tabla 11. Resultados geoquímicos para las muestras de vetas y zonas de alteración hidrotermal en laboratorio Bureau Veritas. 154

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. Ubicación de las mayores provincias y depósitos tipo IOCG, comparado a las provincias y depósitos tipo Óxido de Hierro-Apatito (IOA) y Pórfidos Cu-Au-Mo. Modificado de Zhu (2016) y Skirrow (2022). 19
Fig. 2. Ubicación de los principales depósitos tipo IOCG ricos en Cu, en hierro y tipo Manto respecto a depósitos tipo Pórfido Cu y VMS cretácicos entre Perú y Chile, y posición de los arcos magmáticos, cuencas y de la franja principal de depósitos tipo IOCG del Jurásico-Cretácico en los Andes Centrales. Modificado de Sillitoe (2003) y Chen et al. (2013). 21
Fig. 3. Ubicación de los principales prospecto y minas tipo IOCG e IOA, respecto a depósitos tipo IRGD, Pórfido Cu y VMS cretácicos. Modificado de Wauschkuhn & Thum (1982). 23
Fig. 4. Ilustración esquemática de trayectorias de flujo y características hidrotermales para los modelos alternativos de depósitos IOCG. Sombreado en las flechas indican la precipitación de cuarzo pronosticada (vetas) para diferentes caminos en diferentes rocas saturadas de cuarzo que proporcionan una indicación útil de primer orden de la trayectoria. Modificado de Barton & Johnson (2004) 24
Fig. 5. A) Modelo esquemático de depósitos tipo IOCG en los Andes Centrales entre Perú-Chile presentando diferentes estilos de mineralización, modificado de Sillitoe (2003), B) Sección

idealizada de una veta tipo IOCG en los Andes Centrales entre Perú-Chile mostrando zonación ascendente, modificado de Sillitoe (2003) C) Diagrama de discriminación de depósitos tipo IOCG, mostrando la relación Au/Cu vs (Co + Ni + 10*Bi + 10*Se + 50*Te)/(U + La), con elementos en ppm. Los subtipos de IOCG y otros depósitos enumerados en la leyenda se basan en determinados independientemente subdivisiones mineralógico-redox, modificado de Skirrow (2022). 26
Fig. 6. Sección esquemática que generaliza patrones de alteración en un depósito Epitermal de baja sulfuración, mostrando la forma variable con el aumento de la profundidad, y la zonación de alteración típica. Modificada de Hedenquist et al. (2000). 28
Fig. 7. Tipos de depósitos epitermales de baja e intermedia sulfuración, según su profundidad de formación relacionado al inicio del proceso de ebullición de fluidos sódico-clorurados ascendentes (Camprubi & Albison, 2006). 28
Fig. 8. Diagrama que resume la aplicación del sistema mineral de targets conceptuales, a través de diferentes escalas (McCuaig & Sherlock, 2017). 30
Fig. 9. Etapas de desarrollo de una mina, desde prospección a cierre. (Fuente: www.geovirtual2.cl). 31
Fig. 10. Diagrama que resume el uso de enfoques empíricos de targeting en todas las escalas (McCuaig & Sherlock, 2017). 31
Fig. 11. Comparación entre las bandas ASTER, Landsat 8, Sentinel-2 y WorldView-3 (Cardoso-Fernandes et al., 2020). 32
Fig. 12. Comparación de bandas espectrales ASTER y Landsat 7 y los minerales que discriminan (Fuente: INGEMMET) 32
Fig. 13. Planos de cartografiado geológico tipo Anaconda en el Pórfido Cu-Mo Ann Mason (Einaudi, 1997). 33
Fig. 14. Planos de geoquímica interpolada de cobre (ppm) y oro (ppb) en todo el Perú (data fuente: GEOCATMIN) 35
Fig. 15. Gráficos estadísticos de histograma y de probabilidad de cobre (ppm). (data fuente: GEOCATMIN). 36
Fig. 16. Diagramas litogeoquímicos aplicados a exploración de depósitos tipo Pórfidos de Cobre (Halley, 2020) 36
Fig. 17. Plano de ubicación del Prospecto La Española 2007, respecto al área estudio regional. (Fuente de datos: INGEMMET) 39
Fig. 18. Plano de catastro minero del Prospecto La Española 2007. (Fuente de datos: INGEMMET) 40
Fig. 19. Plano geomorfológico de los alrededores del área de estudio. (Fuente de datos: INGEMMET) 41
Fig. 20. A) Afloramiento de calizas en ocasiones intercaladas con lutitas de la Formación Pamplona, B) Muestra de mano de tonalita de Super Unidad Santa Rosa y C) Afloramiento de rocas volcánicas de la Formación Pucusana en una mina de baritina. Fuente: autor. 44
Fig. 21. Gráfico compuesto, Columna litoestratigráfica generalizada y magmatismo-vulcanismo de los alrededores del área de estudio. Se ubica de manera referencial la ubicación de los Arcos Magmáticos Meso-Cenozoicos del Perú. Gráfico generado a partir de información de Mamani et al. (2010). 47
Fig. 22. Plano geológico de los alrededores del área de estudio. (Fuente de datos: INGEMMET). 49

Fig. 23. Modelo de reconstrucción de las placas tectónicas globales del Cretácico (140Ma) al Neógeno (20Ma), modificado de Seton et al. (2012).....50
Fig. 24. Evolución de la dirección de convergencia de las placas oceánicas del paleo-Pacifico relativo al margen Andino desde el Cretácico (140Ma) en Chile, Perú y Ecuador. Modificado de Pilger (1984), Pardo-Casas & Molnar (1987) y Seton et al. (2012). 51
Fig. 25. Plano metalogenético de los alrededores del área de estudio. (Fuente de datos: INGEMMET).....53
Fig. 26. Fotografías de texturas y descripciones macroscópicas de las 4 rocas ígneas registradas en el área de estudio (Fuente: autor).....55
Fig. 27. Fotografías de afloramientos de la secuencia sedimentaria compuesta por intercalaciones de arenisca y lutitas, además de una vista estereográfica de la estratificación evidenciando la dirección de esfuerzos NE-SW (Fuente: autor).....56
Fig. 28. Columna estratigráfica local generalizada del área de estudio (izquierda), y más fotografías de las secuencias sedimentarias en el área de estudio (derecha). Fuente: autor. ...56
Fig. 29. Fotografía panorámica, presentando las evidencias de trabajos mineros abandonados, así como demarcando las litologías del área de estudio (Fuente: autor). 57
Fig. 30. Fotografía panorámica, presentando las secuencias sedimentarias y su cambio de buzamiento (Fuente: autor). 57
Fig. 31. Fotografía panorámica, presentando las evidencias de trabajos mineros abandonados, así como demarcando las litologías del área de estudio (Fuente: autor). 57
Fig. 32. A) Fotografía en labor minera abandona donde se observa una veta con orientación NW-SE, siendo cortada y desplazada por una falla normal con orientación NE-SW, B) Zona de falla con orientación E-W, C) Diagrama de rosas y estereograma presentando los 3 sistemas estructurales de fallas en el área de estudio, D) Fotografía panorámica donde se destaca las 2 vetas más grande (potencia de hasta 3 metros) con orientación NW-SE y la zona con mayor alteración hidrotermal con orientación NW-SE, y E) Diagrama de rosas y estereograma con los datos estructurales de las vetas en el área de estudio (Fuente: autor). 58
Fig. 33. Plano local de litologías y estructuras en el área de estudio (Fuente: autor). 59
Fig. 34. Sección AA' de litologías y estructuras en el área de estudio (Fuente: autor). 60
Fig. 35. Fotografía panorámica de la zona con mayor presencia de alteración hidrotermal acida (Fuente: autor).....61
Fig. 36. Muestras de mano destacando los minerales de alteración hidrotermal (Fuente: autor). 62
Fig. 37. A) Fotografía panorámica demarcando las zonas con alteración hidrotermal, resaltando la zona con mayor alteración hidrotermal acida, B) Afloramiento de lutitas fuertemente obliteradas a arcillas como caolinita, esmectita y posiblemente illita, C) Afloramiento de roca intrusiva con alteración de clorita, calcita y pocas arcillas, y D) Fotografía panorámica evidenciando minerales de alteración como clorita y arcillas (Fuente: autor).....63
Fig. 38. Plano local de alteraciones hidrotermales (Fuente: autor). 64
Fig. 39. Sección AA' de alteraciones hidrotermales en el área de estudio (Fuente: autor). 65
Fig. 40. A) Presencia de hematita semimasiva como parte de una veta dentro de un cateo minero, B) Parches y patinas de malaquita y crisocola en roca intrusiva, C) Crisocola masiva de una veta muestreada, D) Parches y atinas de malaquita en roca intrusiva, y E) Fotografía de las antiguas canchas minera donde se evidencia gran cantidad de malaquita, crisocola, magnetita y hematita (Fuente: autor).....66

Fig. 41. Muestras de mano destacando los minerales hipógenos y supérgenas (Fuente: autor). 67
Fig. 42. Fotografía panorámica donde se evidencia patinas de óxidos e hidróxidos de hierro dentro de toda el área de estudio (Fuente: autor). 67
Fig. 43. Plano local de mineralización hipógena/supérgena (Fuente: autor). 68
Fig. 44. Sección AA' de mineralización hipógena/supérgena en el área de estudio (Fuente: autor). 69
Fig. 45. A) Afloramiento con presencia de veta de magnetita y roca caja con patinas de malaquita, B) Afloramiento de veta de óxidos de hierro+cobre, C) Afloramiento de la veta más grande de calcita, con potencia de hasta 5 metros, D) Afloramiento de veta de calcita hojosa unidireccional, E) vetilla de baritina hojosa cortando roca intrusiva, y F) venilla de feldespato blanco+biotita secundaria±actinolita±epidota±sulfuros cortando a roca intrusiva (Fuente: autor). 71
Fig. 46. Muestras de mano de las vetas y vetillas (Fuente: autor) 72
Fig. 47. Fotografía panorámica, demarcando los sectores donde abundan los distintos tipos de vetas y vetillas (Fuente: autor). 72
Fig. 48. Plano local de vetas y vetillas (Fuente: autor). 73
Fig. 49. Plano de ubicación de muestras de elementos económicos (Fuente: autor). 75
Fig. 50. Gráficos de probabilidad para los 6 elementos, evidenciando pertenecer a la distribución Lognormal (Fuente: autor). 77
Fig. 51. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Au (Lognormal). Fuente: autor. 79
Fig. 52. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Ag (Lognormal). Fuente: autor. 79
Fig. 53. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Pb (Lognormal). Fuente: autor. 80
Fig. 54. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Zn (Lognormal). Fuente: autor. 80
Fig. 55. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Cu (Lognormal). Fuente: autor. 81
Fig. 56. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Fe (Lognormal). Fuente: autor. 81
Fig. 57. Diagramas bivariantes de Au vs Ag, Pb, Zn, Cu y Fe, presentando la fórmula de regresión, línea de regresión lineal y el coeficiente de determinación (R^2). Fuente: autor. 82
Fig. 58. Dendograma analizado para los 6 elementos (Lognormal). Fuente: autor. 83
Fig. 59. Plano geoquímico de Au (ppm). Fuente: autor. 86
Fig. 60. Plano geoquímico de Ag (ppm). Fuente: autor. 87
Fig. 61. Plano geoquímico de Cu (ppm). Fuente: autor. 88
Fig. 62. Plano geoquímico de Fe (pct). Fuente: autor. 89
Fig. 63. Plano geoquímico de Pb (ppm). Fuente: autor. 90
Fig. 64. Plano geoquímico de Zn (ppm). Fuente: autor. 91
Fig. 65. Plano geoquímico con ratio Au+Ag+Zn+Cu/Fe (Fuente: autor). 92
Fig. 66. Plano de ubicación de muestras de litogeoquímica (Fuente: autor). 93
Fig. 67. A) Diagrama TAS modificado de Cox et al. (1979), y B) Diagrama Zr/TiO2 vs Nb/Y modificado de Pearce (1996). Fuente de datos: autor. 95

Fig. 68. A) Diagrama de SiO2 vs K2O modificado de Irvine y Baragar (1971), B) Diagrama Co vs Th modificado de Hastie et al. (2007), y C) Diagrama Zr/Y vs Th/Yb modificado de Ross y Bedard (2009). Fuente de datos: autor. 96
Fig. 69. Diagrama de Al2O3/Na2O+CaO+K2O (molar) vs CaO/Na2O+K2O+CaO (molar) modificado de Barton y Young (2002). Fuente de datos: autor. 97
Fig. 70. Diagrama de Yb+Ta vs Rb modificado de Pearce et al. (1984). Fuente de datos: autor. 98
Fig. 71. Diagrama tipo spider de tierras raras normalizadas al condrito según McDonough y Sun (1995). Fuente de datos: autor. 99
Fig. 72. Diagrama tipo spider de elementos inmóviles normalizados al condrito según Sun y McDonough (1989). Fuente de datos: autor. 100
Fig. 73. Diagrama de Si02 vs (Sm/Yb)n, (La/Sm)n, La/Yb, Sr/Y, (Dy/Yb)n y Eu/Eu* modificados de Montano (2010), incluyendo muestras de roca ígneas de la base de datos de INGEMMET y datos del autor. 103
Fig. 74. A) Diagrama de Y vs Sr/Y modificado de Richards et al. (2012), B) Diagrama de Sc vs V/Sc modificado de Halley (2020), C) Diagrama de Nb/Ti vs V/Sc modificado de Halley (2016), y D) Diagrama de Nb/Ti vs Hf/Zr modificado de Halley (2016). Fuente de datos: autor. 105
Fig. 75. A) Diagrama de (Nb)n vs (Nb/Ta)n modificado de Marchena (2019) y Li et al. (2017), B) Diagrama de (Nb/Ta)n vs Th/Yb modificado de Marchena (2019), C) Diagrama de Eu/Eu* vs Sr/Ba modificado de Marchena (2019) utilizando el ratio de Taylor y McLennan (1985), y D) Diagrama de Eu/Eu* vs U/Th modificado de Taylor y McLennan (1985), posteriormente por Keppler y Wyllie (1990). Fuente de datos: autor. 107
Fig. 76. A) Diagrama de (Sm/Yb)n vs Eu/Eu* modificado de Montano (2010), B) Diagrama de Sr/Y vs (Sm/Yb)n modificado de Montano (2010), C) Diagrama de (Sm/Yb)n vs (La/Sm)n modificado de Kay y Mpodozis (2001), y D) Diagrama de (La/Sm)n vs (La/Yb)n modificado de Kay y Kay (2002). Fuente de datos: autor. 109
Fig. 77. A) Diagrama de Dy/Yb vs Dy/Dy* modificado de Davidson et al. (2013), B) Diagrama de distancia de fosa (km) vs Ce/Y según las profundidades corticales de Mantle y Collins (2002), y C) Diagrama de Eu/Eu* vs FeO (pct) modificado de Lang y Baker (2001). Fuente de datos: autor. 111
Fig. 78. Diagrama de (2Ca+5Fe+2Mn)/(2Ca+5Fe+2Mn+Mg+Si) molar vs K/(K+Na+0.5Ca) molar modificado de Montreuil et al. (2013). Fuente de datos: autor. 112
Fig. 79. Diagrama tipo spider de tierras raras normalizados al condrito según Sun y McDonough (1989). Fuente de datos: autor. 114
Fig. 80. Diagrama tipo spider de elementos inmóviles normalizados al condrito según Sun y McDonough (1989). Fuente de datos: autor. 115
Fig. 81. A) Diagrama de Eu/Eu* vs ΣREE, B) Diagrama de Eu/Eu* vs ΣLREE, y C) Diagrama de Eu/Eu* vs ΣREE. Todos fueron modificados de Kontak y Jackson (1999). Fuente de datos: autor. 117
Fig. 82. A) Diagrama de Zr vs ΣREE modificado de Kontak y Jackson (1999), B) Diagrama de V vs ΣREE modificados de Kontak y Jackson (1999), C) Diagrama de Eu/Eu* vs La/Yb modificado de Myint et al. (2023), y D) Eu/Eu* vs Y/Ho modificado de Bau (1996). Fuente de datos: autor. 118
Fig. 83. A) Diagrama ternario de Al-K-Mg modificado de Halley (2020). Fuente de datos: autor. 119

Fig. 84. Plano de alteraciones hidrotermales usando la combinación de bandas ASTER RGB: 4-6-8. Se resalta el área rosada como el sector con mayor presencia de arcillas (Fuente: autor). 125
Fig. 85. Plano de alteraciones hidrotermales usando la combinación de bandas ASTER RGB: 4-5-6. Se resalta el área naranja como el sector con mayor presencia de arcillas (Fuente: autor). 126
Fig. 86. Plano de alteraciones hidrotermales usando el índice de bandas ASTER, según la Tabla. Se destaca que en la concesión sectores donde reflejo minerales como pirofilita, caolinita, montmorillionita-illita-muscovita y calcita (Fuente: autor). 127
Fig. 87. Plano de alteraciones hidrotermales usando el ratio de bandas ASTER, según la Tabla. Se destaca que en la concesión sectores donde reflejo ensamble de alteración como argílica avanzada, argílica-fílica, fílica-argílica y argílica (Fuente: autor). 128
Fig. 88. Plano de alteraciones hidrotermales usando el algebra de bandas ASTER, según la Tabla. Se destaca que en la concesión sectores donde reflejo ensambles de alteración como argílica avanzada y argílica intermedia-fílica (Fuente: autor). 129
Fig. 89. Plano de alteraciones hidrotermales usando SAM. Se destaca que en la concesión sectores donde reflejo minerales de alteración como caolinita, pirofilita, calcita y dickita (Fuente: autor). 130
Fig. 90. Plano de alteraciones hidrotermales de imagen ASTER (Fuente: autor). 131
Fig. 91. Escenarios de condiciones de fusión astenosférica y litosférica profunda en un arco magmático (Richards et al., 2012) 133
Fig. 92. Sección interpretativa de litología y estructuras con la posible evolución de fluidos magmato-hidrotermales (Fuente: autor). 136
Fig. 93. Sección interpretativa de alteraciones hidrotermales con la posible evolución de fluidos magmato-hidrotermales (Fuente: autor). 137
Fig. 94. Sección interpretativa de mineralización hipógena-supérgena con la posible evolución de fluidos magmato-hidrotermales (Fuente: autor) 138
Fig. 95. Sección interpretativa de vetas y vetillas con la posible evolución de fluidos magmato-hidrotermales (Fuente: autor). 139

RESUMEN

El presente trabajo consiste en el estudio geológico, geoquímico y signaturas de teledetección del prospecto La Española 2007, con el objetivo de establecer una posible conexión con un depósito tipo IOCG, en el distrito de Coayllo, departamento de Lima, en Perú. Este planteamiento se respalda en evidencias cercanas de depósitos tipo IOCG como Raúl-Condestable (De Haller et al., 2006), Cata-Cañete (Injoque, 2002) o Lunahuana (Candente Gold Perú SAC, 2018).

El trabajo de campo incluyó el cartografiado geológico con la toma de datos en 500 puntos, así como la adquisición de 39 muestras de roca para análisis geoquímico de elementos económicos (Au, Ag, Pb, Zn, Cu y Fe), 21 muestras de roca para análisis litogeoquímico por roca total y una imagen satelital multiespectral ASTER.

La información de campo fue procesada para generar planos y secciones litológicas-estructurales, de alteraciones hidrotermales, de mineralización hipógena/supérgena y de vetas-vetillas.

El procesamiento de la imagen satelital multiespectral ASTER, mediante diversas metodologías, contribuyó a la identificación de zonas de alteración hidrotermal, respaldando los resultados obtenidos en el plano y la sección de alteraciones hidrotermales.

El procesamiento geoquímico se realizó en dos partes, por elementos económicos y por litogeoquímica. La geoquímica de los elementos económicos (Au, Ag, Pb, Zn, Cu y Fe) fue realizando estudios estadísticos paramétricos, estadísticos no paramétricos y geoestadísticos permitiendo determinar los rangos de anomalías geoquímicas, correlaciones multielementales, interpolaciones mono-elementales y la zonación geoquímica polimetálica. La litogeoquímica se dividió en dos grupos: para muestras de roca y para estructuras mineralizadas/zonas de alteración hidrotermal. El análisis litogeoquímico para muestras de rocas intrusivas y subvolcánicas fue usando diagramas litogeoquímicos, tipo spider y de cocientes para determinar la clasificación geoquímica de las rocas, serie magmática, saturación de alúmina, ambiente tectónico, oxidación del magma, espesor cortical, alteraciones hidrotermales u otros procesos geológicos. El análisis litogeoquímico para muestras de estructuras mineralizadas y zonas de alteración hidrotermal fue usando diagramas tipo spider y de cocientes para inferir procesos hidrotermales, alteraciones hidrotermales u otros, siendo comparables con otros depósitos minerales.

En base a los resultados, se concluye que el área estudiada está asociada a un sistema magmato-hidrotermal caracterizado por condiciones oxidadas y carentes de azufre. Este sistema evolucionó dividiéndose en dos fases inmiscibles: una fase vinculada a fluidos de moderada a baja fugacidad de O2, predominados por ligandos como Cl y CO2, capaces de transportar Cu, Fe, Au, Ag y Zn, lo cual concuerda con las características de un posible depósito tipo IOCG de naturaleza moderadamente profunda con expresiones superficiales; mientras que la otra fase está relacionada con fluidos de alta fugacidad de O2, dominados por ligandos como Cl y H2S, aptos para transportar Fe, K y Si, y que eventualmente pierden fugacidad de O2 en zonas elevadas, sugiriendo una asociación con el evento Epitermal.

Palabras clave: geología, geoquímica, teledetección, IOCG, Epitermal.

ABSTRACT

The present work is based on the geological, geochemical, and remote sensing signature study of the La Española 2007 Prospect with the aim of determining a possible connection with an IOCG-type deposit in the Coayllo district, Lima department, Peru. This proposition is supported by nearby evidence of IOCG-type deposits such as Raúl-Condestable (De Haller et al., 2006), Cata-Cañete (Injoque, 2002), or Lunahuana (Candente Gold Perú SAC, 2018).

Fieldwork included geological mapping with data collection at 500 points and the acquisition of 39 rock samples for geochemical analysis of economic elements (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, and Fe), 21 rock samples for lithogeochemical analysis by total rock, and a multispectral ASTER satellite image.

Field data were processed to generate lithological-structural maps and sections, hydrothermal alteration maps, hypogene/supergene mineralization maps, and vein-veinlet maps.

Multispectral ASTER satellite image processing, using various methodologies, contributed to identifying hydrothermal alteration zones, supporting the results obtained in the hydrothermal alteration map and section.

Geochemical processing was carried out in two parts, for economic elements and lithogeochemistry. Economic element geochemistry (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, and Fe) involved parametric statistical studies, non-parametric statistical studies, and geostatistics, allowing the determination of geochemical anomaly ranges, multielemental correlations, mono-elemental interpolations, and polymetallic geochemical zonation. Lithogeochemistry was divided into two groups: for rock samples and for mineralized structures/hydrothermal alteration zones. Lithogeochemical analysis for intrusive and subvolcanic rock samples using lithogeochemical diagrams, spider diagrams, and ratios to determinate the geochemical classification of rocks, magmatic series, alumina saturation, tectonic setting, magmatic differentiation processes, magma affinities, magma oxidation, fractional crystallization trends, crustal thickness, hydrothermal alterations, or other geological processes. Lithogeochemical analysis for mineralized structures and hydrothermal alteration zones using spider diagrams and ratios to infer hydrothermal processes, hydrothermal fluid conditions, hydrothermal alterations, or others, being comparable with other mineral deposits.

Based on the results, it's concluded that the studied area is associated with a magmatic-hydrothermal system characterized by oxidized conditions and sulfur deficiency. This system evolved, separating into two immiscible phases: one linked to fluids with moderate to low O2 fugacity, predominantly composed of ligands such as Cl and CO2, capable of transporting Cu, Fe, Au, Ag, and Zn, consistent with the characteristics of a potential IOCG-type deposit moderately deep with surface expressions; while the other phase is related to fluids with high O2 fugacity, dominated by ligands such as Cl and H2S, capable of transporting Fe, K, and Si, and eventually losing O2 fugacity in elevated areas, suggesting an association with the Epithermal event.

Keywords: geology, geochemistry, remote sensing, IOCG, Epithermal.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN PROBLEMÁTICA

La costa peruana ha sido históricamente objeto de exploración y explotación minera, revelando depósitos minerales de gran envergadura como Raúl-Condestable, Marcona, Mina Justa, entre otros (Valencia et al., 2018). Esto se destaca por formar parte de la extensión norte del cinturón metalogenético de importantes depósitos minerales en Chile, tales como Mantos Blancos, Manto Verde y Punta del Cobre-Candelaria (Chen et al., 2013), catalogados como depósitos de tipo IOCG (Iron Oxide Copper Gold Deposits en inglés), así como otros clasificados como IOA (Iron Oxide Apatite Deposits en inglés). Estas categorías de depósitos minerales fueron tipificadas desde el descubrimiento de clase mundial Olympic Dam (Hitzman et al., 1992), si bien aún persiste el debate y la controversia en torno a su origen (Williams et al., 2005).

La síntesis de la interrogante sobre la conexión entre estos depósitos y otros tipos, como los Pórfidos de Cobre, los de cobre sedimentario (Sillitoe, 2003) y los Epitermales de Intermedia a Baja Sulfuración (Richards y Mumin, 2013), ha sido abordada en pocos sectores del Perú (Reyes, 2016; Torres et al., 2020), destacando la necesidad de investigaciones más detalladas.

Durante los trabajos de campo en el prospecto La Española 2007, se identificaron numerosos indicios de un evento Epitermal, así como otras evidencias de minerales de alta temperatura que sugieren un probable evento tipo IOCG, el cual podría estar presente en profundidad. Es relevante considerar que este prospecto se sitúa entre Raúl-Condestable y Cata-Cañete, dos depósitos minerales catalogados como tipo IOCG (Injoque, 2002).

En este prospecto, el contexto litológico se define por cuerpos ígneos, comenzando con la Diorita de Hornblenda-Plagioclasa (Unidad Máfica de Superunidad Cochahuasi), e intrusiones de composición andesítica/diorítica hipabisales a subvolcánicas del Cretáceo superior (Injoque et al., 1995), intruyendo a rocas sedimentarias del Grupo Morro Solar del Cretáceo Inferior. La presencia de minerales de alteración hidrotermal, sulfuros/óxidos y vetas/vetillas son controlados por los 3 sistemas estructurales predominantes en el área de estudio, sirviendo como conductos para fluidos hidrotermales.

Mediante la adquisición de información de campo como cartografiado geológico y muestreo de rocas realizados en 3 campañas de 5 días entre los meses de abril a junio del 2022, junto a la aplicación de herramientas para exploración minera como geoquímica y teledetección se realizó un análisis e interpretación de resultados que determinó una posible relación con un depósito tipo IOCG moderadamente profundo con un evento Epitermal. Además, se desarrolló un modelo genético del prospecto La Española 2007, culminando en un enfoque renovado para la búsqueda de depósitos minerales en la costa peruana, superando las restricciones conceptuales de las Franjas Metalogenéticas (Carlotto et al., 2009).

1.2. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

Para poder desarrollar esta investigación, se formulan preguntas clave que serán respondidas durante el desarrollo.

- **Problema Principal**

¿De qué manera el estudio geológico, geoquímico y signaturas de teledetección podrá sustentar que el prospecto La Española 2007 posee una posible relación con un depósito tipo IOCG?

- **Problemas Secundarios**

¿Cuáles son las principales características litológicas, estructurales, minerales de alteración hidrotermal, sulfuros/óxidos y vetas/vetillas del prospecto La Española 2007 que sustentan una posible relación con un depósito tipo IOCG?

¿Cuáles son las principales firmas geoquímicas y litogeoquímicas del prospecto La Española 2007 que sustentan una posible relación con un depósito tipo IOCG?

¿Cuáles son las principales signaturas de teledetección con imágenes multiespectrales tipo ASTER del prospecto La Española 2007 que sustentan una posible relación con un depósito tipo IOCG?

1.3. JUSTIFICACIÓN

- **Justificación teórica**

Esta justificación encuentra respaldo en las publicaciones de destacados investigadores que han abordado los depósitos tipo Epitermal, Pórfido e IOCG, así como la metalogenia regional. El valor añadido de esta investigación radica en proporcionar nuevas evidencias que arrojarán luz sobre interrogantes vigentes acerca de la conexión entre estos depósitos, tanto en el contexto peruano como en otros países.

- **Justificación practica**

Esta investigación se concibe como un punto de partida crucial para la exploración mineral, abarcando desde pequeñas hasta grandes operaciones mineras, y brindando un enfoque renovado en la búsqueda de nuevos depósitos minerales económicamente viables. La exploración ha estado limitada en cierta medida por la adopción de la propuesta de franjas metalogenéticas, restringiendo oportunidades y cerrando puertas a sectores aún no explorados. Otra justificación significativa de este estudio es la creación de nuevas perspectivas de exploración en áreas hasta ahora subestimadas, al demostrar la posible conexión entre distintos depósitos minerales.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivos Generales

Determinar mediante el estudio geológico, geoquímico y signaturas de teledetección del prospecto La Española 2007 la posible conexión con un depósito tipo IOCG.

1.4.2. Objetivos Específicos

- Analizar y evaluar las principales características litológicas, estructurales, minerales de alteración hidrotermal, sulfuros/óxidos y vetas/vetillas del prospecto La Española 2007 podrá determinar la posible conexión con un depósito tipo IOCG.

- Analizar y evaluar las principales firmas geoquímicas y litogeoquímicas del prospecto La Española 2007 podrá determinar una posible conexión con un depósito tipo IOCG.
- Analizar y evaluar las principales signaturas de teledetección con imágenes multiespectrales tipo ASTER del prospecto La Española 2007 podrá determinar la posible conexión con un depósito tipo IOCG.

1.5. HIPÓTESIS Y VARIABLES

1.5.1. Hipótesis

- **Hipótesis general**

- H1: El estudio geológico, geoquímico y signaturas de teledetección del prospecto La Española 2007 puede definir la posible conexión con un depósito tipo IOCG.

- **Hipótesis especifica**

- El estudio de las principales características litológicas, estructurales, minerales de alteración hidrotermal, sulfuros/óxidos y vetas/vetillas del prospecto La Española 2007 definirá la posible conexión con un depósito tipo IOCG.
- El estudio de las principales firmas geoquímicas y litogeoquímicas del prospecto La Española 2007 definirá la posible conexión con un depósito tipo IOCG.
- El estudio de las principales signaturas de teledetección con imágenes multiespectrales tipo ASTER del prospecto La Española 2007 definirá la posible conexión con un depósito tipo IOCG.

1.5.2. Identificación de Variables

- **Variables independientes:** geología, geoquímica y teledetección.
- **Variables dependientes:** prospecto La Española 2007.
- **Variables intervinientes:** litogeoquímica, petrología, mineralogía, estadística, IOCG, Epitermal, modelos genéticos, modelos geológicos.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

2.1.1. Antecedentes Internacionales

El descubrimiento del depósito mineral de clase mundial Cu-U-Au-REE Olympic Dam en 1975, ubicado en el sur de Australia, con reservas estimadas en alrededor de 2000 millones de toneladas de 1.6% Cu, 0.06% U3O8, 0.6 gr/Tn Au y 3.5 gr/Tn Ag, realizado por la Western Mining Corporation (Groves et al., 2010), marcó un hito significativo en la comprensión de los depósitos minerales. Este descubrimiento, respaldado por investigaciones en diversas áreas como las brechas de Wernecke Mountain en Yukon, el distrito de hierro de Kiruna, y la revisión de publicaciones previas en otros distritos mineros de hierro en terrenos proterozoicos, definió un nuevo grupo de depósitos conocidos como Iron Oxide Copper Gold (IOCG), denominados así por sus siglas en inglés (Hitzman et al., 1992), asociándolos inicialmente a ambientes magmáticos. Sin embargo, a lo largo de los años, ha surgido un debate sustancial en relación con la posible fuente de origen, dividiéndose en dos categorías: magmático y no magmático, subdividido este último en metamórfico o por salmueras (Barton & Johnson, 2004). También se ha propuesto la inclusión de nuevas subcategorías como los depósitos de sulfuro de hierro-cobre-oro (ISCG) y otras sugeridas por Skirrow (2022), quien desarrolló un diagrama geoquímico para diferenciar las subclases de los depósitos tipo IOCG (Fig. 1).

Estudios posteriores en terrenos fanerozoicos han incorporado depósitos minerales en los Andes Centrales, desde el centro-sur del Perú hasta el norte de Chile, relacionados con el magmatismo mesozoico. Las principales evidencias de esta relación se encuentran en Candelaria-Punta de Cobre, Mantoverde y Raúl-Condestable (De Haller et al., 2002; Williams et al., 2005; Arévalo et al., 2006), así como en otras regiones, como en el oeste de América del Norte (Daniel, 2004).

Pese a la creciente aceptación en la comunidad científica, los depósitos IOCG han sido objeto de debate continúo debido a ciertos vacíos de información. Estos vacíos se han abordado progresivamente, como en el caso de la conexión entre los IOA e IOCG (Palma et al., 2021; Del Real et al., 2021), y a la similitud de características con otros sistemas magmato-hidrotermales, como los pórfidos de Cu-Au-Mo calcoalcalinos (Richards & Mumin, 2013), aunque presentan más similitudes con los pórfidos Au-Cu alcalinos a medianamente alcalinos (Teixeira et al., 2015).

A pesar de ser un modelo de depósito relativamente nuevo con características distintivas, los IOCG evidencian asociaciones espaciales con otros tipos de depósitos minerales, como los del tipo Pórfido de Au, Skarn Fe+Cu, carbonatitas de magnetita ricos en Cu, mantos y brechas de Cu±Ag, y meta-sedimentos ricos en Cu. Ejemplos de estas asociaciones incluyen las carbonatitas de Phalabowra o mantos de Cu en Monte Isa (Williams et al., 2005), o también la propuesta de Richards & Mumin (2013) de su relación con Epitermales de Baja a Intermedia Sulfuración, en concordancia con el contexto de ser un sistema magmato-hidrotermal empobrecido en azufre. Este estudio busca desentrañar la complejidad de estos depósitos y su conexión con otros tipos de depósitos minerales.

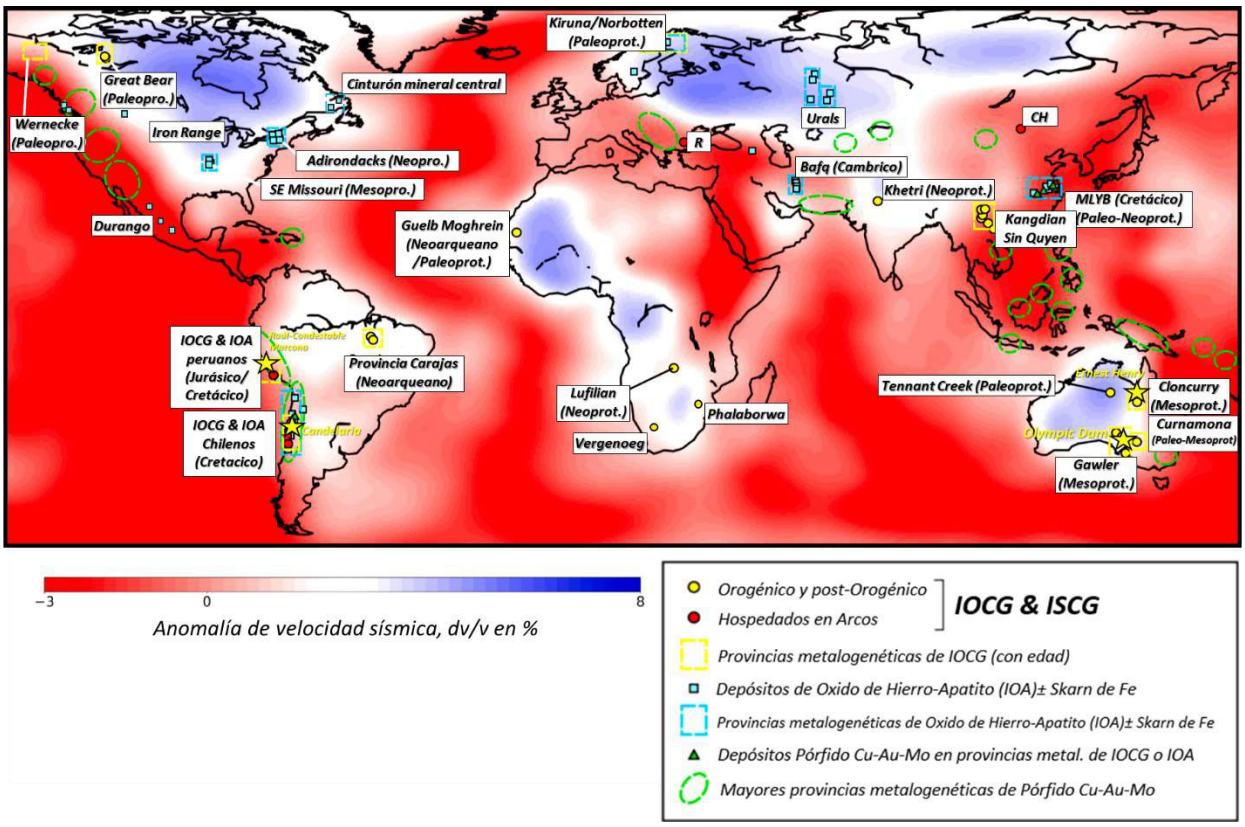


Fig. 1. Ubicación de las mayores provincias y depósitos tipo IOCG, comparado a las provincias y depósitos tipo Óxido de Hierro-Apatito (IOA) y Pórfidos Cu-Au-Mo. Modificado de Zhu (2016) y Skirrow (2022).

2.1.2. Antecedentes Sudamericanos y Nacionales

Los depósitos IOCG en Sudamérica encuentran su representación más destacada en la franja mesozoica de los Andes Centrales, abarcando desde el centro-sur del Perú hasta el norte de Chile, con ejemplos notables como Candelaria-Punta de Cobre, Mina Justa, Raúl-Condestable, entre otros (Chen et al., 2013). Estos depósitos se formaron en dos períodos distintos: Jurásico medio a tardío (165-155 Ma) vinculado al periodo Tetiano, y Cretácico temprano (120-100 Ma) vinculado al periodo Pacífico. En este contexto, se observa una mayor concentración de depósitos minerales ricos en Cu, proporcionando un marco tectónico asociado a la convergencia de placas (Chen et al., 2013).

La franja de IOCG's en Perú, con una extensión de unos 70 km de manera discontinua a lo largo de la costa, alberga depósitos minerales con potencial significativo, como Raúl-Condestable, Eliana, Monterrosas, Mina Justa, Cobrepampa, entre otros. En Chile, la franja de IOCG's es más extensa, abarcando desde la latitud 22º hasta 31ºS, con depósitos de gran envergadura como Candelaria, Mantoverde, Tocapilla, Guanillos, entre otros (Williams et al., 2005; Chen et al., 2013).

Como propusieron Williams et al. (2005) en distritos mineros proterozoicos, la asociación espacial de estos depósitos en Sudamérica es evidente, incluyendo depósitos tipo Pórfido, IOA, Mantos y VHMS (Sillitoe, 2003). La investigación reciente de los IOA (Palma et al., 2021) ha generado la hipótesis de una posible

conexión espacial con los depósitos tipo IOCG, sugiriendo que procesos de múltiples fases, no necesariamente relacionados, pueden dar lugar a la formación de un depósito IOCG de clase mundial, como es el caso de Candelaria (Del Real et al., 2021).

La presencia de IOCG's en este cinturón relativamente más joven (Fig. 2) resulta fundamental para comprender los mecanismos generadores de esta clase de depósitos minerales (Sillitoe, 2003). Sin embargo, su exploración ha sido limitada hasta el centro del Perú, a pesar de las evidencias de depósitos IOCG al norte, como Ferruginosa, Tanguche, El Huaro (Carlotto et al., 2009; Reyes, 2019), Cerro Colorado Chico (Cerrón & Torres, 2019; Torres et al., 2020), y evidencias de depósitos tipo manto (Reyes, 2016).

En algunos sectores de Sudamérica, como Copiapó (Chile), se revela la conexión a un estilo epitermal en las partes más someras de los depósitos tipo IOCG, con presencia de alteración argílica avanzada, anomalías de elementos indicadores como Hg, As y S, y elementos económicos como Au, Cu y Ag. Esta conexión es análoga a las vetas Epitermales, pero con alta salinidad (Kreiner, 2011). En Perú, al norte de Lima, se evidencia mineralización epitermal de cuarzo+pirita±calcopirita±pirrotina multifacética con alteración hidrotermal argílica que muestra una asociación mineralógica de sílice-arcilla (caolínita/dickita-illita)-sericita, trazas de alunita-pirofilita, y una gradación lateral a alteración de cuarzo-hematita-goethita-sericita-clorita. Estas evidencias están relacionadas con indicios superficiales de un depósito tipo IOCG oculto, según Torres et al. (2020), con temperaturas de homogenización que varían de 138º a 329ºC y rangos de salinidad de 0.70 a 8.95% Eq. en peso de NaCl (Torres & Cerrón, 2021).

Dichas evidencias sugieren que aún existe un paradigma entre las relaciones de los depósitos tipo IOCG frente a otro modelo propuesto en las geociencias, abriendo cabida para más descubrimientos y posibles reinterpretaciones.

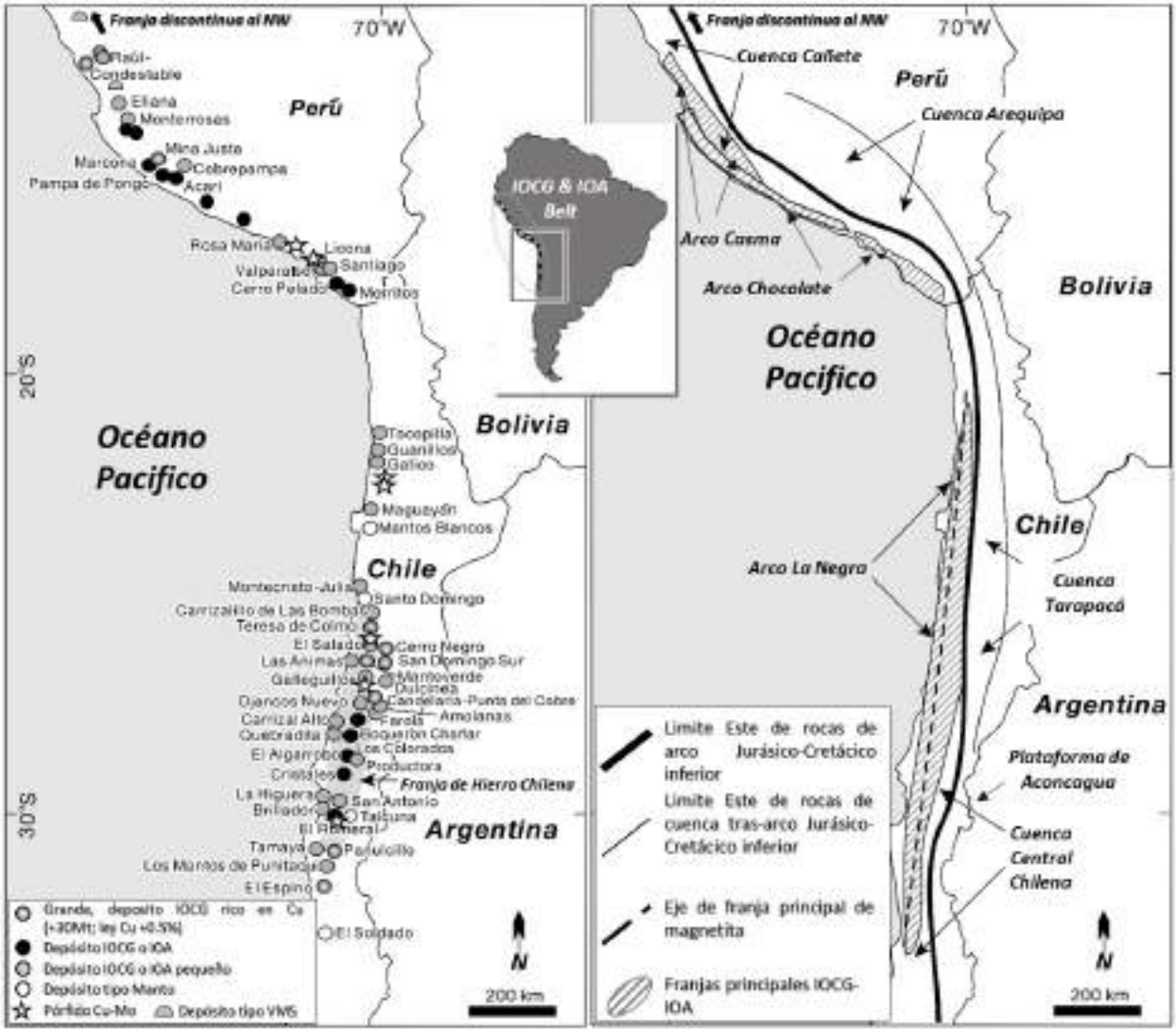


Fig. 2. Ubicación de los principales depósitos tipo IOCG ricos en Cu, en hierro y tipo Manto respecto a depósitos tipo Pórfido Cu y VMS cretácicos entre Perú y Chile, y posición de los arcos magmáticos, cuencas y de la franja principal de depósitos tipo IOCG del Jurásico-Cretácico en los Andes Centrales. Modificado de Sillitoe (2003) y Chen et al. (2013).

Los estudios históricos en los alrededores del área de estudio (Fig. 3), anteriores a la definición de franjas metalogenéticas (Carlotto et al., 2009), situaban la región dentro de la Subprovincia Cuprífera de la Vertiente del Pacífico. Esta subprovincia comprende vetas, brechas, mantos, cuerpos de reemplazamiento y diseminados, siendo sus principales evidencias el depósito mineral Raúl-Condestable y el distrito minero de Cata-Cañete (Salazar & Landa, 1993).

La metalogénesis del depósito Raúl-Condestable ha sido objeto de debate desde la década de 1980, con teorías que proponen una génesis epigenética o singenética de tipo volcánico exhalativo, siguiendo las antiguas teorías geosinclinales (Wauschkuhn & Thum, 1982; Cardozo, 1990), mientras que otros investigadores dejaban abierta la posibilidad de una conexión magmato-hidrotermal (Vidal, 1985).

Con el nuevo enfoque de los depósitos tipo IOCG en cinturones proterozoicos y sus similitudes con algunos fanerozoicos propuesto por Hitzman et al. (1992), se recategorizaron múltiples depósitos minerales que aún estaban en la incertidumbre de su génesis. Injoque (2002) propuso una nueva denominación y reclasificación de varios depósitos en la costa peruana como tipo IOCG, incluyendo la mineralización del distrito minero Cata-Cañete, pero Raúl-Condestable fue clasificado como un depósito de tipo skarn geotermal o tipo Manto Peruano. Posteriormente, investigaciones detalladas por De Haller et al. (2006) presentando evidencia litológica, alteraciones hidrotermales, mineralización, isotopos de azufre, plomo y hafnio, inclusiones fluidas y geocronología permitieron definir a Raúl-Condestable como un depósito tipo IOCG.

En el área de estudio y sus alrededores, la minería artesanal, tanto informal como formal, ha prosperado desde el siglo XVIII, aprovechando sectores como el mismo distrito minero de Cata-Cañete y otras vetas, principalmente explotando mineralización de Cu y Au (Arcos & Calderón, 2019). La génesis de estas vetas de menor escala planteó diversas incógnitas, siendo clasificadas en diferentes momentos como "Depósitos de cuarzo-calcita-pirita aurífera" (Vidal, 1985) o "Depósitos Mesotermales" (Galloso & Sánchez, 1997), inicialmente descritos en Palpa-Ocoña y posteriormente hasta Nazca.

Contribuciones posteriores llegaron a la conclusión, basándose en evidencias geológicas y similitudes con otros distritos auríferos, de clasificar estas vetas como depósitos de oro relacionados con intrusivos o IRGD (Sillitoe & Thompson, 1998) de edad mesozoica. Se adoptó una extensión irregular hacia el norte, definiendo tres sectores: Huaraz-Casma-Trujillo, Canta y Nazca-Ocoña-Saramanca, denominándolos según la nomenclatura metalogenética del Perú como parte de la Franja Metalogenética de depósitos de Au-Pb-Zn-Cu relacionados con intrusivos del Cretácico superior (Carlotto et al., 2009). A pesar de esto, se observan numerosas vetas pequeñas tipo IRGD en la costa, sugiriendo una extensión más amplia que estos tres sectores.

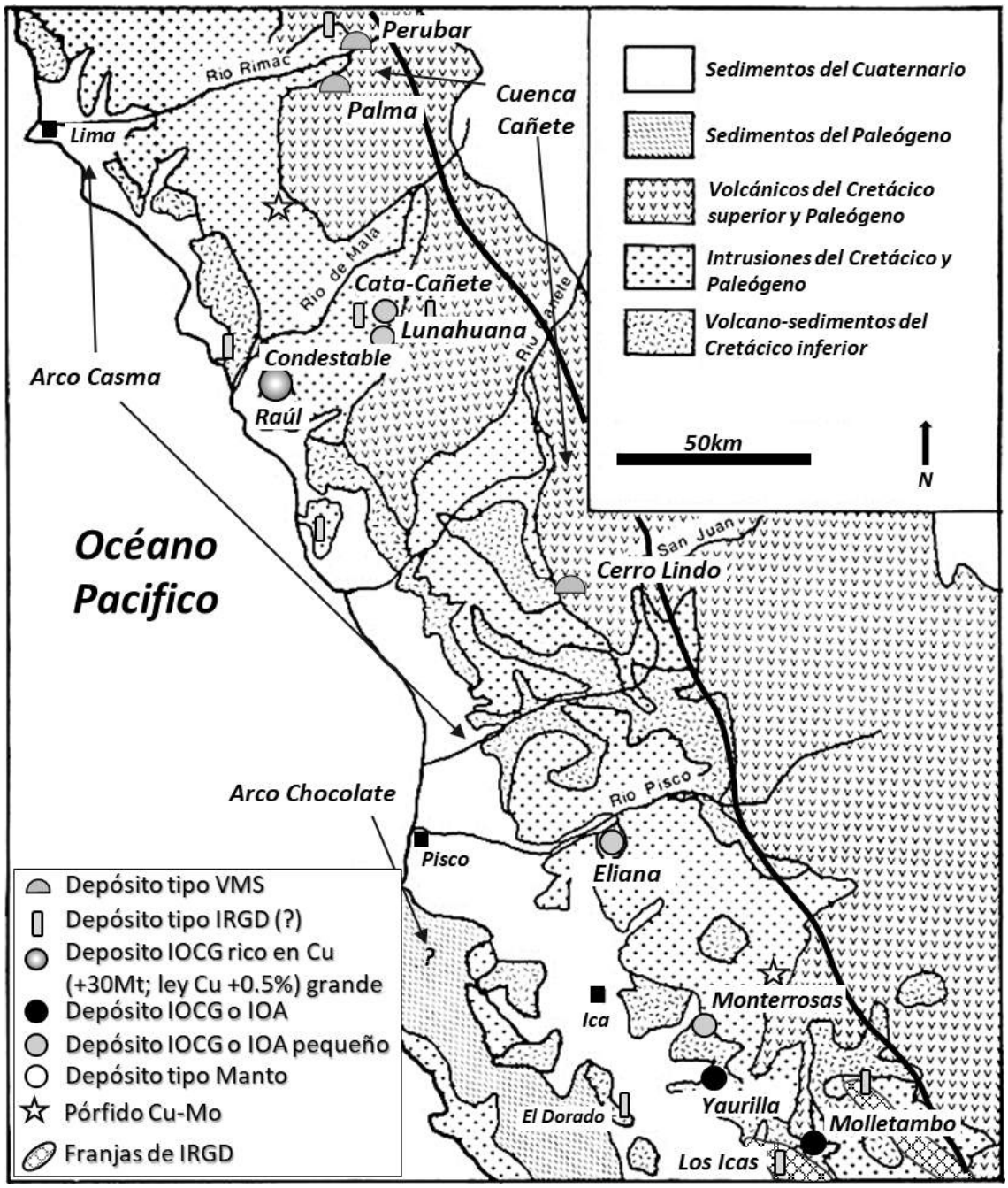


Fig. 3. Ubicación de los principales prospecto y minas tipo IOCG e IOA, respecto a depósitos tipo IRGD, Pórfido Cu y VMS cretácicos. Modificado de Wauschkuhn & Thum (1982).

2.2. BASES TEÓRICAS

2.2.1. Enfoque de depósito mineral

2.2.1.1. Depósito tipo IOCG

El modelo de depósito tipo IOCG, con su representante destacado, el depósito de clase mundial Cu-U-Au-REE Olympic Dam, conforma un grupo amplio que abarca diversas variantes, tales como los óxidos de hierro ricos en Fósforo (Magnetita-apatito o IOA), los óxidos de hierro ricos en F y tierras raras, los skarns Au-Cu o Fe, las carbonatitas ricas en Cu-REE-F, entre otros (Groves et al., 2010).

Debido a los debates persistentes sobre el origen y las subdivisiones propuestas por distintos investigadores (Barton & Johnson, 2004; Williams et al., 2005), el enfoque adoptado se centra en el tipo derivado del magma (Fig. 4).

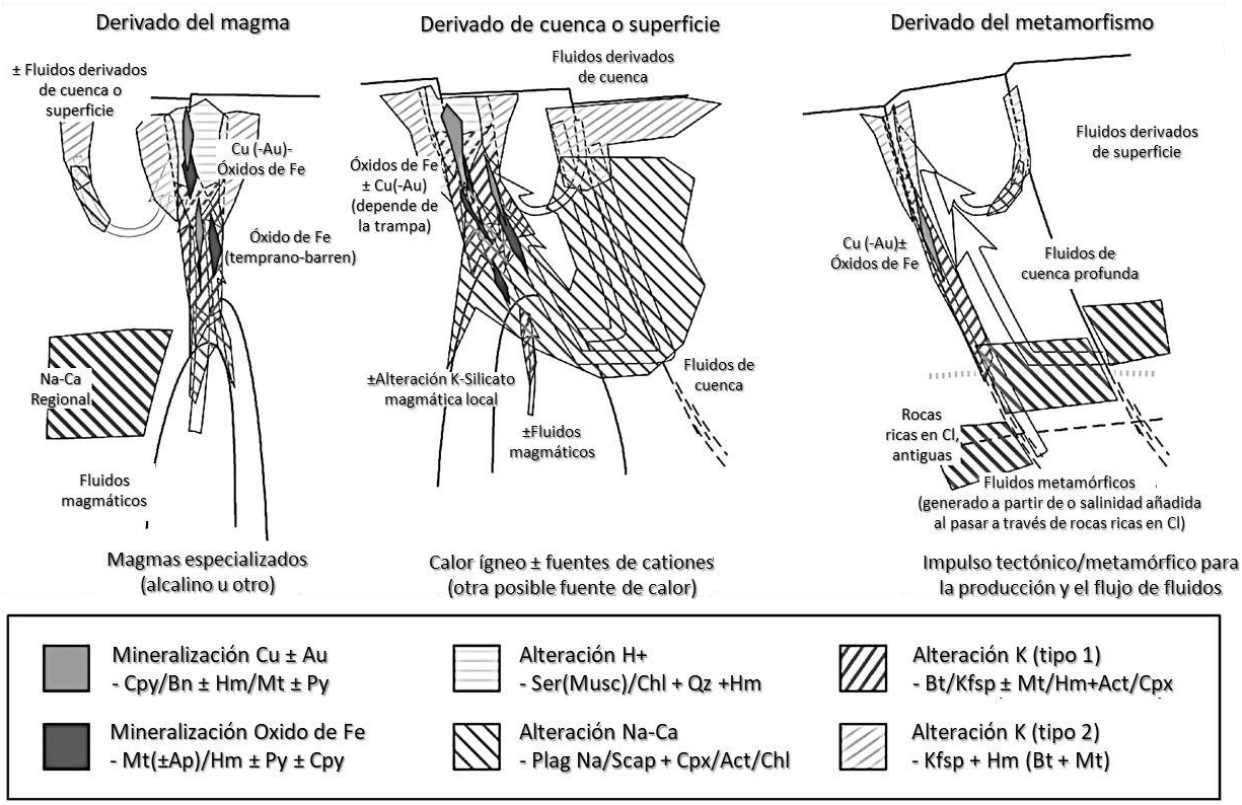


Fig. 4. Ilustración esquemática de trayectorias de flujo y características hidrotermales para los modelos alternativos de depósitos IOCG. Sombreado en las flechas indican la precipitación de cuarzo pronosticada (vetas) para diferentes caminos en diferentes rocas saturadas de cuarzo que proporcionan una indicación útil de primer orden de la trayectoria. Modificado de Barton & Johnson (2004).

Las primeras características atribuidas a los depósitos tipo IOCG sugerían su presencia en terrenos proterozoicos intracratónicos, asociados (o no) a un magmatismo ácido a intermedio alcalino, alojados en rocas intrusivas y sedimentarias, ubicados en zonas extensionales a lo largo de amplias estructuras tectónicas regionales (Hitzman et al., 1992). No obstante, investigaciones posteriores revelaron similitudes con aquellos situados en terrenos fanerozoicos, también vinculados a zonas extensionales, pero en esta

ocasión relacionados con un tras-arco magmático en un entorno de subducción de placas. En este contexto, el magmatismo exhibe una naturaleza toleítica a calcoalcalina (Chen et al., 2013), con una contribución moderada del basamento y, en ocasiones, una influencia esporádica o nula de salmueras de cuenca (Barra et al., 2017).

Las alteraciones hidrotermales se manifiestan de acuerdo con la naturaleza de la roca huésped. En rocas ígneas, se observa una zonación clara, con áreas profundas exhibiendo una alteración calcosódica que incluye albita+magnetita±actinolita±clorita, evolucionando hacia zonas intermedias caracterizadas por una alteración potásica-fílica, con presencia de feldespato potásico+biotita+sericita±sílice en rocas félsicas, o sericita+clorita+actinolita±epidota±albita en rocas máficas. Las zonas periféricas, circundadas por alteración fílica, presentan minerales como hematita+sericita+carbonato±clorita±sílice, extendiéndose hasta la paleosuperficie y dando lugar a la deposición de minerales como baritina, carbonatos, fluorita, turmalina o apatito (Skirrow, 2022). En algunos casos, como en el distrito minero de Kiruna, se observan cuerpos de brecha con hematita+sericita+sílice a sílice, cortando a través de todos los ensambles mencionados (Hitzman et al., 1992).

La mineralización de magnetita (a mushketovita) se asocia a sectores con alteración calcosódica a potásica, como en el caso de vetas compuestas por magnetita+actinolita+biotita+cuarzo±apatito±clinopiroxeno±granate±hematita±feldespato potásico, con halo de alteración que incluye actinolita+biotita+albita+feldespato potásico+epidota+sílice+clorita+sercita+escapolita. Este fenómeno evoluciona a hematita (-especularita) en presencia de alteración fílica, como se observa en vetas de hematita+sericita+clorita±feldespato potásico, con halo de alteración compuesto por los mismos minerales. Las vetas de especularita+calcita gruesa+ankerita se encuentran en zonas más distales (Hitzman et al., 1992; Sillitoe, 2003), ver Figura 5B.

El cobre (Cu) y/o uranio (U) generalmente se identifican en las zonas someras a profundas, posterior a la precipitación de minerales de hierro, mientras que el oro (Au) está vinculado mayormente a zonas someras con alteración fílica-silicificación (Hitzman et al., 1992), asociándose con sulfuros como calcopirita, bornita, calcosina, pirita, pirrotina, cobaltita, uraninita y otros (Sillitoe, 2003). Esta mineralización puede presentarse en forma de vetas, diseminados, “stockworks”, cuerpos y mantos, dependiendo del control lito-estructural (Williams et al., 2005).

Estos depósitos pueden exhibir enriquecimiento de ciertos elementos indicadores, tales como Co, Ni, Bi, Se, Te, As, Mo, REE, U, F y Ba, en comparación con otros depósitos magmato-hidrotermales como pórfidos, skarn o aquellos relacionados con intrusivos. Además, presentan anomalías de Pb y Zn vinculadas a eventos tardíos (Sillitoe, 2003). A partir de estos análisis de elementos indicadores, se ha establecido el ratio multielemental con el propósito de discernir los IOCG mediante el uso de geoquímica de roca total en mena, según el diagrama bivariante de Au/Cu vs Co+Ni+10Bi+10Se+50*Te/U+La (Skirrow, 2022), ver Figura 5C.

Los estudios de inclusiones fluidas han revelado que estos depósitos presentan salinidades que oscilan entre 7% y 23% Eq. peso de NaCl, alcanzando en ocasiones valores de 40-70%. Las temperaturas

registradas en niveles más profundos varían de 150 a 400ºC, localmente llegando a 500-600ºC, mientras que en niveles someros se sitúan entre 100 y 200ºC (Hitzman et al., 1992). La precipitación de Au-Cu tiene lugar en un rango de temperaturas que abarca desde los 200º hasta los 500ºC (Williams et al., 2005).

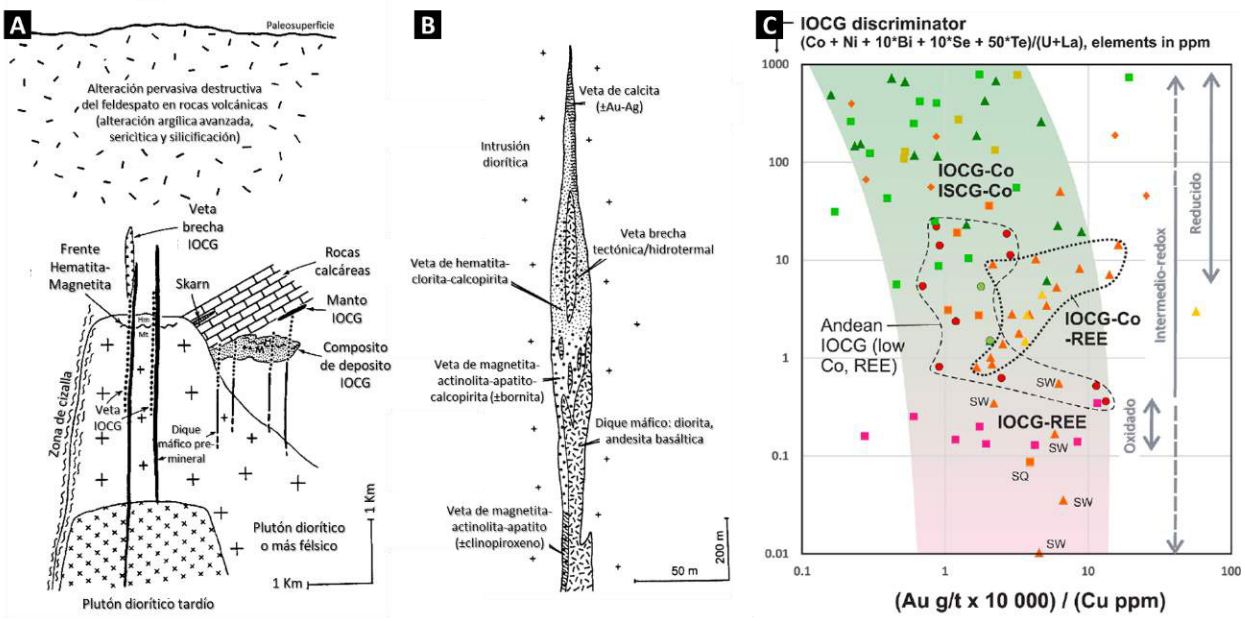


*Fig. 5. A) Modelo esquemático de depósitos tipo IOCG en los Andes Centrales entre Perú-Chile presentando diferentes estilos de mineralización, modificado de Sillitoe (2003), B) Sección idealizada de una veta tipo IOCG en los Andes Centrales entre Perú-Chile mostrando zonación ascendente, modificado de Sillitoe (2003) C) Diagrama de discriminación de depósitos tipo IOCG, mostrando la relación Au/Cu vs (Co + Ni + 10*Bi + 10*Se + 50*Te)/(U + La), con elementos en ppm. Los subtipos de IOCG y otros depósitos enumerados en la leyenda se basan en determinados independientemente subdivisiones mineralógico-redox, modificado de Skirrow (2022).*

Los procesos hidrotermales que dan origen a este tipo de depósitos magmato-hidrotermales se caracterizan por un metasomatismo sódico progresivo a niveles profundos, impulsado por la interacción con una fuente de calor, que luego retrocede a través de un metasomatismo potásico en niveles someros debido al enfriamiento y la interacción con la roca caja (Hitzman et al., 1992). En estos procesos, los fluidos hidrotermales salinos experimentan una oxidación y se empobrecen en azufre, aunque, en algunas zonas locales, pueden generar mineralización de sulfuros (Williams et al., 2005).

2.2.1.2. Depósito tipo Epitermal de Baja e Intermedia Sulfuración

Dado que en investigaciones previas en el área de estudio (GEOM, 2021) se identificaron características asociadas a depósitos epitermales, se enfocará en este tipo de depósito.

Los depósitos epitermales han sido objeto de amplio estudio en las últimas décadas, gracias a su presencia en diversas regiones y épocas, su importancia en la extracción de metales preciosos y polimetálicos, y la reciente identificación de relaciones genéticas con otros tipos de depósitos minerales como Pórfidos, Skarns o IOCG (Sillitoe & Hedenquist, 2003; Camprubí & Albinson, 2006; Richards & Mumin, 2013). Estos depósitos se forman a profundidades someras, generalmente entre 1 y 2 km desde la paleosuperficie, con

temperaturas que oscilan entre <150º y ~300ºC (White & Hedenqust, 1995). Aunque previamente se clasificaban de diversas formas, estudios posteriores han consolidado esta clasificación en tres subgrupos principales basados en los estados de sulfuración: alta, intermedia y baja sulfuración (Sillitoe & Hedenquist, 2003). En este apartado, nos enfocaremos en los dos últimos (Figs. 6 y 7).

Los depósitos epitermales de baja sulfuración, de gran relevancia como fuentes de metales preciosos a nivel global, se encuentran asociados a un magmatismo bimodal (basáltico-riolítico), enmarcados en una configuración tectónica extensional que va desde un arco tras-interno hasta un rift postcolisional, vinculado con un magmatismo alcalino a subalcalino (Sillitoe & Hedenquist, 2003), en un contexto tectono-genético relacionado con los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS). El estilo de mineralización predomina en vetas que llenan aperturas o pequeños “stockworks” (White & Hedenqust, 1995). Las alteraciones hidrotermales asociadas a esta subclase se manifiestan en halos de alteración argílica con illita a illita-esmectita, y, en segmentos intercalados, la adularia coexiste con la mineralización. Las vetas bandeadas de cuarzo calcedónico+adularia+calcita exhiben una mineralización de electrum, en compañía de pirita, marcasita, arsenopirita, pirargirita, acantita y seleniuros de plata; en menor medida, se encuentran minerales como calcopirita, esfalerita (rica en hierro, tipo marmatita) y pirrotina (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Estos depósitos presentan enriquecimiento de metales como Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb y Hg, siendo el oro (Au) y la plata (Ag) los principales “commodities”. Las evidencias indican que el fluido hidrotermal asociado fue de naturaleza neutra a ligeramente alcalina.

Por otro lado, los depósitos epitermales de intermedia sulfuración, asociados a mineralización polimetálica, se encuentran en arcos andesíticos-dacíticos, ocasionalmente con una conexión genética (aunque no estrictamente necesaria) a depósitos tipo Pórfido y Epitermal de alta sulfuración (Sillitoe & Hedenquist, 2003), característicos de un magmatismo calcoalcalino. La alteración hidrotermal que rodea las vetas es predominantemente de sericita, y la presencia de baritina es común, mientras que la adularia es poco frecuente. Las vetas, compuestas principalmente por cuarzo+carbonato-silicatos de manganeso, exhiben mineralización de sulfuros-sulfosales, siendo la esfalerita (pobre en Fe, tipo blenda rubia), galena, tetraedrita-tenantita y calcopirita los minerales más típicos (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Los elementos enriquecidos en estos depósitos son Mo, As y Sb, siendo los principales “commodities” el Zn, Pb, Cu y Ag±Au. Estas características indican que los fluidos hidrotermales involucrados presentan un rango de pH desde ácido hasta neutro.

Como se ha demostrado en investigaciones posteriores (Camprubí & Albinson, 2006), muchos depósitos no están estrictamente vinculados a una subclase, sino que pueden abarcar una variación de acuerdo con la evolución del fluido hidrotermal, lo que dificulta clasificar un depósito de manera categórica. Esto se confirma mediante la conexión genética entre depósitos de intermedia y baja sulfuración (Sillitoe & Hedenquist, 2003), así como la presencia de ciertas características mineralógicas de una subclase dentro de otra, como se observa en el caso de Colqujirca.

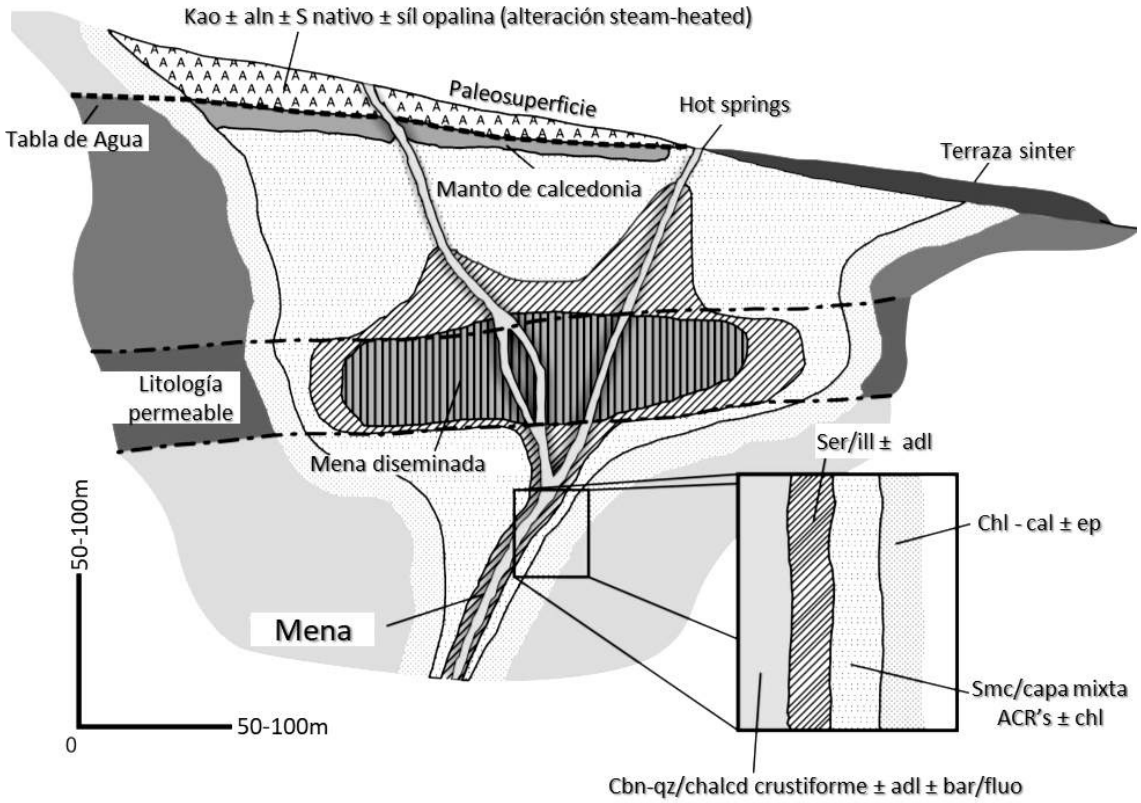


Fig. 6. Sección esquemática que generaliza patrones de alteración en un depósito Epitermal de baja sulfuración, mostrando la forma variable con el aumento de la profundidad, y la zonación de alteración típica. Modificada de Hedenquist et al. (2000).

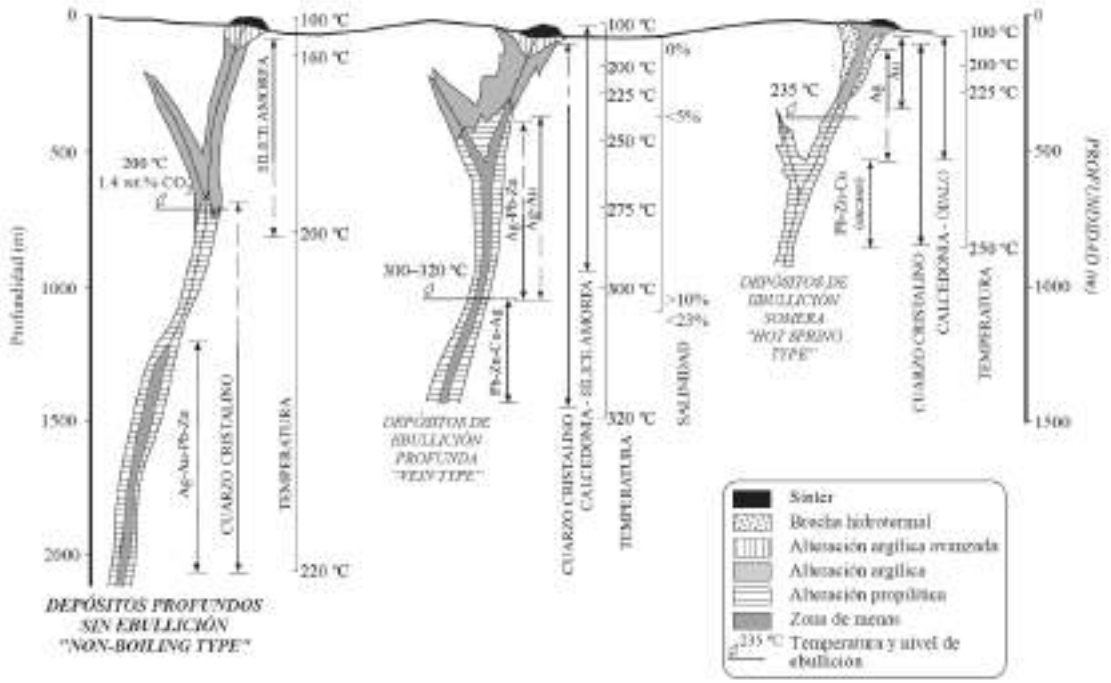


Fig. 7. Tipos de depósitos epitermales de baja e intermedia sulfuración, según su profundidad de formación relacionado al inicio del proceso de ebullición de fluidos sódico-clorurados ascendentes (Camprubi & Albison, 2006).

2.2.1.3. Enfoque de sistema mineral

El concepto de sistemas minerales, propuesto por investigadores como McCuaig & Hronsky (2014) y McCuaig & Sherlock (2017), se define como las manifestaciones a pequeña escala de los procesos terrestres, surgidos a partir del reconocimiento de patrones de mineralización observados en conjuntos de datos avanzados mediante tecnologías SIG, y avances en la comprensión de la evolución y geodinámica terrestre. Este enfoque resulta crucial para la exploración minera, abordando tres aspectos clave: fuentes, conductos y trampas.

Estas áreas de liberación de energía y masa deben comprender cuatro elementos críticos:

- Arquitectura litosférica, se destaca que los depósitos gigantes están principalmente vinculados a fallas y estructuras regionales de gran escala, con larga duración y penetrantes a nivel cortical.
- Geodinámica, se reconocen tres escenarios geodinámicos transitorios comunes en muchos sistemas minerales: compresión anómala, etapas iniciales de extensión y cambios en la tensión predominante en el campo lejano.
- Fertilidad es definida como regiones con mayor potencial de formación mineral en comparación con otras, considerando la evolución de la tierra, el enriquecimiento litosférico, el contexto geodinámico y las paleoaltitudes (conservación de depósitos por procesos orogénicos).
- Preservación de la zona primaria, definida por el nivel de erosión generado por las condiciones ambientales a las que ha estado expuesta durante el tiempo geológico transcurrido

Este enfoque de sistemas minerales es fundamentalmente dinámico, diferenciándose del enfoque de depósito mineral al liberarse de ciertas limitaciones, como la adhesión estricta a criterios de búsqueda bajo características ideales, focalizaciones centradas, sobreabundancia de modelos geológicos y limitaciones en la escala y predicción (McCuaig & Hronsky, 2014).

El principal objetivo del enfoque de sistemas minerales es simplificar las ideas, como ejemplo, centrarse más en los procesos de generación de sistemas de cobre en lugar de buscar un modelo geológico de depósito mineral ideal. Este enfoque es especialmente relevante ya que, desde su implementación en la exploración mineral, no ha logrado revertir el declive en la tasa de descubrimientos en comparación con el aumento de la demanda de metales (McCuaig & Sherlock, 2017).

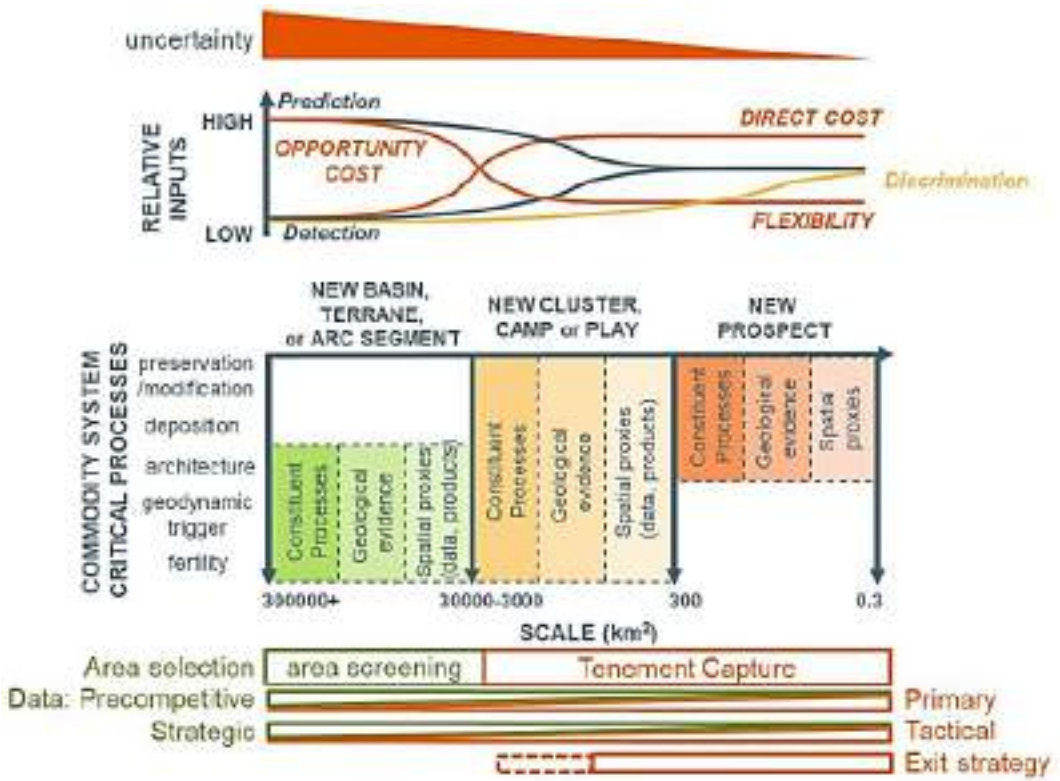


Fig. 8. Diagrama que resume la aplicación del sistema mineral de targets conceptuales, a través de diferentes escalas (McCuaig & Sherlock, 2017).

2.2.2. Técnicas de exploración mineral metálica

A lo largo del tiempo, los avances tecnológicos han contribuido significativamente al campo de la exploración, introduciendo nuevas y eficientes técnicas de prospección (Robert et al., 2007). Estas innovaciones, combinadas con métodos convencionales que siguen siendo invaluable ayuda, intensifican los esfuerzos dirigidos a descubrir nuevos recursos minerales económicamente sostenibles, dada su finitud (Oyarzun, 2011).

A pesar de la adopción de estas modernas técnicas de exploración, algunos autores mantienen la consideración de las técnicas convencionales como los primeros métodos exitosos de descubrimiento. Este punto de vista refleja que, aunque la aparición y aplicación de las nuevas técnicas no se traduzcan directamente en un aumento de la tasa de descubrimientos (Robert et al., 2007) con respecto a la creciente demanda de metales (McCuaig & Sherlock, 2017), sí generan un incremento en los costos asociados a la exploración. Esta disparidad podría atribuirse a una posible falta de dirección y comprensión adecuada de estas herramientas, que, si se aplicaran de manera fundamentada, podrían ofrecer información valiosa.

En el próximo apartado, se describirán detalladamente las técnicas empleadas en el marco de este trabajo.



Fig. 9. Etapas de desarrollo de una mina, desde prospección a cierre. (Fuente: www.geovirtual2.cl).

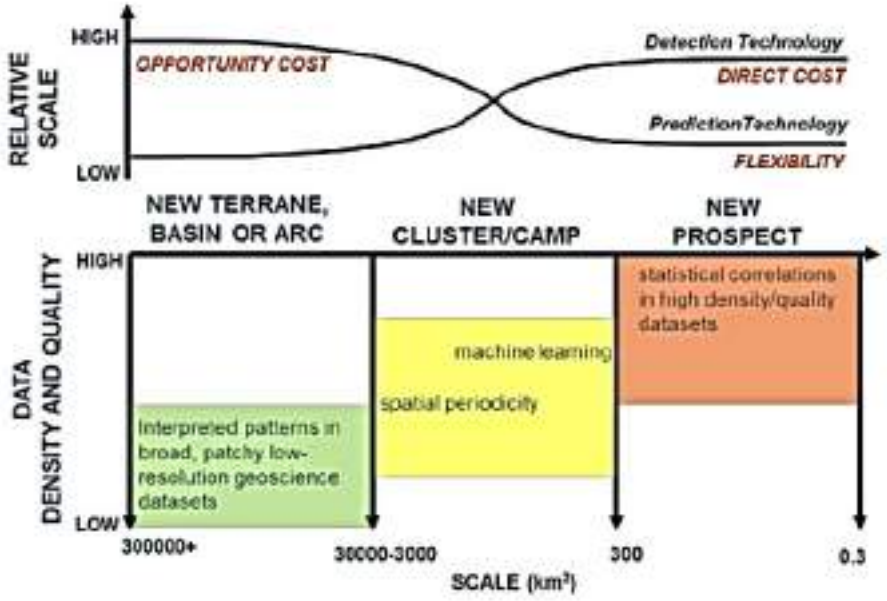


Fig. 10. Diagrama que resume el uso de enfoques empíricos de targeting en todas las escalas (McCuaig & Sherlock, 2017).

2.2.2.1. Teledetección aplicada a exploración mineral

La aplicación de la teledetección en la exploración minera ha representado un hito significativo en la industria, aprovechando tecnologías que utilizan imágenes satelitales para identificar evidencias de hidrotermalismo (Ruiz-Armenta & Prol-Ledesma, 1995). Esta técnica se ha convertido en una herramienta fundamental en las campañas de prospección y exploración mineral, desempeñando un papel clave al complementar otras técnicas y métodos, como el cartografiado geológico de tipo anaconda, geoquímica, entre otros.

En la actualidad, se dispone de diversos tipos de imágenes satelitales multiespectrales con diferentes configuraciones de bandas espectrales (USGS Landsat Program, s.d.), destacándose en este contexto el tipo ASTER (Fig. 11 y 12).

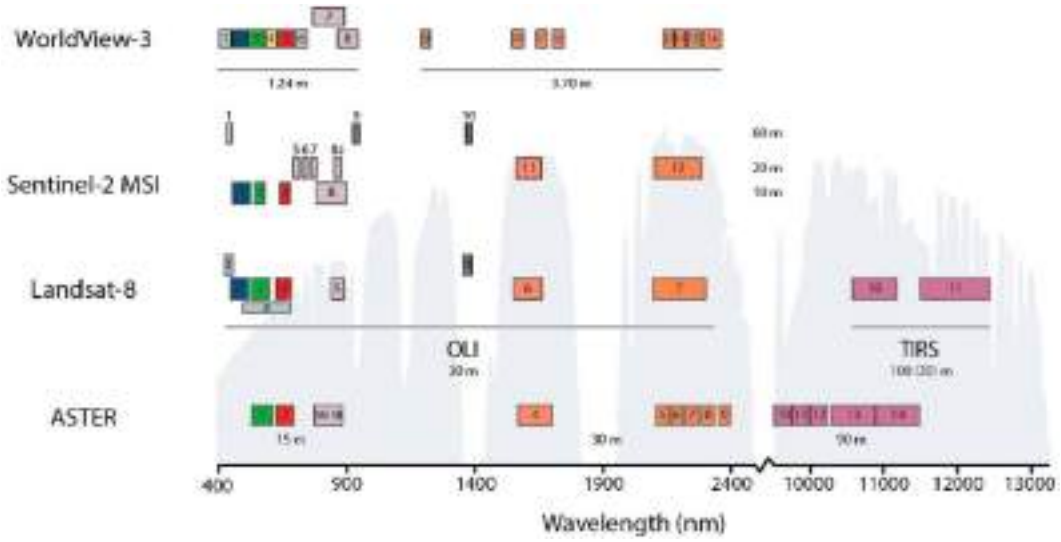


Fig. 11. Comparación entre las bandas ASTER, Landsat 8, Sentinel-2 y WorldView-3 (Cardoso-Fernandes et al., 2020).

ASTER, cuyas siglas corresponden a "Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer", es un tipo de imagen satelital que se utiliza con notable eficacia para identificar ciertos grupos de minerales, tales como caolinita, illita, alunita, calcita, entre otros (Oyarzun, 2011). Esto se logra gracias a las múltiples características de reflexión, absorción y emisión de energía en el espectro electromagnético. Estas características generan una respuesta que es captada por los sensores multiespectrales, ofreciendo una relación señal-ruido más alta y una cobertura de rango espectral más amplia (Robert et al., 2007).

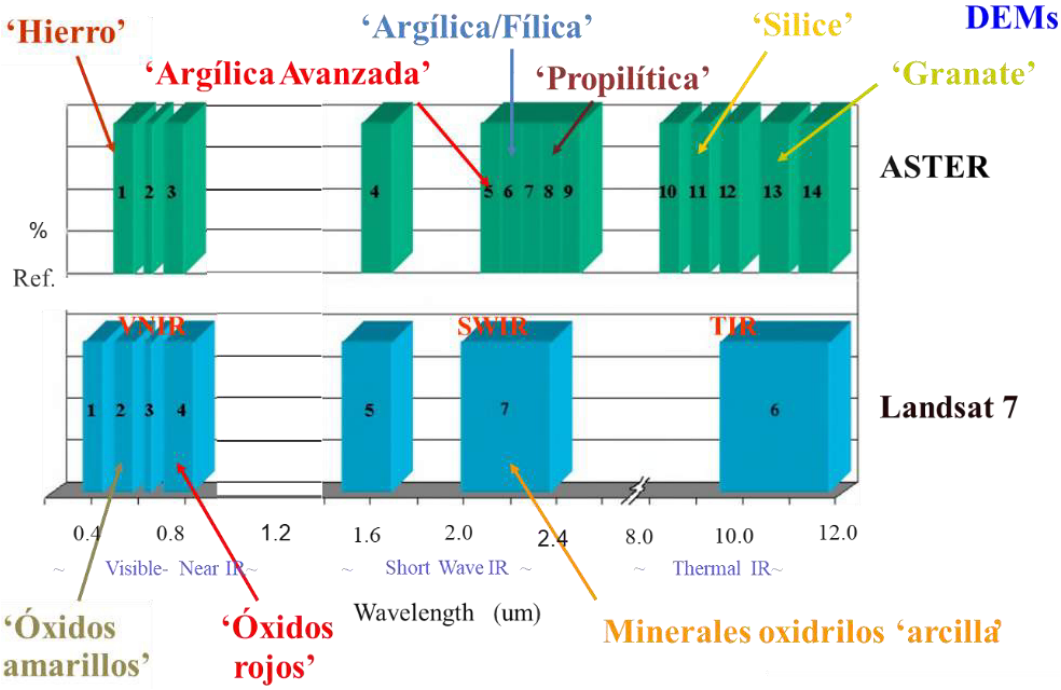


Fig. 12. Comparación de bandas espectrales ASTER y Landsat 7 y los minerales que discriminan (Fuente: INGEMMET).

2.2.2.2. Cartografiado geológico aplicado a exploración mineral

El cartografiado geológico, una de las técnicas más antiguas, desempeña un papel fundamental en la exploración y explotación mineral al proporcionar información esencial. Esta técnica permite la descripción detallada de características litológicas, estructurales, de minerales de alteración hidrotermal y de mineralización de sulfuros-óxidos, permitiendo una interpretación integral y en cuatro dimensiones de los diversos procesos geológicos. Además, actúa como un respaldo invaluable para técnicas indirectas y directas en la evaluación de depósitos minerales. Con el avance tecnológico, se ha producido un salto generacional en el desarrollo de esta labor, pasando de la cartografía geológica en papel a la utilización de equipos digitales con el objetivo de mejorar la integración de bases de datos concisas (Brimhall et al., 2006).

Entre los diversos métodos de cartografiado geológico, ya sea en formato papel o digital, se destaca el método Anaconda desarrollado por Anaconda Company (Brimhall et al., 2006). Este método, ampliamente reconocido por muchos geólogos, garantiza la toma de información de manera correcta y sistemática durante el levantamiento geológico.

El método Anaconda se caracteriza por codificar por colores las características litológicas, estructurales, de minerales de alteración hidrotermal, mineralización de sulfuros-óxidos y la edad relativa entre eventos. Esta codificación se representa en diversas capas para aprovechar al máximo la información adquirida en campo, culminando así en una campaña de exploración exitosa (Einaudi, 1997), ver Figura 13.

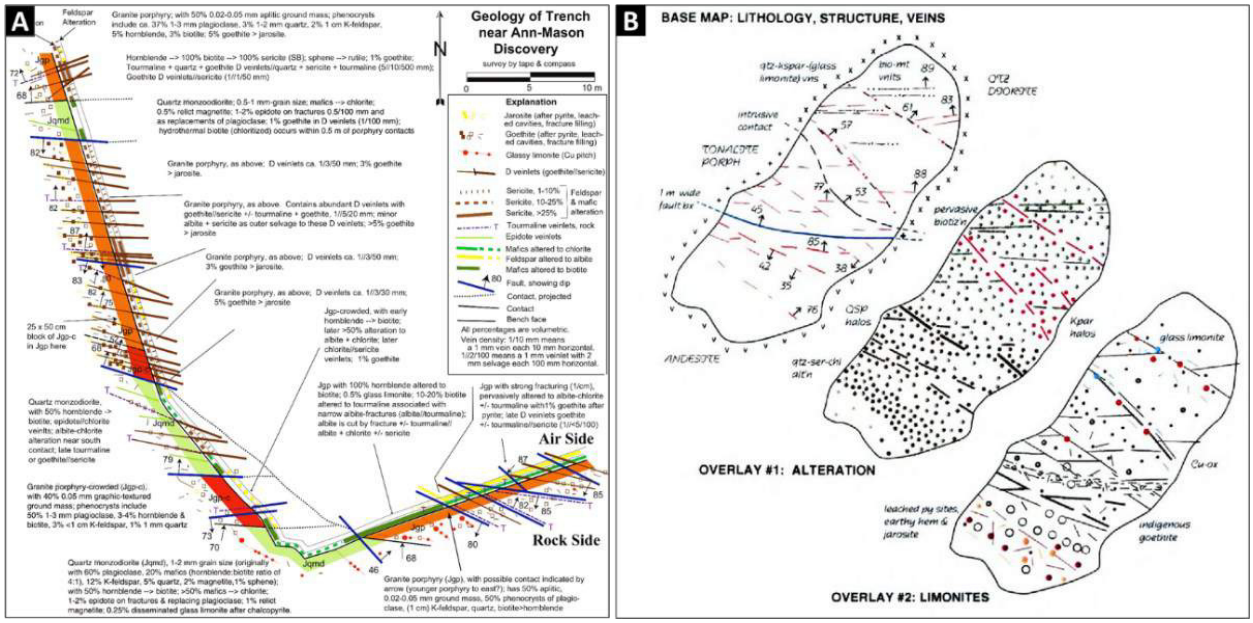


Fig. 13. Planos de cartografiado geológico tipo Anaconda en el Pórfido Cu-Mo Ann Mason (Einaudi, 1997).

2.2.2.3. Geoquímica aplicada a exploración mineral

La geoquímica ha emergido como una de las técnicas más efectivas en las campañas de exploración mineral desde el siglo XX, impulsada en gran medida por geólogos canadienses, rusos y británicos (Oyarzun, 2011) desempeñado un papel crucial en la identificación de anomalías geoquímicas mediante el análisis de sedimentos de drenaje, suelos y rocas, contribuyendo, por ejemplo, al aumento en la tasa de descubrimientos de depósitos de cobre en Sudamérica a finales de la década de 1960 (Kelley et al., 2010), ver Tabla 1.

Tabla 1. Métodos geoquímicos involucrados en algunos descubrimientos de cobre en Chile, Argentina, Perú y Ecuador, 1968 al presente (Kelley et al., 2010).

TABLE 2. Geochemical Methods Involved in Select Copper Discoveries in Chile, Argentina, Peru, and Ecuador, 1968 to Present

Deposit, location	Type; metals	Exposed/ concealed	Discovery year	Primary discovery method(s)	Geochemical signatures leading to discovery		References
					District-scale	Deposit-scale	
Santa Clara, Argentina	Porphyry Cu-Mo	Exposed	1968	Stream-sediment, soil and rock geochemistry, geologic mapping, I.P.	Stream sediments: Cu (50–650 ppm) and Zn (100–600) anomalies extending >10 km downstream	Soils: Cu (100– >400 ppm) and Mo (20–>80 ppm) define three mineralized centers over a NNE elongate area 2 × 9 km	United Nations Development Programme (1970)
Los Pelambres, Chile	Porphyry Cu-Mo	Partially exposed	1969	Geologic mapping, talus and rock geochemistry	Stream sediments: Cu anomalous (~1,000–60,300 ppm) to at least 10 km downstream, with most distal sample still containing 1,300 ppm	Talus fines (-80 mesh): >650 ppm Cu and >65 ppm Mo (coincident with mapped K silicate alteration)	Sillitoe (1973, 1995); Manriquez (1972)
Escondida, Chile	Porphyry Cu-Mo	Partially exposed	1981	Reconnaissance geologic mapping, rock and stream-sediment geochemistry, capping interpretation	Stream sediments: Cu (80–585 ppm) and Mo (10–22 ppm), fringed by Zn (100–325 ppm)	Mo (10–480 ppm) and Cu (100–660 ppm) in exposed areas of leached capping over deposit	Lowell (1991); Ortiz (1986)
Spence, Chile	Porphyry Cu-Mo	Concealed	1996	Wide-spaced drilling through cover; vectoring by Cu at base of gravels	Common breccia- and kalo-style Cu occurrences in bed-rock areas surrounding basin	100–10,000 ppm Cu at base of gravels as far as 2 km from deposit	Sillitoe, 2000; M.J. Thicke, pers. commun., 2010
San Carlos, Ecuador	Porphyry Cu-Mo	Exposed	1997	Reconnaissance panned-concentrate geochemistry at a density of ~0.4 km^2 accompanied by reconnaissance geologic mapping	Anomalous base metal responses in original survey; subsequent orientation studies showed anomalous responses to be >346 ppm Cu for panned-concentrates, >561 ppm Cu for <150 mesh sediment and >815 ppm for <80 mesh sediment	Soils: Cu (>500 ppm), Mo >30 ppm, Zn >80 ppm delineate main mineralized area	Gendall et al. (2000)
Haquira, Peru	Porphyry Cu-Au	Exposed	2001	Stream-sediment geochemistry	Anomalous Mo and Cu in drainage	Mineralized float found in drainage, leading to surface exposure of Cu oxide mineralization	Heather et al. (2010)

En la era contemporánea, los métodos de exploración geoquímica han adquirido una importancia creciente, especialmente en áreas con una mayor cobertura, dando lugar al desarrollo de nuevas técnicas

para la detección de anomalías (Robert et al., 2007). Estos métodos han evolucionado hacia una mayor sofisticación, siendo capaces de detectar valores en parte por billón y analizar un mayor número de elementos.

La información recopilada se presenta en conjuntos de datos geoquímicos con el propósito de describir los procesos geoquímicos en la zona de estudio muestreada. Estos conjuntos de datos se utilizan para interpretaciones que se centran en el análisis estadístico, observación de patrones y asociaciones, así como en múltiples métodos de análisis multivariado, todo ello guiado por una coherencia geoespacial tridimensional (Grunsky, 2010; Grunsky y De Caritat, 2017).

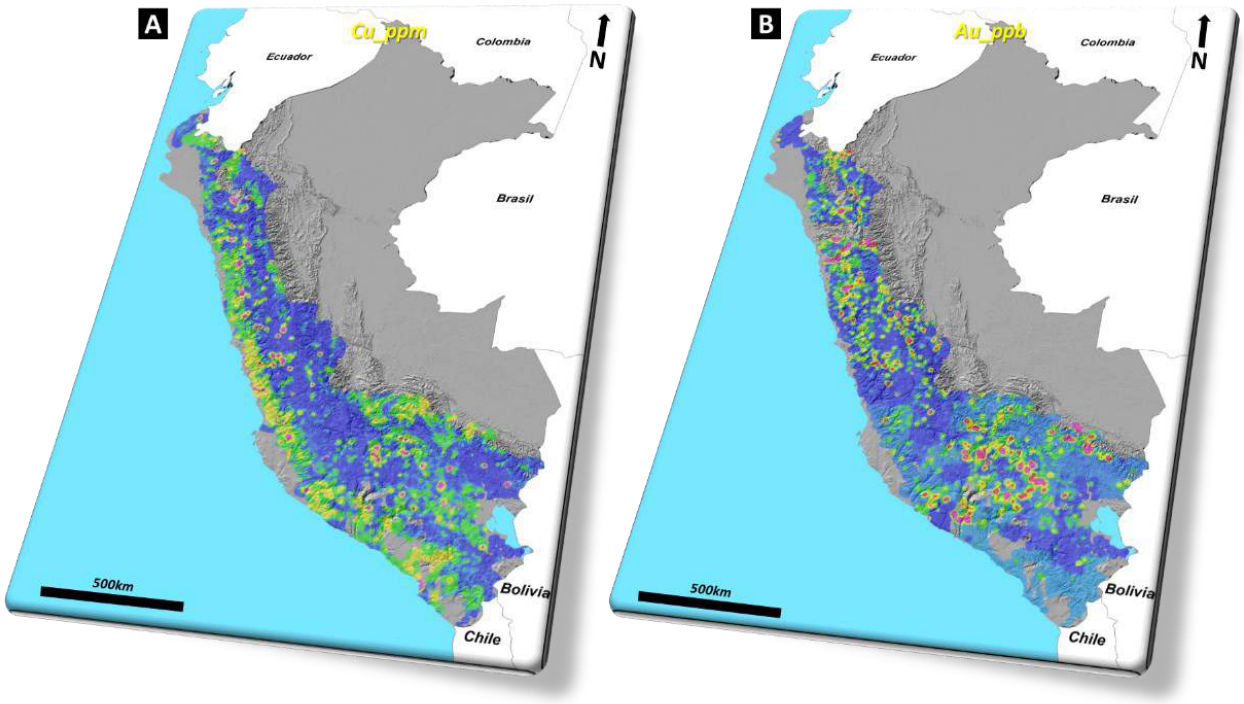


Fig. 14. Planos de geoquímica interpolada de cobre (ppm) y oro (ppb) en todo el Perú (data fuente: GEOCATMIN).

Tratamiento estadístico de datos geoquímicos en exploración mineral

Los tratamientos estadísticos de los datos geoquímicos han sido fundamentales como punto de partida para comprender los procesos geoquímicos y casos adicionales que emergen de esta información. Entre las metodologías empleadas, destaca el EDA (Análisis Exploratorio de Datos), diseñado para identificar tendencias en los datos mediante representaciones numéricas, como tablas de estadísticas paramétricas, y gráficos, como histogramas y “box-plot” (Grunsky, 2010).

Sin embargo, los datos geoquímicos plantean tres desafíos significativos: la presencia de datos censurados, la falta de distribución normal y la naturaleza de datos cerrados. Estos requieren un análisis previo meticuloso para un estudio estadístico preciso y la definición de parámetros geoquímicos clave, como “background”, “threshold” y anomalía. La determinación de estos parámetros puede llevarse a cabo

de diversas maneras, ya sea mediante técnicas estadísticas o representación gráfica, utilizando herramientas como, histogramas y gráficos P-P (Fig. 15).

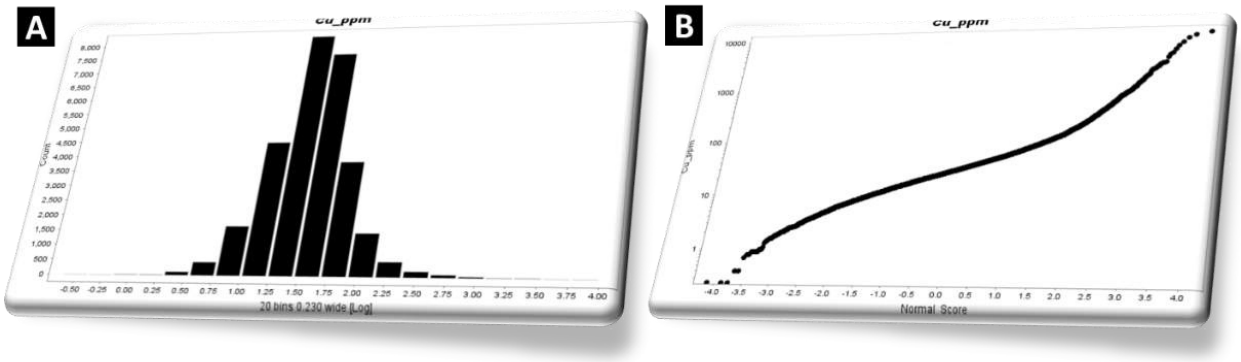


Fig. 15. Gráficos estadísticos de histograma y de probabilidad de cobre (ppm). (data fuente: GEOCATMIN).

2.2.2.3.1. Litogeoquímica aplicada a exploración mineral

La litogeoquímica se define como la determinación de la composición química de las rocas con el objetivo de identificar patrones asociados a la mineralización, a través del análisis de elementos mayores, menores y trazas (Govett & Nichol, 1979).

El análisis litogeoquímico resulta fundamental para comprender el comportamiento de las rocas, los ambientes tectónicos, la cristalización de minerales formadores de roca, el tipo de mineralización y alteraciones hidrotermales, así como la probable "fertilidad" en mineralización de las rocas en comparación con sectores de rocas estériles. Este análisis se lleva a cabo mediante la aplicación de diversos diagramas bivariantes y representaciones de dispersión, tales como los tipos spider (Madeinsky & Stanley, 1993; Rollinson, 1993; Davies & Whitehead, 2006; Halley, 2020; entre otros).

Adicionalmente, otra metodología valiosa para analizar la litogeoquímica, propuesta por Halley (2020), se centra en el uso de elementos traza inmóviles (Fig. 16). Esta aproximación es particularmente relevante, ya que muchos de los diagramas predefinidos se basan en elementos mayores que, en última instancia, tienden a ser muy móviles, junto con los elementos HSFE que presentan valencias de 3+ o 4+.

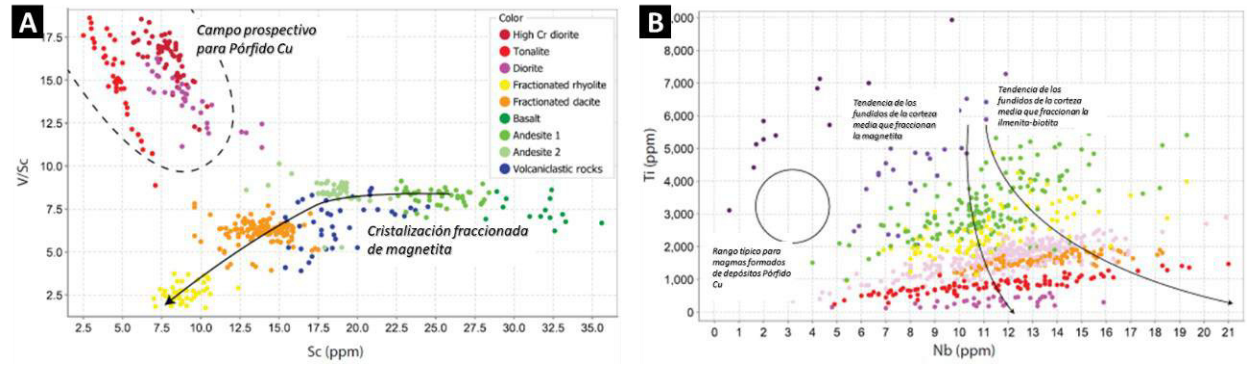


Fig. 16. Diagramas litogeoquímicos aplicados a exploración de depósitos tipo Pórfidos de Cobre (Halley, 2020).

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

3.1. TIPO Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

Se define el tipo y diseño de investigación que se lleva a cabo:

a) Tipo de investigación

- **Por nivel**: esta investigación inicia como **descriptiva** mencionando características geológicas, geoquímica y signaturas de teledetección del prospecto, posteriormente **explicativa** definiendo un modelo geológico que explique la relación del prospecto con un depósito tipo IOCG.
- **Por finalidad**: esta investigación es **aplicada** dado que generará nuevas ideas en la exploración de depósitos minerales en la franja de depósitos tipo IOCG del Cretáceo Inferior.
- **Por fuente de datos**: esta investigación presenta capítulos iniciando como **documental** usando información bibliográfica y datos publicados por autores, y posteriormente **de campo** con la información recopilada y muestreos in-situ en el prospecto.

b) Diseño de investigación

Esta investigación se diseñó **no experimental-transversal descriptivo y correlacional**.

3.2. UNIDAD DE ANÁLISIS

Geología, Geoquímica y Teledetección.

3.3. POBLACIÓN DE ESTUDIO

La población de este estudio está conformada por las características geológicas, geoquímicas y las firmas de teledetección asociadas al Prospecto La Española 2007, abarcando un total de 500 puntos de muestreo en el cartografiado geológico. Se incluyen 39 muestras de roca destinadas al análisis geoquímico de elementos económicos, 21 muestras de roca para el análisis litogeoquímico y una imagen satelital multiespectral.

3.4. MUESTRA

Esta investigación conceptualiza la muestra como la totalidad de información comprendida en la población de estudio. Se abordan un total de 500 puntos de muestreo en el cartografiado geológico, 39 muestras de roca destinadas al análisis geoquímico de elementos económicos, 21 muestras de roca para el análisis litogeoquímico y una imagen satelital multiespectral.

3.5. TÉCNICA DE RECOPILACIÓN DE DATOS

- **Análisis documental**: recopilación de información bibliográfica de libros especializados, artículos oficiales e internet; datos bibliográficos de anexos de artículos oficiales, para bases teóricas y generalidades.
- **Teledetección**: descarga y procesamiento de imagen satelital multiespectral ASTER.

- **Cartografiado geológico de campo**: recopilación de información de campo usando equipos geológicos como planos topográficos escala 1:2000, GPS, imagen fotogramétrica, lupa, picota, etc., realizado en 3 jornadas de campo de 5 días entre los meses de abril y junio del 2022.
- **Geoquímica**: muestreo de rocas por rock-chips durante las 3 jornadas de campo entre los meses de abril y junio del 2022, posteriormente envió a laboratorio para el análisis por Espectrofotometría de Absorción atómica con digestión multiacida, determinación analítica por AAS-flama o gravimetría con ensayo al fuego, e ICP-MS/ES con digestión de fusión de borato de litio.
- **Registro fotográfico**: recopilación de fotos con cámara fotográfica.

3.6. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN

- El análisis de la información bibliográfica fue usado para interpretaciones regionales evaluadas respecto al prospecto La Española 2007.
- La información obtenida del cartografiado geológico de campo sirvió para generar planos geológicos (método anaconda), y secciones geológicas escala 1:2000, usando ArcGis 10.5 y Target for Gis.
- Los datos geoquímicos sirvieron para generar planos y secciones geoquímicas, y gráficos geoquímicos usando Golden Surfer, Target for Gis, Minitab18 y ioGAS 8.0.
- La imagen satelital multiespectral sirvió para para generar planos con signaturas de teledetección usando software Envi 5.3 y ArcGis 10.5.
- Toda la información y resultados se presentan en múltiples planos, tablas, figuras y gráficos con el análisis e interpretación presentado en esta Tesis.

CAPÍTULO 4: GENERALIDADES

4.1. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se sitúa en el margen derecho del Río Omas, aproximadamente a 10 km aguas arriba del anexo de Santa Rosa de Cata, en las proximidades de la Hacienda La Yesera. Desde una perspectiva política, se encuentra dentro del distrito de Coayllo, en la provincia de Cañete, departamento de Lima.
La extensión del área de estudio específica en el prospecto abarca 100 hectáreas (Fig. 17).



Fig. 17. Plano de ubicación del Prospecto La Española 2007, respecto al área estudio regional (Fuente de datos: INGEMMET).

4.2. ACCESIBILIDAD

El acceso al prospecto La Española 2007 desde la ciudad de Lima se realiza a través de la carretera Panamericana Sur hasta Mala, tomando el desvío de Palma Alta-Asia que conduce al anexo Santa Rosa de Cata, siguiendo el curso del Río Omas en el valle. Posteriormente, se realiza un giro hacia el oeste, adentrándose en la quebrada que se encuentra entre la Hacienda La Yesera y el anexo Santa Rosa de Cata. El tiempo total estimado de viaje para llegar al prospecto es de aproximadamente 2 ½ horas.

4.3. CATASTRO MINERO

El área de estudio comprende 100 hectáreas y está concesionada por los propietarios de Compañía Minera La Victoria de Cata (Müller Jesús y otros), ubicándose en el extremo este de la Acumulación Condestable (Fig. 18). Según la información proporcionada por la plataforma virtual GEOCATMIN, se detallan las propiedades mineras relevantes:

- La Española 2007: fecha de formulación de 02/05/2007, situación VIGENTE en la actualidad. Tiene un área de 100.00 hectáreas. Este terreno constituye el área de estudio.
- La Victoria de Cata: fecha de formulación de 04/12/2002, situación VIGENTE en la actualidad. Tiene un área de 100.00 hectáreas. Corresponde a la ubicación de Compañía Minera La Victoria de Cata.
- Acumulación Condestable: fecha de formulación de 21/12/2010, situación VIGENTE en la actualidad. Tiene un área de 41,597.75 hectáreas.

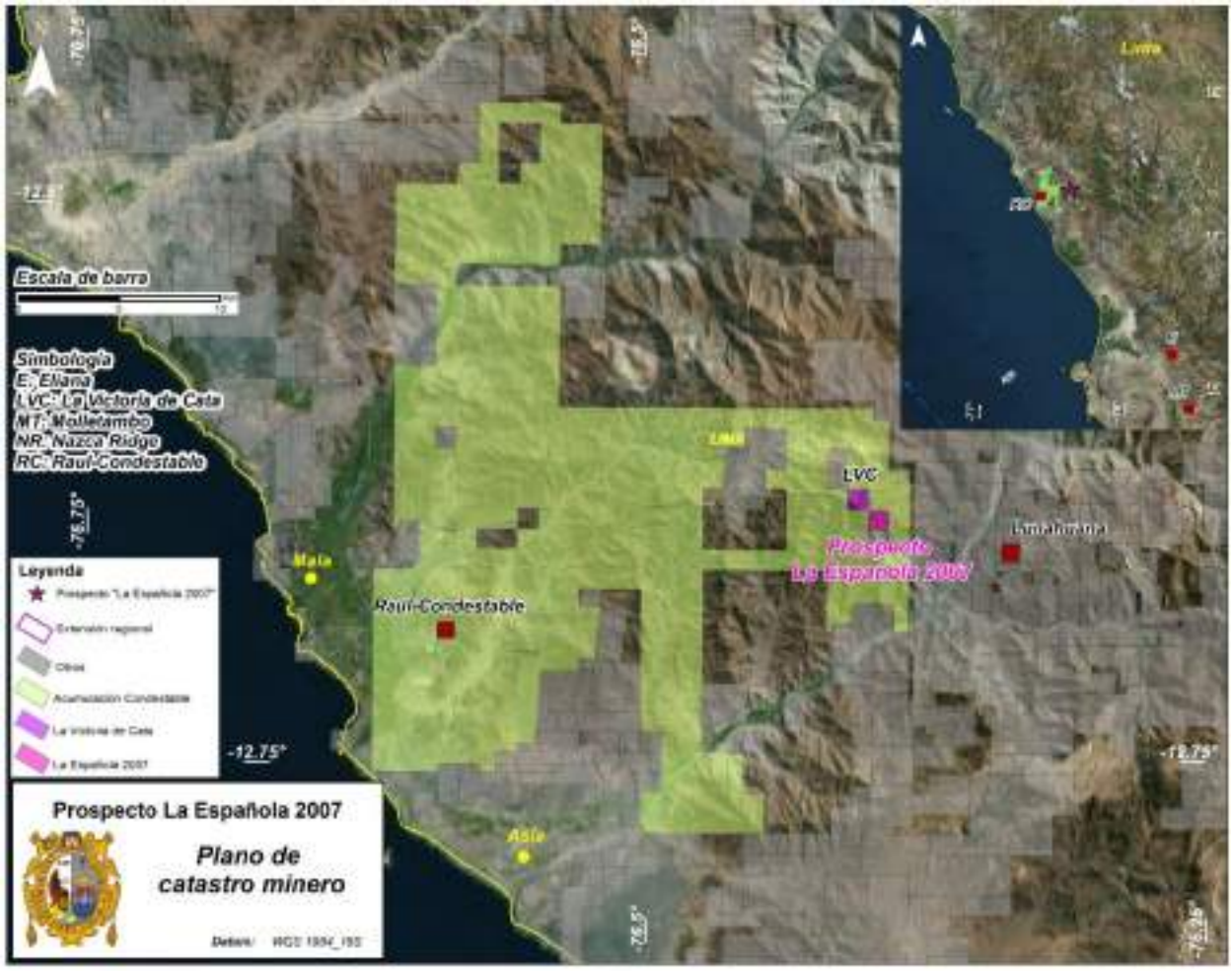


Fig. 18. Plano de catastro minero del Prospecto La Española 2007 (Fuente de datos: INGEMMET).

4.4. GEOMORFOLOGÍA

4.4.1. Fisiografía

Desde una perspectiva fisiográfica, el área de estudio se encuentra en las estribaciones occidentales de los Andes peruanos, justo en el límite con el desierto de la costa del Pacífico, presentando elevaciones que oscilan entre los 1700 y 2500 metros sobre el nivel del mar. El paisaje se compone de valles fluviales y arroyos secos, caracterizados por pendientes pronunciadas y montañas con picos ondulados de inclinación que varía de moderada a empinada. Los ríos Omas y Mala drenan la región, dirigiéndose de noreste a suroeste hasta desembocar en el Océano Pacífico. A nivel local, se ha subdividido el área en seis macro-unidades geomorfológicas: Río o cauce, Llanura aluvial, Mantos de arena (principalmente depósitos eólicos), Vertiente o piedemonte, Colinas y lomadas, y Terrenos montañosos (Fig. 19).

4.4.2. Clima

El clima en la zona de estudio se clasifica como desértico a subtropical árido, caracterizado por una temperatura anual promedio de 20.2ºC. Las precipitaciones son más significativas en diciembre, mientras que de abril a noviembre se experimenta un periodo seco.

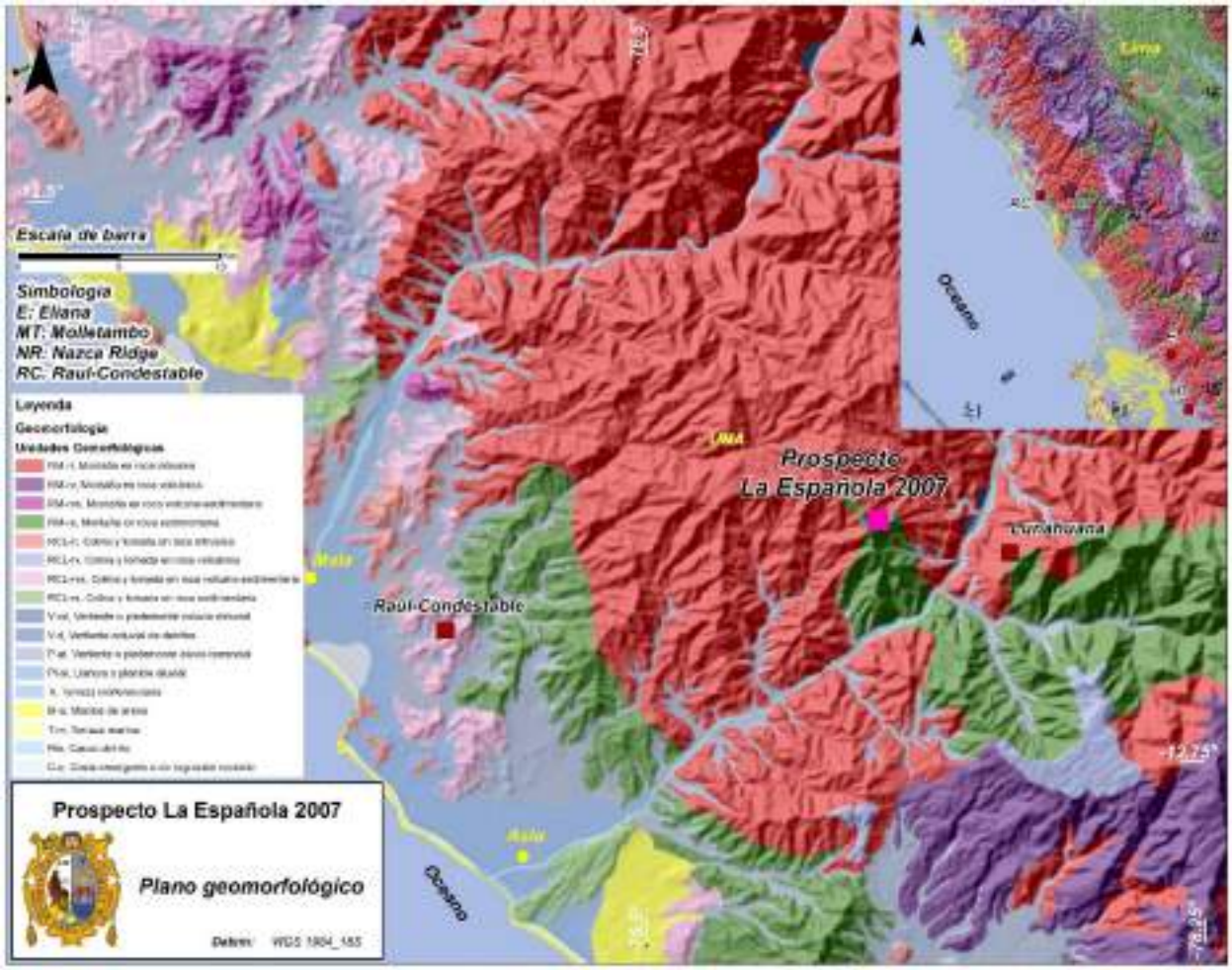


Fig. 19. Plano geomorfológico de los alrededores del área de estudio (Fuente de datos: INGEMMET).

4.5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

En el contexto geológico regional, iniciamos con una síntesis de la geología en las proximidades del área de estudio local, basándonos en las publicaciones que recopilan información de los cuadrángulos de Mala, Lunahuana, Tupe, Conaya, Chincha, Tantará y Castrovirreyna (Salazar & Landa, 1993). También se consultaron otras fuentes, como actualizaciones de cartas y estudios adicionales (De Haller et al., 2006; Aleman & León, 2016b; entre otros), ver Figuras 21 y 22.

4.5.1. Estratigrafía

La estratigrafía que abordaremos inicia con las rocas volcánicas y sedimentarias a los alrededores del área de estudio, que abarcan desde el Jurásico hasta el Cuaternario reciente. En tanto a la región de estudio y a la propiedad en particular, no se han identificado rocas de edad Paleozoico. Se asume que estas podrían encontrarse en el basamento preexistente a la deposición de las rocas mesozoicas, como las que se exponen al oeste (Grupo Excelsior y otras unidades previas y coetáneas) y al sureste (Macizo de Arequipa), que actuaron como bloques positivos durante el Mesozoico (Salazar & Landa, 1993).

4.5.1.1. Mesozoico

La secuencia mesozoica se inicia en el Jurásico con afloramientos de rocas del Grupo Yura (Berrasiano Superior-Valanginiano). Este grupo se caracteriza por ser una secuencia clástica-arcillosa compuesta por limoarcillas intercaladas con niveles delgados de areniscas y calizas, con una potencia promedio de unos 500 metros. Estos afloramientos son considerados el posible borde de la cuenca (León & De la Cruz, 2003) y previamente fueron catalogados como Formación Asia (Salazar & Landa, 1993).

Durante el Cretáceo, se observa una transición con la superposición de rocas del Grupo Morro Solar (Valanginiano). Este grupo se subdivide en las formaciones Salto del Fraile, La Herradura y La Virgen, compuestas por una secuencia siliciclástica-arcillosa con intercalaciones ocasionales de calizas. Estas rocas indican que son el resultado del levantamiento de un basamento rico en cuarzo, atribuido al cambio del ángulo de subducción de abrupto a poco inclinado. Además, esto implica el colapso del Arco Volcánico Jurásico (Aleman & León, 2016a). Se estima una potencia promedio de alrededor de 1000 metros para este grupo (Salazar & Landa, 1993; León & De la Cruz, 2003), y sus afloramientos son visibles en las cercanías del prospecto La Española 2007 (GEOM, 2021).

Se infiere que, a continuación, este grupo es subyacente a la Formación Pucusana (Barremiano-Aptiano inferior), cuya localidad tipo se encuentra en los alrededores de Pucusana-Naplo-La Yesera. Esta formación está compuesta por una secuencia volcanoclástica efusiva a explosiva de areniscas volcánicas estratificadas, brechas piroclásticas y tobas cortadas por sills andesíticos, con una potencia promedio de unos 800 metros (Aleman & León, 2016b). La Formación Pucusana se divide en 6 litofacies que evidencian la evolución de una plataforma volcánica subacuática contemporánea a una subducción oblicua de la dorsal medio-oceánica, probablemente depositándose coetáneamente durante la intrusión de las superunidades del Cretácico inferior. Esta formación ha sido datada con edades de 127.1±1.3 Ma por Ar-Ar en la localidad tipo (Romero et al, 2013). Además, algunas secuencias volcánicas fueron datadas con

edades de 116.7 ±0.4 Ma y 114.6 ±1 Ma por U-Pb en Mina Condestable (De Haller et al, 2006), las cuales Aleman & León (2016b) también las asocian como parte de la Formación Pucusana.

Suprayaciendo a estas unidades, se encuentra el Grupo Lima (Barremiano-Aptiano inferior), subdividido en las formaciones Lurín, Pamplona y Atocongo (León & De la Cruz, 2003), con una potencia promedio que oscila entre 200 y 400 metros. Estas formaciones se desarrollaron en un entorno marino abierto a poca profundidad. Se infiere un contacto concordante, evidenciado por el tránsito gradual de la Formación Pucusana en el sector La Yesera. La Formación Lurín se compone mayormente de calizas micríticas grises, en un patrón de packstone-mudstone, con niveles de limos, y se caracteriza por la presencia de brechas de colapso. En cambio, la Formación Pamplona presenta lutitas abigarradas finamente estratificadas, con intercalaciones de calizas y margas, mientras que la Formación Atocongo está compuesta por calizas masivas, calizas bioclásticas y micríticas. Esta última, anteriormente catalogada como parte del Grupo Imperial (Salazar & Landa, 1993), fue posteriormente renombrada a su denominación actual por Martínez & Cervantes (2003).

Probablemente, de manera discordante, sobreyace el Grupo Casma (Albiano-Cenomaniano a Maastrichtiano, cerca de Mina Perubar según Polliand et al., 2005), subdividido en las formaciones Chilca y Quilmanà, con una potencia promedio de 1000 metros. Estas rocas se catalogan como volcanosedimentarias marinas a subáreas (Guevara, 1980; Cobbing, 1973; Myers 1974; Jacay, 2005) y se generaron en una cuenca marginal extensional durante el Arco Volcánico Casma, marcado por un vulcanismo intermitente y una subducción oblicua de bajo esfuerzo con un ángulo del plano de Benioff de 60º (Soler & Bonhomme, 1990). La Formación Chilca comprende tobas, brechas piroclásticas, lavas y areniscas volcánicas, con un ocasional horizonte de calizas bioclásticas, mientras que la parte superior de la Formación Quilmanà se caracteriza por un aumento significativo de lavas andesíticas a andesíticas basálticas poco estratificadas, alternándose con tobas, brechas y calizas ocasionales.

En el sector más oriental del área de estudio, emergen las rocas volcanosedimentarias de la Formación Huaranguillo (Albiano medio-Senoniano) con una potencia promedio de 3000 metros. Esta formación suprayace concordantemente a la Formación Atocongo y está compuesta por andesitas metamorfizadas, areniscas, pelitas y calizas silicificadas, cortadas por diques subvolcánicos (Salazar & Landa, 1993; Martínez & Cervantes, 2003).

Por último, los últimos afloramientos del Cretácico corresponden a las rocas volcánicas del Complejo Volcánico Bujama-Totoritas, con su localidad tipo en las playas del mismo nombre.

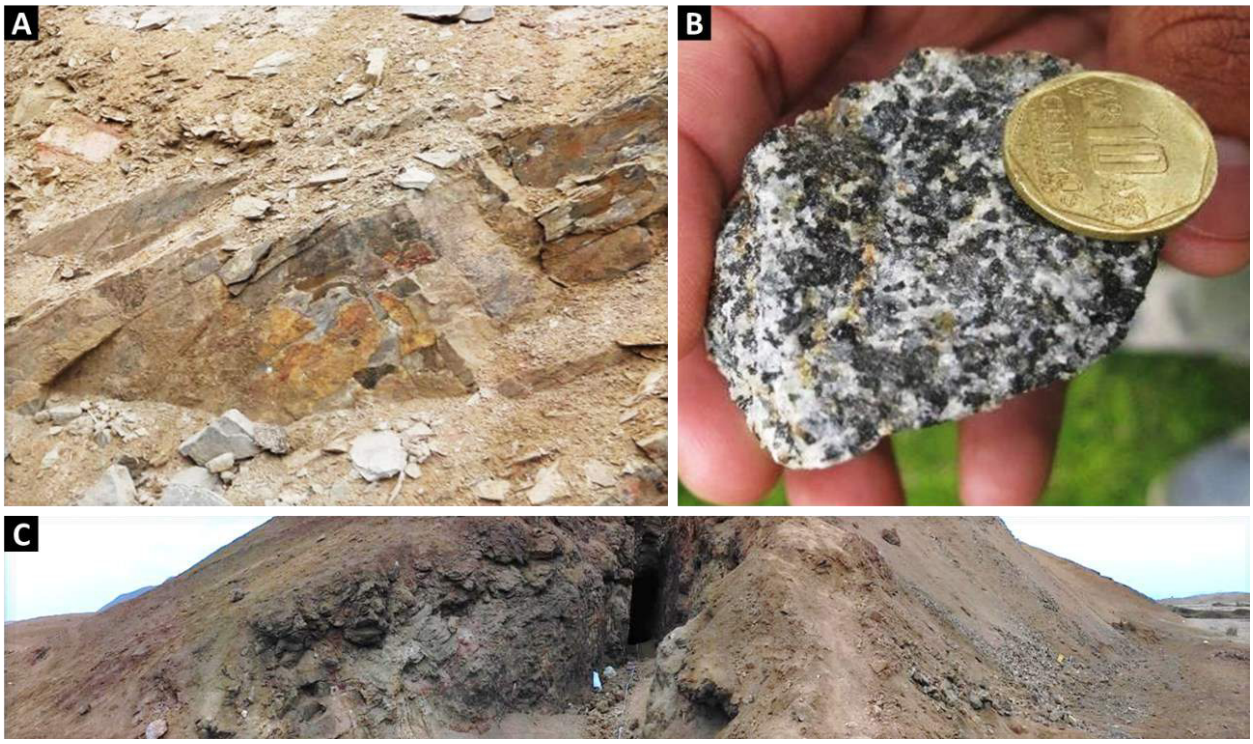


Fig. 20. A) Afloramiento de calizas en ocasiones intercaladas con lutitas de la Formación Pamplona, B) Muestra de mano de tonalita de Super Unidad Santa Rosa y C) Afloramiento de rocas volcánicas de la Formación Pucusana en una mina de baritina. Fuente: autor.

4.5.1.2. Cenozoico

Ubicado en el sector sureste del área de estudio, cercano al borde occidental de la Cordillera Occidental, el contexto geológico se inicia con la Formación Tantará del Eoceno, que se superpone discordantemente a las formaciones y grupos mesozoicos. Esta formación está compuesta por una secuencia de derrames volcánicos andesíticos a riolíticos, intercalados con ocasionales brechas, tobas, limolitas y areniscas (Salazar & Landa, 1993). Se divide en cuatro unidades según la predominancia de las facies (Martínez & Cervantes, 2003). Los últimos afloramientos volcánicos en el área de estudio corresponden a las rocas del Complejo Volcánico Nazca del Mioceno, con su localidad tipo del mismo nombre, y presentan un posible contacto de discordancia erosional en la base.

Posteriormente, la Formación Cañete se ubica en probable discordancia sobre las rocas más antiguas. Esta formación está compuesta por conglomerados semi-consolidados y sedimentos limo-arenosos continentales pertenecientes a conos de deyección aluvial del Pleistoceno (Salazar & Landa, 1993). Finalmente, todos los Depósitos Cuaternarios sobreyacen en discordancia angular a todas las formaciones y grupos mencionados.

4.5.2. Rocas plutónicas y subvolcánicas

En las proximidades del área de estudio local, las rocas intrusivas identificadas son atribuibles a diversas superunidades del Batolito del Costa, junto con algunos plutones posteriores no diferenciados.

4.5.2.1. Batolito de la Costa

Este batolito está constituido por rocas intrusivas y subvolcánicas, formando tanto superunidades como cuerpos aislados (Cobbing, 1973). Perteneciente al Segmento Lima (Pitcher, 1977), se caracteriza por su geometría tabular y variada potencia (Jacay & Sempere, 2005), y se originó desde el Cretáceo. En los alrededores del área de estudio, se identifican varias superunidades aflorantes, cada una con sus respectivas edades de emplazamiento (Salazar & Landa, 1993; Martínez & Cervantes, 2003).

La Super Unidad Raúl-Condestable está compuesta por tonalitas, cuarzo dioritas y rocas extrusivas, como lavas masivas dacíticas a andesíticas, con bandas de flujo y brechas autoclásticas ocasionales, coetáneas al emplazamiento de los intrusivos según las edades U-Pb. Este conjunto sugiere dos posibles pulsos: el primero, con una edad de 116.7 ± 0.4 a 116.4 ± 0.3 Ma, y el segundo, de 115.1 ± 0.4 a 114.8 ± 0.4 Ma, correspondiendo a una de las superunidades más antiguas del Batolito de la Costa (De Haller et al., 2006).

La Super Unidad Jecuan está constituida por dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos, aflorando en Mala y cortando rocas del Grupo Casma. Las dataciones mediante U-Pb indican una edad de 100.9 Ma (Mukasa, 1986).

La Super Unidad Patap comprende rocas mesocráticas a melanocráticas, que varían de gabros a monzogranitos de textura variable, aflorando en Chincha, Calango, entre otros lugares. Las dataciones U-Pb señalan una edad entre 106 y 101.4 Ma (Mukasa, 1986), y estudios recientes proporcionan edades entre 103.2 ± 1.9 a 93.6 ± 1.9 Ma (Ccallo et al., 2021).

La Super Unidad Linga está formada por monzodioritas a monzogranitos y granodioritas, aflorando en Quilmana y Punta Lobos-Cerro Azul. Se distinguen de las otras por su mayor contenido de feldespato potásico. Las dataciones indican una edad de 96 ± 3 Ma (Pitcher et al., 1985), mientras que estudios recientes proporcionan edades entre 96 ± 1.4 a 89.4 ± 1.4 Ma mediante el método U-Pb (Ccallo et al., 2021).

La Super Unidad Tiabaya comprende hasta cinco plutones de rocas leucocráticas a mesocráticas, que van desde dioritas hasta monzogranitos, con una textura y mineralogía caracterizadas por micas aisladas. Las dataciones indican edades entre 86.4 y 84.4 Ma (Mukasa, 1986), mientras que estudios recientes mediante U-Pb indican edades entre 90.3 ± 1.5 a 76.5 ± 1.5 Ma (Ccallo et al., 2021).

La Super Unidad Santa Rosa se compone de granitos, granodioritas, tonalitas y dioríticos, aflorando en diversas partes de Lima. Las dataciones por U-Pb proponen edades entre 84.4 y 82.5 Ma (Mukasa, 1986).

La Super Unidad Incahuasi está compuesta por tonalitas a granodioritas con ocasionales cuarzo dioritas, aflorando en sectores como Lomas de Huantiana, Marcalla y Porococha. Los estudios de dataciones han señalado una edad de 78 ± 1 Ma (Pitcher et al., 1985), mientras que investigaciones recientes mediante el método U-Pb han definido un rango de edad que va desde 80 ± 1.8 Ma (Ccallo et al., 2021) hasta 67.75 ± 0.8 Ma (Collado, 2014).

La Super Unidad Cochahuasi está compuesta por tonalitas, granodioritas, microdioritas y enjambres de diques dacíticos-andesíticos, separados en unidades félsicas y máficas (Injoque et al., 1995). Afloran entre Catas (cerca del Río Omas) y Cochahuasi (Río Mala). Aunque no existen registros de estudios de

dataciones, se presume que su emplazamiento fue posterior a la Super Unidad Incahuasi, ocurriendo en el Cretáceo Superior, con una antigüedad menor a 71 Ma. Estas rocas son de gran interés al aflorar en las inmediaciones del prospecto La Española 2007 y en todo el distrito minero Cata-Cañete (GEOM, 2021).
La Super Unidad Catahuasi está compuesta principalmente por tonalitas y granodioritas como plutón principal, con cuerpos menores de monzogranitos y granitos aflorando en los alrededores de Catahuasi. Los estudios de dataciones indican edades que van desde 66.2 ± 0.6 a 64 ± 1.6 Ma (Ccallo et al., 2021).

4.5.2.2. Diques y Stocks menores

Se identifican diversos cuerpos intrusivos, cuellos volcánicos y plutones pequeños con longitudes que oscilan entre 5 y 10 km, compuestos principalmente por pórfidos andesíticos, dioritas, monzogranitos y sienogranitos, con edades que abarcan desde el Cretáceo superior hasta el Neógeno. En algunas instancias, estos cuerpos pueden estar vinculados a manifestaciones de mineralización polimetálica (Salazar & Landa, 1993).

4.5.2.3. Magmatismo

Durante el Cretáceo, desde el inferior hasta el superior tardío, se evidenció un aumento en la velocidad de subducción entre la Placa Farallón (actualmente Placa de Nazca) y la Placa Sudamericana, así como una subducción oblicua que dio lugar a la formación de cuencas marginales extensionales con volcanosedimentos submarinos y subaéreos, coincidiendo con el inicio contemporáneo del plutonismo en el Batolito de la Costa (Polliand et al., 2005).
El vulcanismo en el Cretáceo se inició con el Arco Casma, con una edad comprendida entre 130 y 105 millones de años (Mamani et al., 2010). Se presume que este arco incluye la Formación Pucusana, con una edad de 127 ± 1.3 millones de años (Llerena et al., 2013), caracterizada por rasgos del tipo MORB a OIB (Aleman & León, 2016b). Posteriormente, se produjo la deposición de diversas facies efusivas a explosivas, que van desde series toleíticas hasta calcoalcalinas e incluso alcalinas, pertenecientes al Grupo Casma (Cueva et al., 2010).
Durante la deposición de las secuencias volcanosedimentarias, algunos autores sugieren que se produjo un emplazamiento similar de las superunidades del Batolito de la Costa (Aleman & León, 2016b; Haller et al., 2006), reflejando volúmenes significativos de pulsaciones magmáticas desde el Cretáceo hasta el Paleoceno. Estos emplazamientos ocurrieron gradualmente, "migrando" hacia el este (Soler, 1990), con una afinidad toleítica-calcoalcalina en las primeras pulsaciones (De Haller et al., 2006) y posteriormente calcoalcalina (Pitcher, 1979). Las pulsaciones batolíticas podrían estar relacionadas con los Arcos Magmáticos Meso-Cenozoicos del Casma (130-105 Ma), Ilo-Lancones (105-90 Ma) e Incahuasi-Paltashaco (90-75 Ma), según los periodos de tiempo propuestos por Mamani et al. (2010) y diversos estudios de dataciones U-Pb y Ar-Ar de las superunidades (Mukasa, 1986; Ccallo et al., 2021; entre otros).
Eventos posteriores de magmatismo-vulcanismo, durante el Eoceno al Oligoceno, se atribuyen a una disminución del ángulo de subducción (Zappetini et al., 2001), evidenciando paquetes volcánicos e intrusiones menores durante el engrosamiento de la corteza, aunque su distribución en tiempo y espacio

es poco uniforme (Bissig et al., 2008). Este vulcanismo ha sido poco estudiado y se dispone de datos limitados (Noble et al., 1979; entre otros).

Durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano, se caracteriza en este sector por un periodo de calma volcánica, con ocasionales intrusiones de sills, domos y criptodomos, migrando gradualmente la actividad magmática hacia el Este (Bissig et al., 2008). Por otro lado, durante el lapso del Mioceno medio al tardío, se intensifica un periodo de vulcanismo.

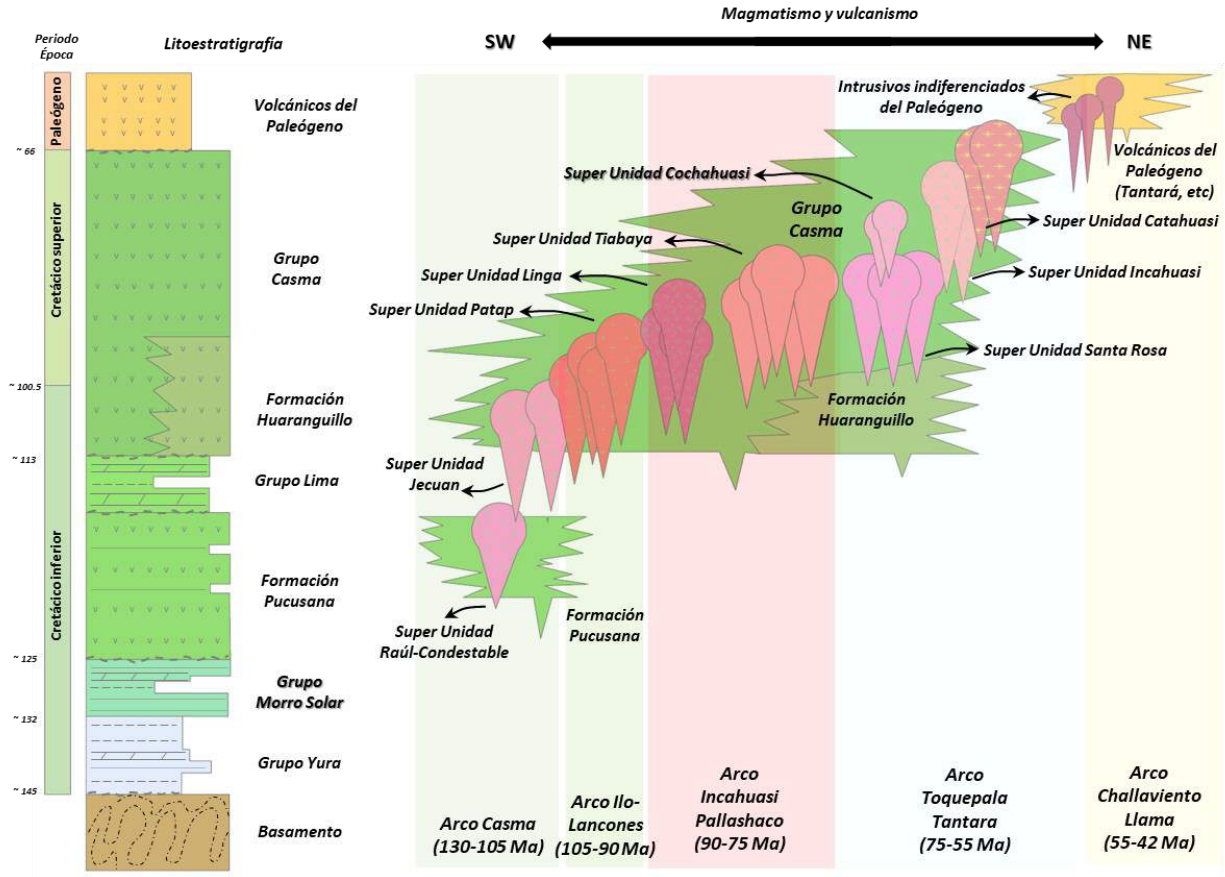


Fig. 21. Gráfico compuesto, Columna litoestratigráfica generalizada y magmatismo-vulcanismo de los alrededores del área de estudio. Se ubica de manera referencial la ubicación de los Arcos Magmáticos Meso-Cenozoicos del Perú. Gráfico generado a partir de información de Mamani et al. (2010).

4.5.3. Ambiente tectono-estructural de los Andes Centrales del Perú

Durante el Jurásico, persistió un régimen extensional que incluyó una cuenca sedimentaria y vulcanismo alcalino (Rosas & Fontbote, 1995; Jaillard et al., 2000), caracterizado por un dominio de fallas corticales (Sempere et al., 1999; Sempere et al., 2002; Sempere et al., 2004) y breves episodios de eventos compresivos relacionados con la subducción, evidenciados por rocas volcánicas de tipo arco en varios sectores del Perú (Wilson, 1984; Mamani et al., 2010; Alemán & León, 2019; Cerrón, 2019, entre otros).

En el Cretáceo inferior, se inició el régimen compresivo de subducción, marcado por un aumento en la tasa de convergencia debido al incremento de la velocidad de subducción con un ángulo de <~70º (Soler, 1990), y subducción oblicua (N-S a N15º) entre la Placa de Farallón y Sudamericana, formando cuencas del tipo marginal extensional (Polliand et al., 2005). Durante esta etapa, se aprovechó la deposición de material volcano-sedimentario. Los inicios de este periodo se caracterizaron por procesos de tectónica de plegamientos y fallamientos NW-SE (Salazar & Landa, 1993), respaldados por emplazamientos plutónicos. En el Cretáceo superior, se produjo un cambio en el ángulo de convergencia a <45-50º, con deformación y levantamiento de rocas paleozoicas durante un periodo de mayor compresión y cambio de sedimentación de marina a continental (Pfiffner & Gonzales, 2013). Se observaron sectores distensivos y la persistencia de cuencas de tipo marginal hasta el final de la época (Polliand et al., 2005).

A finales del Paleoceno, se registró una disminución en la tasa de convergencia, reducción del ángulo de subducción (Cobbing, 1999) a un promedio de 30º y cambio en la dirección de convergencia a N40º-50º (Soler, 1990), lo que generó un intenso plegamiento NW-SE y fallamiento NE-SW, seguido de un periodo de magmatismo.

En el Oligoceno, se registra una disminución en la velocidad de convergencia, acompañada de una reducción en la actividad volcánica y escasas evidencias de magmatismo intrusivo en rocas preexistentes. Hacia el final del Oligoceno, se observa nuevamente un aumento en la velocidad de convergencia, asociado a eventos magmáticos y volcánicos (McKee & Noble, 1982), así como el emplazamiento de depósitos minerales al norte del Perú.

A comienzos del Mioceno, se mantiene una velocidad de convergencia constante y se produce un cambio en la dirección de convergencia a E-W (Pardo-Casas & Molnar, 1987), pero con una disminución en la actividad magmática. En el Mioceno medio-superior, posiblemente hasta el Plioceno, se manifiesta un periodo de engrosamiento y elevación de la Cordillera de los Andes, con indicios de vulcanismo y magmatismo durante la subducción de la Dorsal de Nazca (Hampel, 2022).

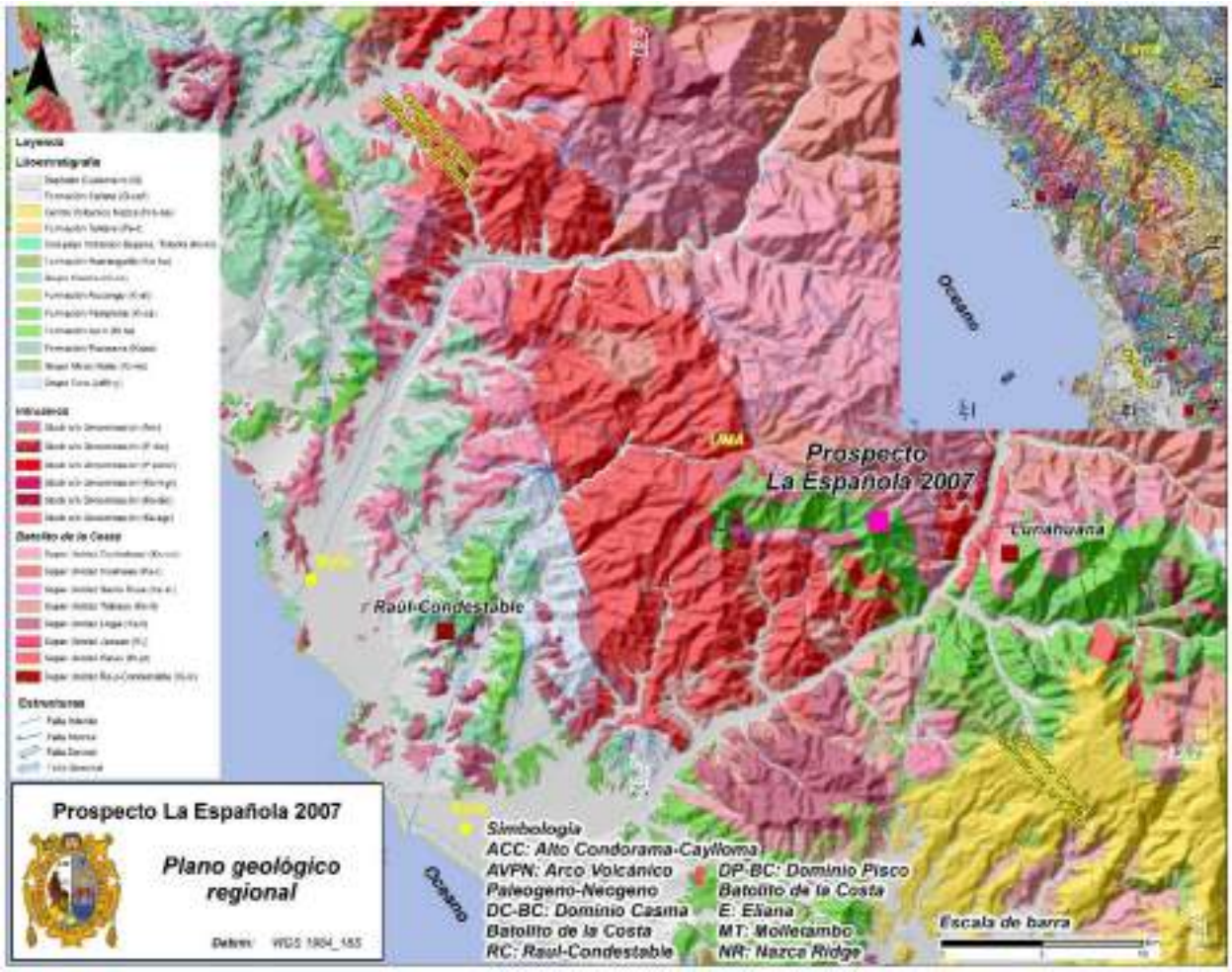


Fig. 22. Plano geológico de los alrededores del área de estudio (Fuente de datos: INGEMMET).

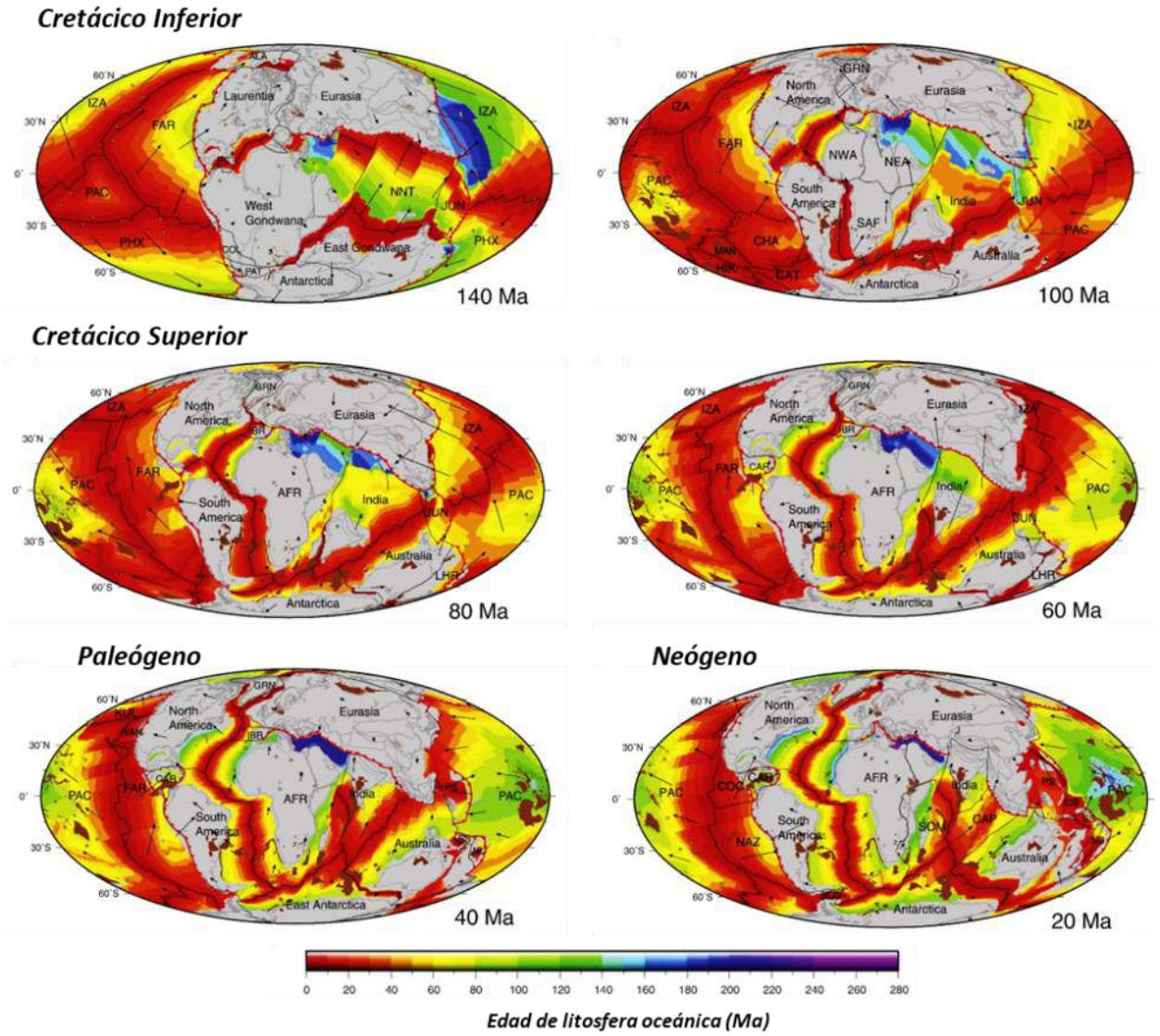


Fig. 23. Modelo de reconstrucción de las placas tectónicas globales del Cretácico (140Ma) al Neógeno (20Ma), modificado de Seton et al. (2012).

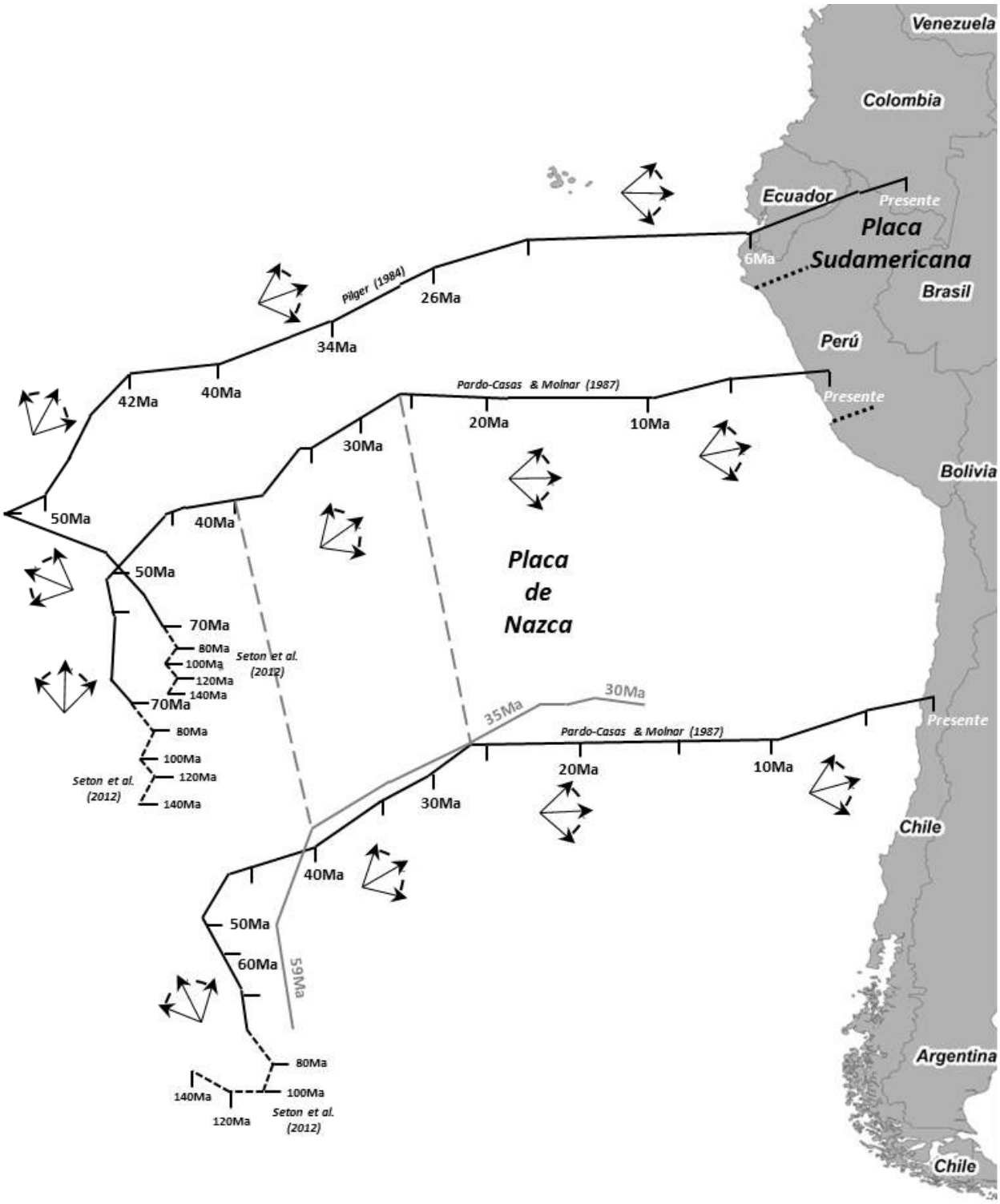


Fig. 24. Evolución de la dirección de convergencia de las placas oceánicas del paleo-Pacifico relativo al margen Andino desde el Cretácico (140Ma) en Chile, Perú y Ecuador. Modificado de Pilger (1984), Pardo-Casas & Molnar (1987) y Seton et al. (2012).

4.6. METALOGENIA

Los trabajos de cartografiado geológico y geoquímica han contribuido significativamente a la delimitación y perfeccionamiento de las franjas metalogenéticas en el Perú, fundamentándose en dominios geológicos y geotectónicos (Carlotto et al., 2010). Según estas propuestas, el área de estudio se sitúa en la Franja Metalogenética de depósitos tipo IOCG (Fe-Cu-Au) del Cretáceo inferior, y está delimitada al este por la Franja Metalogenética de Sulfuros Masivos Volcanogénicos Pb-Zn-Cu del Cretáceo superior-Paleoceno (Carlotto et al., 2009), ver Figura 25.

4.6.1. Metalogenia de la Franja de depósitos tipo IOCG del Cretáceo Inferior

Esta franja se encuentra en las proximidades de la costa y se divide en dos segmentos, siendo el área de estudio parte del segmento Trujillo-Ocoña. Estos depósitos están vinculados a una actividad magmática cretácica que tuvo lugar entre 128 y 97 millones de años (Acosta & Santiesteban, 2007). El magmatismo asociado es de carácter básico a intermedio hidratado y menos contaminado (Valencia et al., 2021), mostrando relación con la mineralización y la alteración hidrotermal calco-sódica, aspecto crucial como indicador de exploración (Carlotto et al., 2009). Entre los depósitos reconocidos en esta franja se encuentran Raúl-Condestable (De Haller et al., 2006), Mina Justa (Chen et al., 2010a), Marcona (Chen et al., 2010b), entre otros. Estos depósitos han desempeñado un papel significativo como fuentes de recursos y reservas de Fe, Cu y Au en el país.

A continuación, se describirán algunas características específicas de los depósitos tipo IOCG, vetas de Cu-Au-polimetálicas y ocurrencias minerales ubicadas dentro de esta franja según GEOCATMIN.

4.6.1.1. Mina Raúl-Condestable

Situado en el distrito de Mala, provincia de Cañete, departamento de Lima, al suroeste del área de estudio, este clúster minero se clasifica como un depósito tipo IOCG, presentando una disposición en forma de vetas, mantos, “stockwork” y diseminados con mineralización y alteración hidrotermal característica. Se estima que alberga reservas superiores a los 32 millones de toneladas, con contenidos de 1.7% de Cu, 0.3 gr/Tn de Au y 0.19 onzas de Ag (De Haller et al., 2006).

4.6.1.2. Distrito Minero Cata-Cañete

Situado en el distrito de Coayllo, provincia de Cañete, departamento de Lima, al oeste del área de estudio, este distrito minero se caracteriza por albergar varias pequeñas minas. Categorizado como un depósito tipo IOCG, presenta mineralización vetiforme de cobre con potencias que oscilan entre 2 y 10 metros. Históricamente, este distrito ha sido objeto de trabajos informales, estimándose un potencial de extracción de cientos de miles de toneladas con una ley de 1.5% de Cu, además de subproductos como Ag y Au (Injoque, 2002). Entre las minas destacadas se encuentran Rosa María, Animosa, Paciencia Au y Cu, Española, Soledad, Rigel, y, finalmente, el prospecto La Española 2007 (Injoque et al., 1995).

4.6.1.3. Prospecto Lunahuana

Situado en el distrito de Coayllo, provincia de Cañete, departamento de Lima, al sureste del área de estudio, este depósito está clasificado como un depósito tipo IOCG y presenta una diversidad de

estructuras mineralizadas, incluyendo “stockwork”, mantos, brechas y vetas, con la identificación de 5 objetivos específicos. Los intrusivos asociados consisten en dioritas, gabros, y rocas de caja andesíticas, mostrando conjuntos de alteración hidrotermal (Candente Gold Perú SAC, 2018).

4.6.1.4. Otras ocurrencias minerales metálicas

Dentro de esta franja, se identifican diversas manifestaciones de minerales metálicos, tales como oro, cobre y polimetálicos, en depósitos como Chilca, Chichacara, Ollería, Uquira, San Andrés, La Yesera 1 y 2, El Irán, El Negrito, Clementina y Cata, caracterizadas por vetas y veta-fallas (Arcos & Calderón, 2019). Aunque no han sido clasificadas específicamente en un tipo de depósito, es probable que estén relacionadas con el tipo IOCG. También se ha sugerido una posible conexión con la extensión noroeste de la Franja Nazca-Ocoña, categorizada como depósitos de intrusivos relacionados con oro en venas (Vidal, 1985; Sillitoe & Thompson, 1998) o también conocida como la Franja de depósitos Au-Cu-Pb-Zn de Trujillo-Nazca-Ocoña (Carlotto et al, 2009).

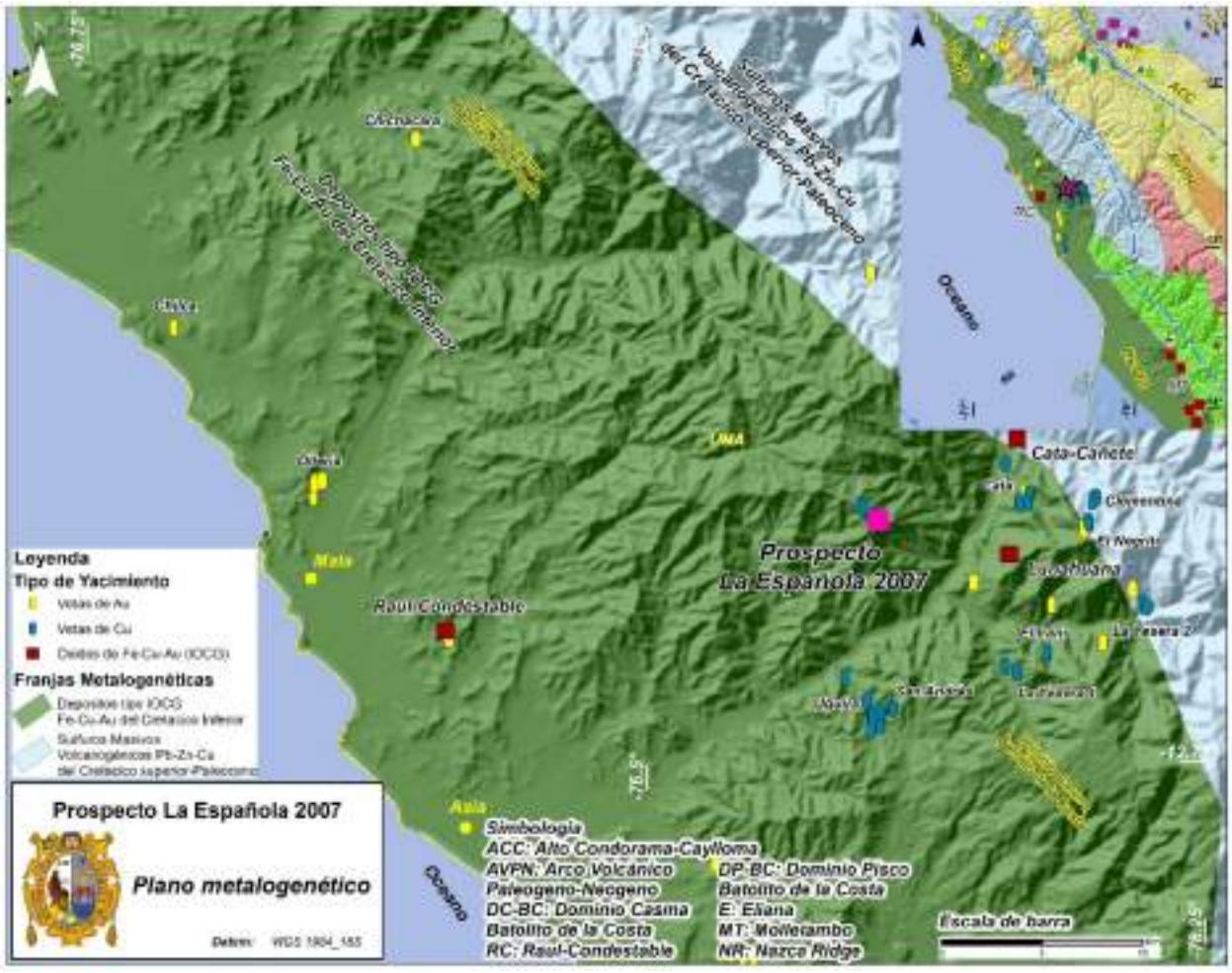


Fig. 25. Plano metalogenético de los alrededores del área de estudio (Fuente de datos: INGEMMET).

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

Los resultados parten de la información de campo en las 3 jornadas de 5 días durante los meses de abril y junio del 2022 con apoyo logístico de la Compañía Minera La Victoria de Catas, generando el cartografiado geológica escala 1:2000 y muestreo geoquímico de rocas para envió a laboratorios de INGEMMET y Bureau Veritas. A continuación, se muestran los resultados.

5.1. GEOLOGÍA LOCAL

5.1.1. Características Geológicas

El área de estudio está compuesta principalmente por rocas sedimentarias clásticas, con ocasionales intercalaciones carbonatadas pertenecientes al Grupo Morro Solar, cuya potencia varía entre 200 y 500 metros (León & De la Cruz, 2003). Además, se observan afloramientos de intrusivos máficos que forman parte de la Super Unidad Cochahuasi, la cual está asociada al Batolito de la Costa (Injoque et al, 1995).

Con el fin de comprender en detalle las características geológicas de la concesión, se llevó a cabo un cartografiado geológico utilizando la metodología "Anaconda" (Einaudi, 1997). Este enfoque ha permitido una descripción minuciosa de la geología en las proximidades de la concesión.

5.1.1.1. Litologías y estructuras

Las litologías fueron identificadas y nombradas por observaciones macroscópicas de muestras de mano en campo.

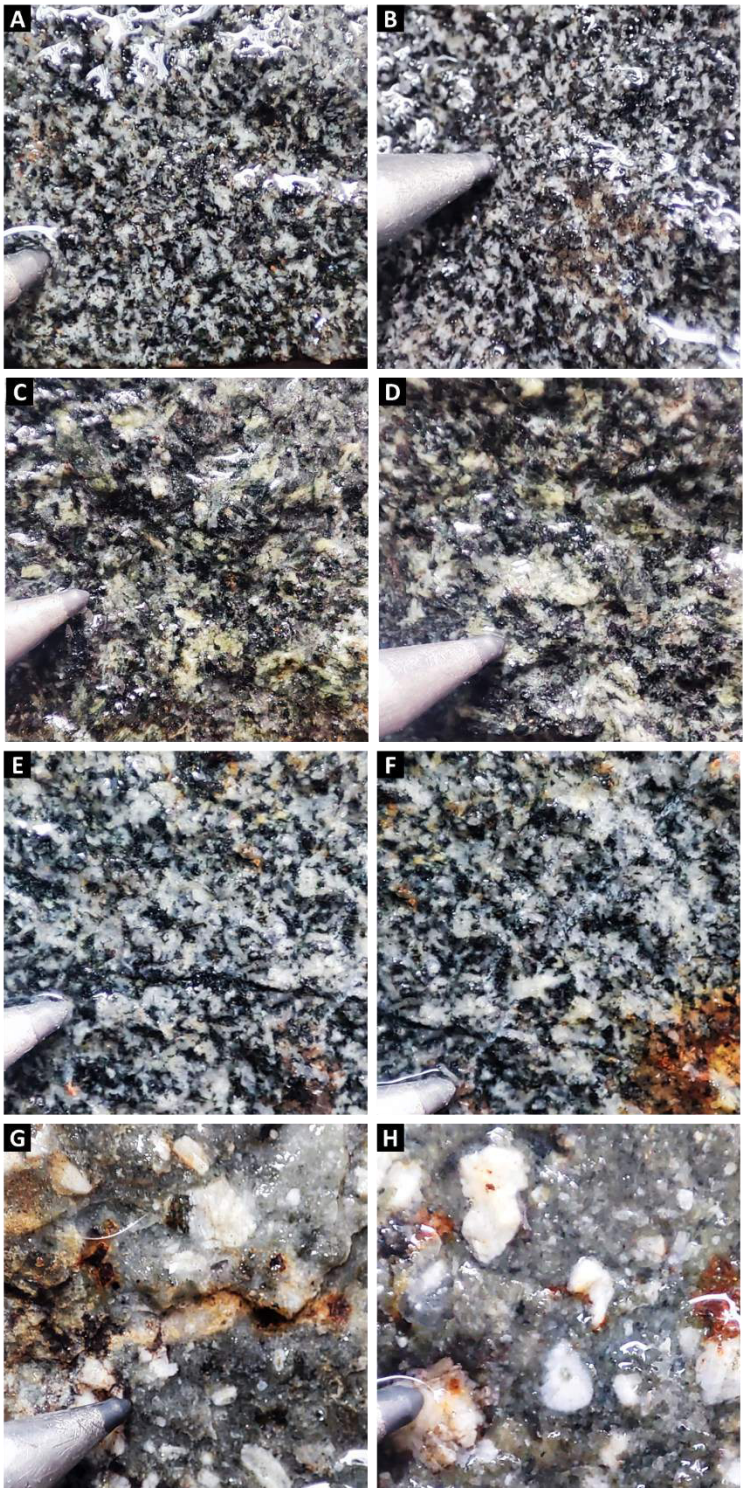
El área de estudio revela una secuencia de rocas sedimentarias del Cretácico Inferior, compuesta principalmente por lutitas fisibles de tonalidad gris a gris verdoso, ocasionalmente de granulometría muy fina, con laminación paralela y, en algunos casos, cruzada, alcanzando potencias de hasta 1 cm entre laminaciones. En ciertos sectores, se intercalan estratos de arenisca cuarzosa, de tono gris a gris verdoso blanquecino, con granulometría fina a media, de buena fábrica y sorteo. Esta arenisca cuarzosa se presenta tanto en forma de lentes interconectados, con potencias de hasta 5 m (tipo lenticular), como en lentes aislados de hasta 50 cm (tipo “boudinage”). Adicionalmente, se identifican nódulos calcáreos arcillosos ocasionales de 3 cm (Fig. 27).

En un sector específico, se observa la presencia de caliza gris con textura “grainstone” granular, enclavada en una matriz arcillosa blanquecina calcárea. La estratificación de esta secuencia en el sector muestra ángulos abruptos de hasta 90º (vertical).

Estas formaciones sedimentarias están intruidas por diversos cuerpos y diques (Fig. 26). Inicialmente, se encuentran intrusiones de diorita de plagioclasa-hornblenda, de color gris y textura fanerítica, en el sector nororiental de la concesión. Posteriormente, en el centro de la concesión, estas dioritas son cortadas por la diorita de hornblenda-plagioclasa, de tonalidad gris oscuro verdoso, con textura fanerítica a porfirítica. La presencia de diques a microdiques se segmenta en sectores, destacando la presencia de microdiorita de color gris verdoso claro, con granulometría fina y dominada por plagioclasas en un arreglo apretado, cortando las dioritas de hornblenda-plagioclasa.

Finalmente, en ciertos sectores, se evidencian intrusiones de pórfidos andesíticos de tonalidad gris verdoso claro, con fenocristales de plagioclasa y ocasionalmente de hornblenda, dentro de una matriz afanítica.

El plano litológico-estructural escala 1:2000 es visto en la Fig. 33.



Diorita de Plagioclasa-Hornblenda:
Roca intrusiva mesocrata color gris y grano fino a medio, con una textura fanerítica. Contiene cristales de plagioclasa y hornblenda subhedrales a euhedrales, con tamaños 1-3 mm. La proporción de cristales de plagioclasa varían entre el 50% y el 70%, mientras que la de hornblenda se encuentra entre el 30% y el 50%.

Diorita de Hornblenda-Plagioclasa:
Roca intrusiva melanocrata color gris oscuro verdoso con una textura que va desde fanerítica hasta porfirítica de grano fino a medio. Contiene cristales de hornblenda y plagioclasa subhedrales a euhedrales, con tamaños de 1-3 mm y 2-4 mm, respectivamente. La proporción de cristales de plagioclasa varían entre el 25% y el 50%, mientras que la de hornblenda se encuentra entre el 50% y el 75%.

Microdiorita:
Roca intrusiva mesocrata color gris a gris verdoso claro, con una textura fanerítica apretada y grano fino. Se observan cristales de plagioclasa de 1-2 mm constituyendo aproximadamente el 60% de la roca, y cristales de hornblenda de 1-2 mm que representan alrededor del 40%.

Pórfido Andesítico:
Roca subvolcánicas mesocrata color gris verdoso claro y una textura porfirítica que va de grano fino a medio. Contiene fenocristales de plagioclasa y hornblenda, con cristales de plagioclasa de 1-4 mm, representando aproximadamente el 25-30% de la roca, y cristales de hornblenda de 1-2 mm, que constituyen alrededor del 2-5%. La matriz de la roca es vítrea afanitica.

Fig. 26. Fotografías de texturas y descripciones macroscópicas de las 4 rocas ígneas registradas en el área de estudio. Las descripciones de minerales fueron hechas de muestras de mano (Fuente: autor).

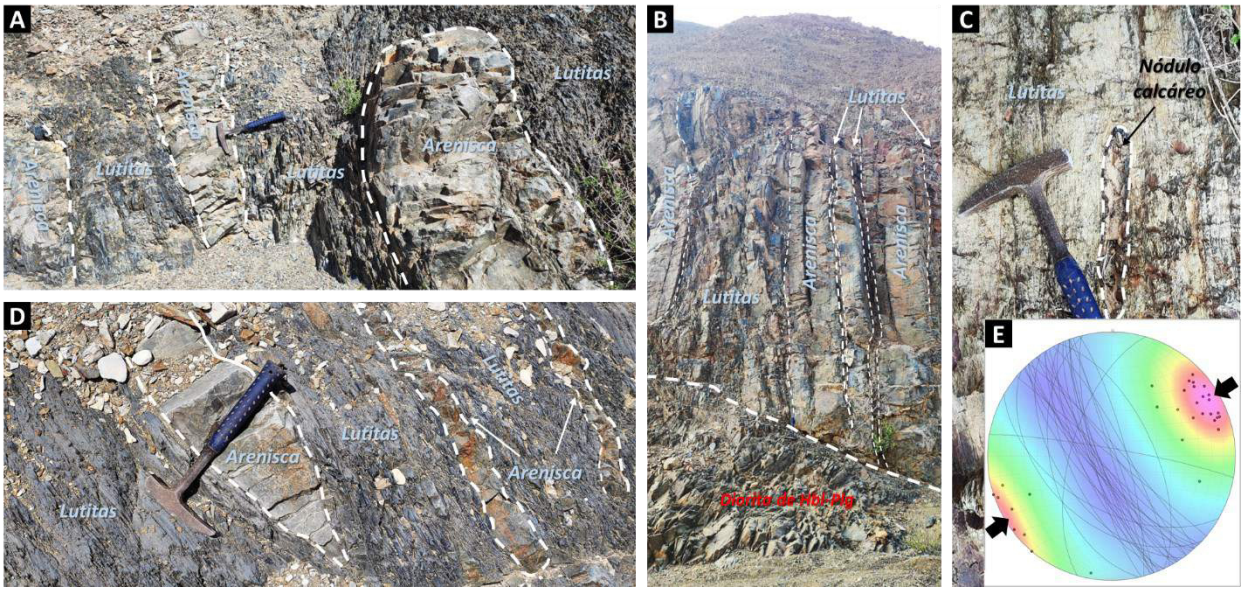


Fig. 27. Fotografías de afloramientos de la secuencia sedimentaria compuesta por intercalaciones de arenisca y lutitas, además de una vista estereográfica de la estratificación evidenciando la dirección de esfuerzos NE-SW (Fuente: autor).

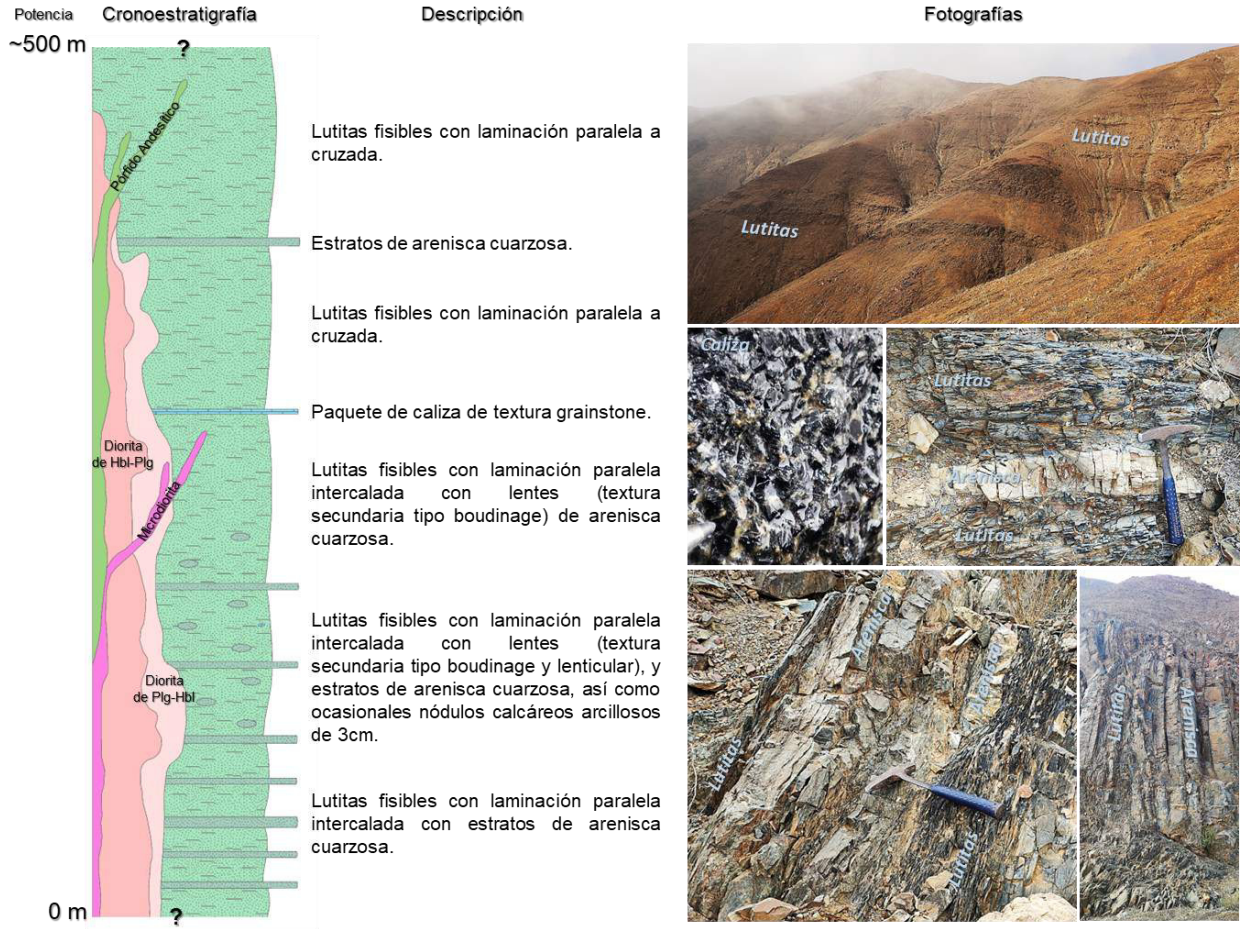


Fig. 28. Columna estratigráfica local generalizada del área de estudio (izquierda), y más fotografías de las secuencias sedimentarias en el área de estudio (derecha). Fuente: autor.



Fig. 29. Fotografía panorámica, presentando las evidencias de trabajos mineros abandonados, así como demarcando las litologías del área de estudio (Fuente: autor).



Fig. 30. Fotografía panorámica, presentando las secuencias sedimentarias y su cambio de buzamiento (Fuente: autor).

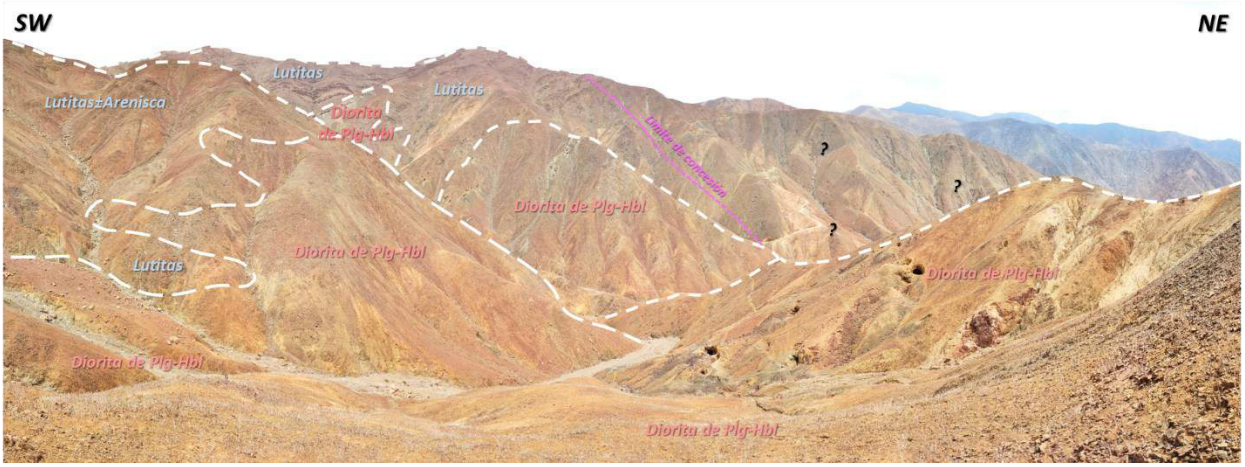


Fig. 31. Fotografía panorámica, presentando las evidencias de trabajos mineros abandonados, así como demarcando las litologías del área de estudio (Fuente: autor).

_

El contexto geo-estructural se elucidó de manera más detallada en las excavaciones subterráneas, identificando la presencia de tres sistemas principales con sus respectivas tensiones dominantes (Fig. 32):

- Sistema N-S, junto con sus variantes NNE-SSW y NNW-SSE, se atribuye a un evento tectónico previo a la mineralización, posiblemente asociado a los primeros episodios de intrusión, como, por ejemplo, algunos diques microdioríticos.
- Sistema E-W a NW-SE, con tensiones WNW-ESE, muestra una clara correlación con las tendencias andinas, creando aberturas propicias para la formación de mineralización vetiforme.
- Sistema SW-NE, con tensiones WSE-ENE, exhibe una orientación andina-normal que afecta la mineralización vetiforme como un evento tectónico posterior al periodo mineral.

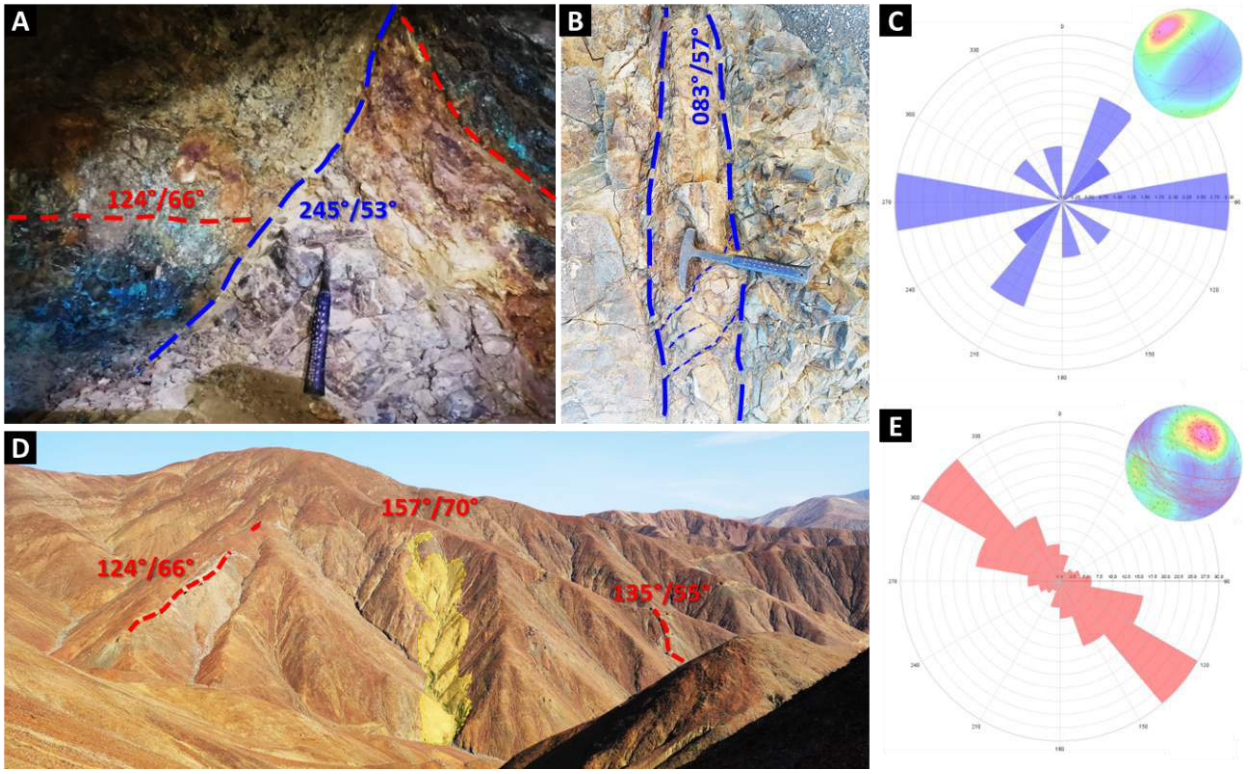


Fig. 32. A) Fotografía en labor minera abandona donde se observa una veta con orientación NW-SE, siendo cortada y desplazada por una falla normal con orientación NE-SW, B) Zona de falla con orientación E-W, C) Diagrama de rosas y estereograma presentando los 3 sistemas estructurales de fallas en el área de estudio, D) Fotografía panorámica donde se destaca las 2 vetas más grande (potencia de hasta 3 metros) con orientación NW-SE y la zona con mayor alteración hidrotermal con orientación NW-SE, y E) Diagrama de rosas y estereograma con los datos estructurales de las vetas en el área de estudio (Fuente: autor).

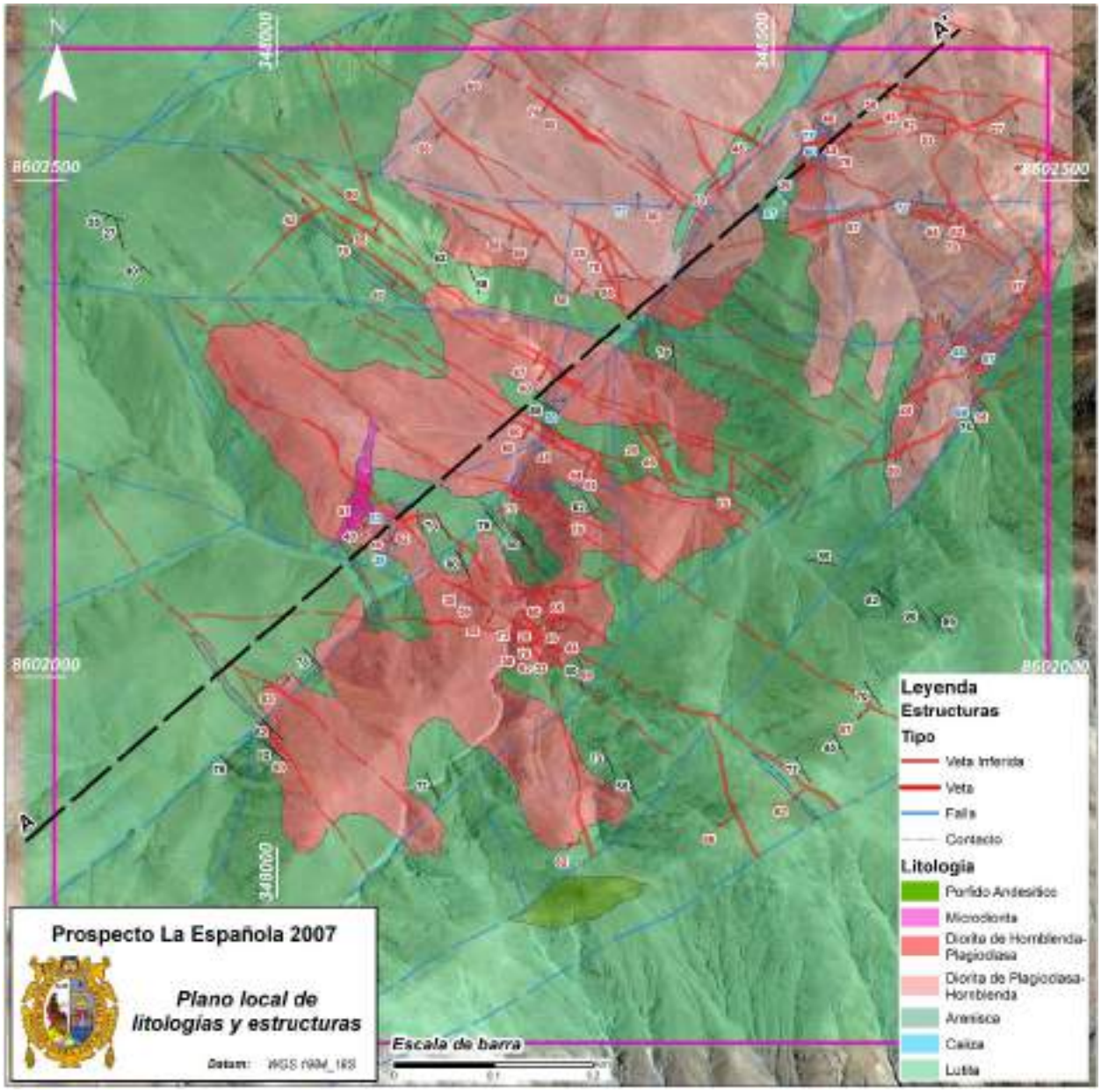


Fig. 33. Plano local de litologías y estructuras, escala 1:2000 en el área de estudio (Fuente: autor).

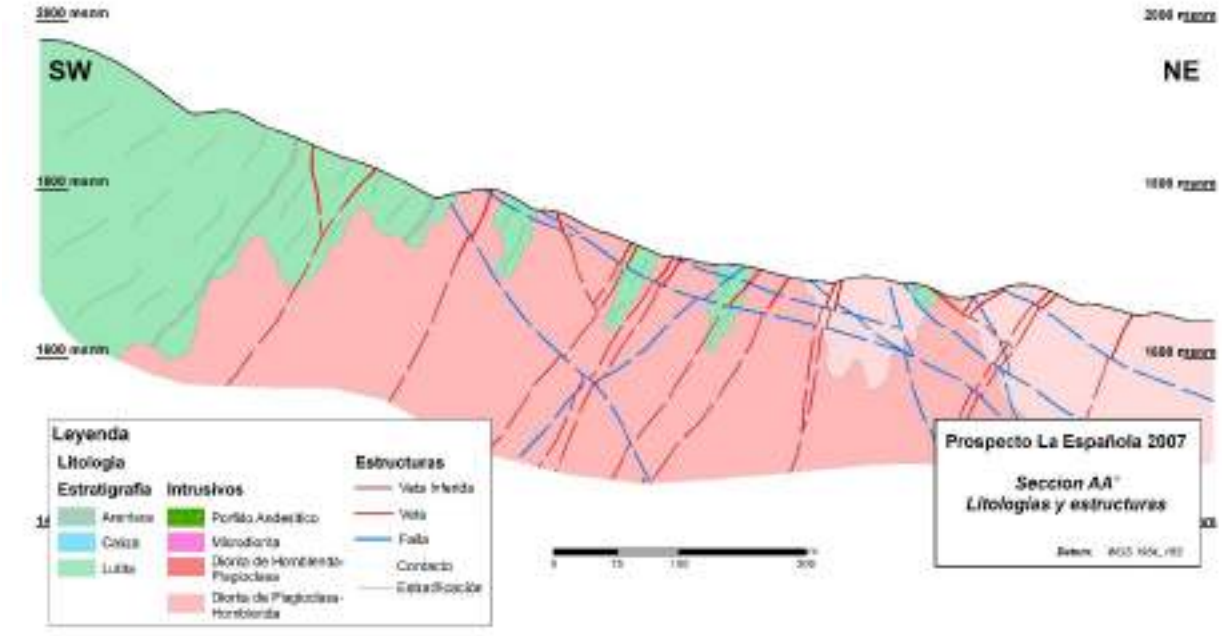


Fig. 34. Sección AA' de litologías y estructuras en el área de estudio (Fuente: autor).

5.1.1.2. Alteraciones Hidrotermales

Los minerales de alteración hidrotermal descritos por observaciones macroscópicas en campo fueron establecidos preliminarmente.

En el área, se destacan diversos minerales de alteración hidrotermal, cada uno asociado con distintas temperaturas y pH, manifestándose en envolventes específicas conforme a ciertos conjuntos minerales (Fig. 35). La clorita (vista en campo muy fina dando una coloración verde oscura a las rocas, Fig. 36C) se presenta con intensidad débil a moderada prevaleciendo en todas las litologías en forma de parches o diseminaciones, ocasionalmente vinculada a minerales como la epidota (vista en campo masiva de coloración verde amarillenta, Fig. 36B) en parches, venillas o diseminados, y actinolita (vista en campo como cristales fibrosos aciculares de color verde oscuro. Fig. 36A) en parches, diseminados o costras cuando se encuentra en intrusiones máficas, mientras que la calcita (viste en campo como cristales blancos a translucidos efervescentes con ácido clorhídrico) está en venillas y diseminada. Además, ocasionalmente se observan sectores con biotita secundaria (vista en campo con cristales laminares de 0.5mm de color marrón oscuro) diseminada o venillas en areniscas.

Por otra parte, la presencia de arcillas (ARC's ± caolinita, Fig. 36D) se relaciona con el sistema vetiforme, y ocasionalmente se observa sericita (vista en campo como cristales escamosos finos con brillo sedoso) débil diseminada. En los sectores centrales de la concesión, la caolinita (vista en campo de coloración blanca intensa, blando y untuoso al tacto) pervasiva diseminada, la esmectita (vista en campo masiva de coloración verde agua que al rayarse forma virutas como jabón, Fig. 36E) pervasiva diseminada o parches,

la sílice moderada pervasiva, y la aparente presencia de un mineral, posiblemente, adularia (inferida de vista en campo con coloración crema con apariencia masiva como porcelana) en cuerpos semimasivos son más prominentes (Fig. 36F).

Ocasionalmente, se presenta yeso (visto en campo como cristales translucidos rayables con la uña) en trazas rellenando fracturas, posiblemente como un sulfato supérgeno vinculado a procesos evaporíticos propios de la región costera.

A partir de estos datos, las envolventes se desarrollan de la siguiente manera: clorita + calcita ± ARC → clorita ± epidota ± calcita ± ARC → clorita + actinolita → actinolita + clorita, con presencia puntual de biotita secundaria indicando ser un entorno probablemente de mayor temperatura. Estas son sobreimpuestas por una zonación de ARC ± caolinita → caolinita + esmectita ± ARC → esmectita ± caolinita, con algunos sectores exhibiendo sericita, sílice y adularia, lo que indica un entorno de menor temperatura y pH.

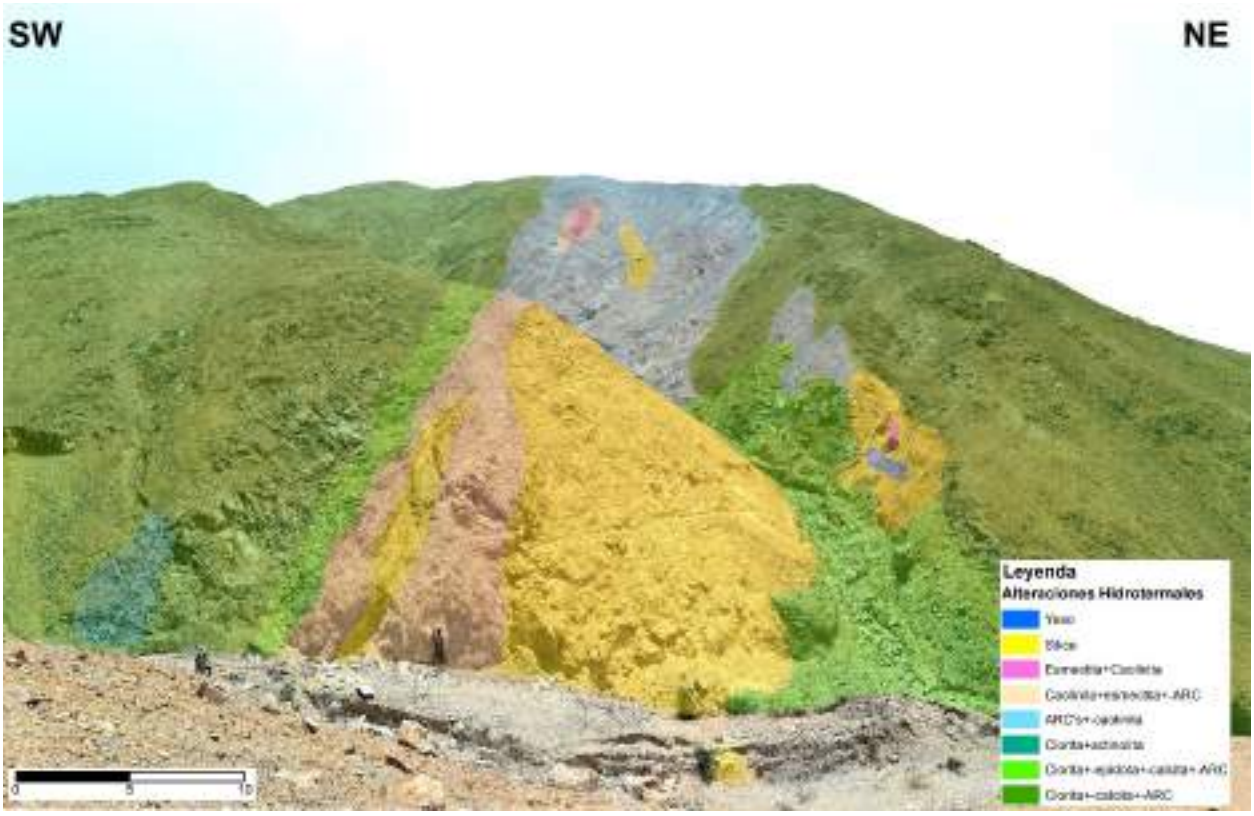


Fig. 35. Fotografía panorámica de la zona con mayor presencia de alteración hidrotermal acida (Fuente: autor).

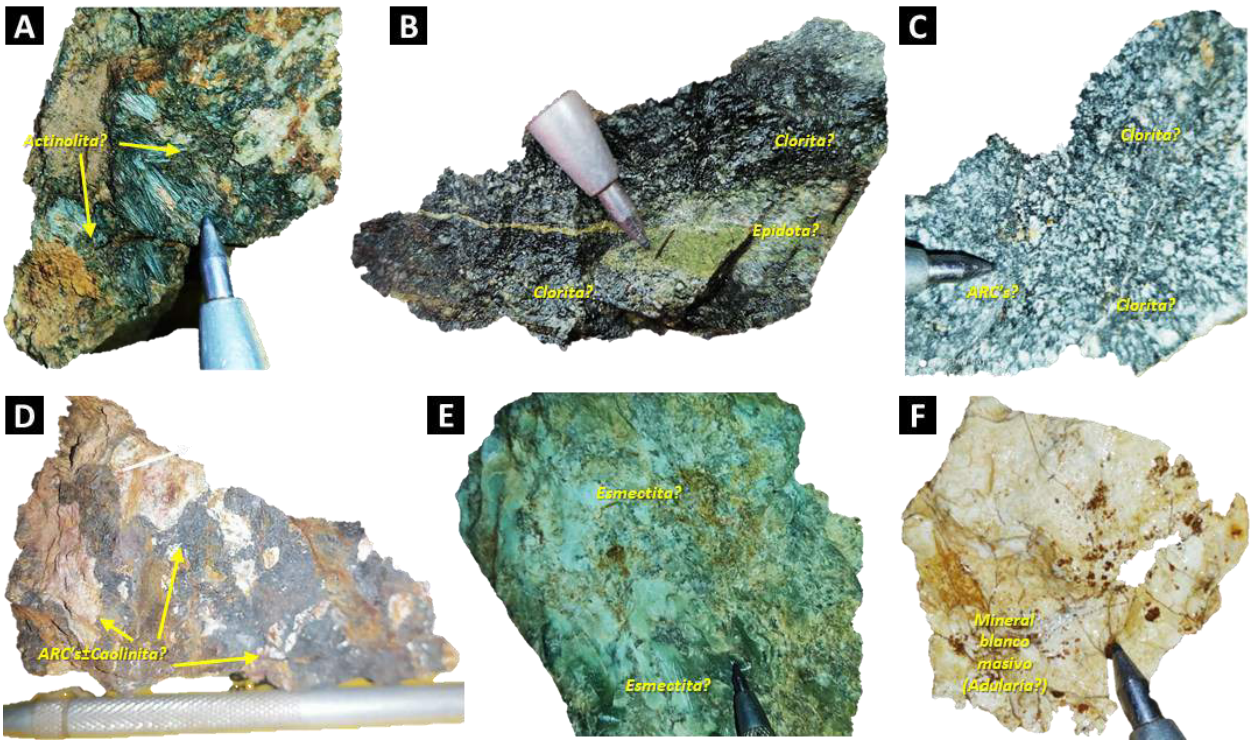


Fig. 36. Muestras de mano destacando los minerales de alteración hidrotermal con su denominación preliminar de campo. La identificación preliminar fue hecha en campo (Fuente: autor).



Fig. 37. A) Fotografía panorámica demarcando las zonas con alteración hidrotermal, resaltando la zona con mayor alteración hidrotermal acida, B) Afloramiento de lutitas fuertemente obliteradas a arcillas como caolinita, esmectita y posiblemente illita (minerales definidos preliminarmente en campo), C) Afloramiento de roca intrusiva con alteración de clorita, calcita y pocas arcillas (minerales definidos preliminarmente en campo), y D) Fotografía panorámica evidenciando minerales de alteración como clorita y arcillas (minerales definidos preliminarmente en campo). Fuente: autor.

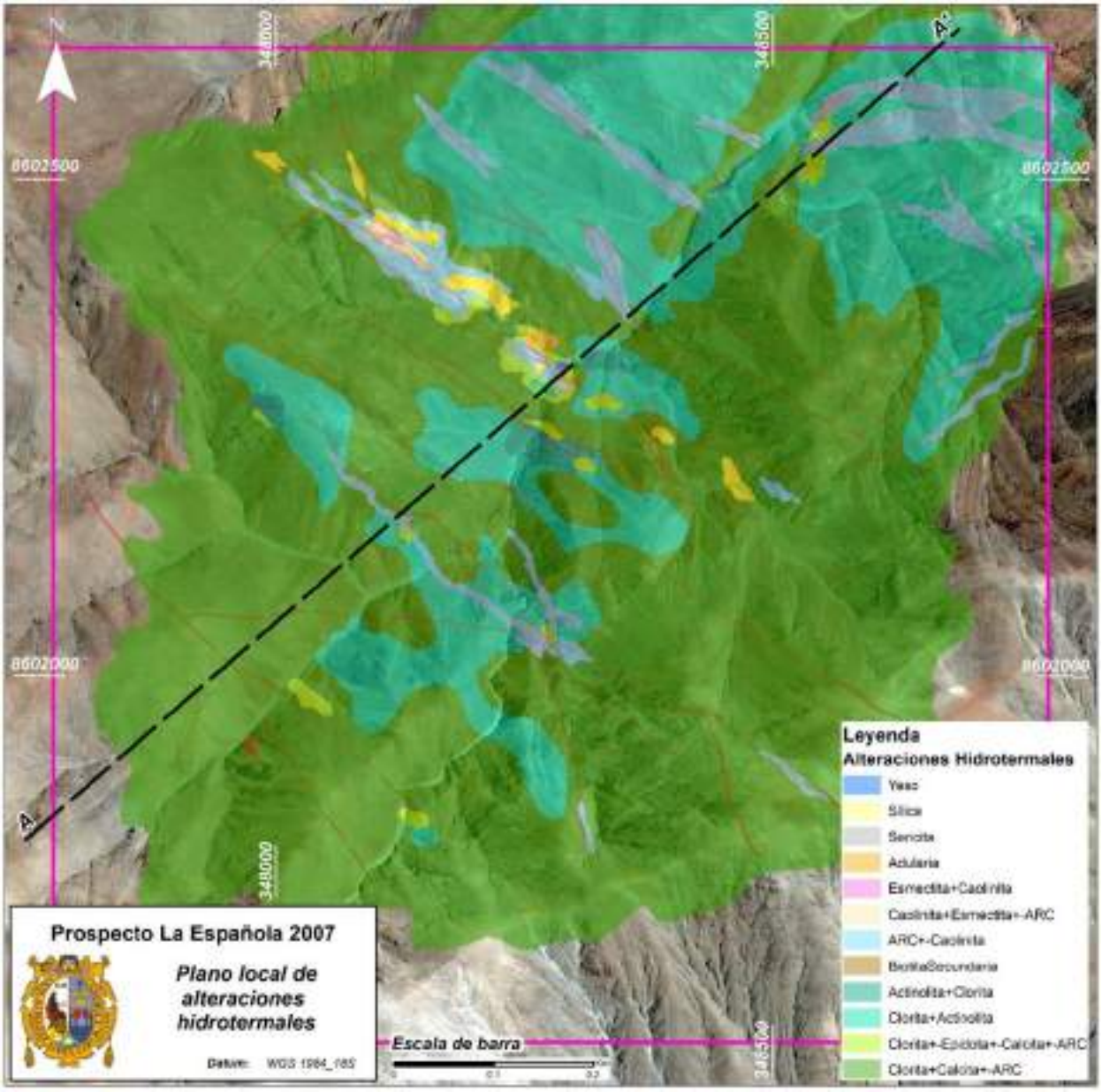


Fig. 38. Plano local con la interpretación de las envolventes de los posibles minerales de alteración hidrotermal, escala 1:2000 (Fuente: autor).

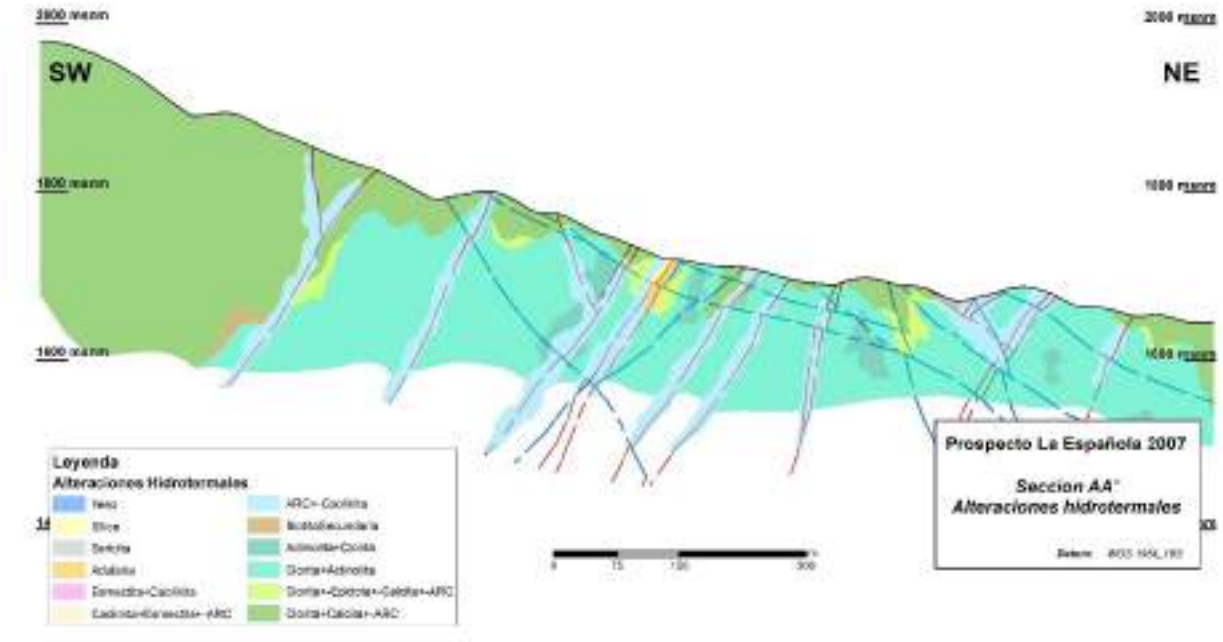


Fig. 39. Sección AA' con la interpretación de las envolventes de los posibles minerales de alteración hidrotermal en el área de estudio (Fuente: autor).

5.1.1.3. Mineralización Hipógena y Supérgena

Debido a la presencia de meteorización y al nivel de mineralización existente en el prospecto, se ha vuelto complicado identificar evidencias de mineralización hipógena, destacando principalmente la presencia de mineralización supérgena (Figs. 40, 41, 42, 43 y 44).

La magnetita es predominantemente evidente al noroeste del prospecto, manifestándose de manera masiva a semimasiva en vetas y ocasionalmente diseminada en las intrusiones máficas, a veces asociada a calcopirita, visible en algunas áreas diseminada en las vetas. Además, se identificó pirita en la zona central de la concesión, diseminada tanto en los intrusivos como en los sedimentos silicificados.

En cuanto a la mineralización supérgena, esta está mayormente compuesta por óxidos (limonita, goetita, hematita y óxidos de manganeso) presentes en fracturas y patinas a lo largo de toda la zona. En áreas más focalizadas hacia la mineralización hipógena en las vetas, se observa un mayor porcentaje de limonita-goetita, hematita (como resultado de la alteración de magnetita), jarosita (alteración de pirita), crisocola, malaquita, óxidos de cobre (alteración de calcopirita) y ocasionalmente brochantita.

Las secuencias de mineralización hipógena-supérgena se presentan en el siguiente orden: limonita-goetita-hematita-óxidos de manganeso → limonita + goetita → hematita ± magnetita → óxidos de cobre (± calcopirita) → crisocola + malaquita + óxidos de cobre (± calcopirita), relacionándose la mineralización con el sistema vetiforme. En ciertos sectores, se agrega jarosita (pirita) en diseminados.

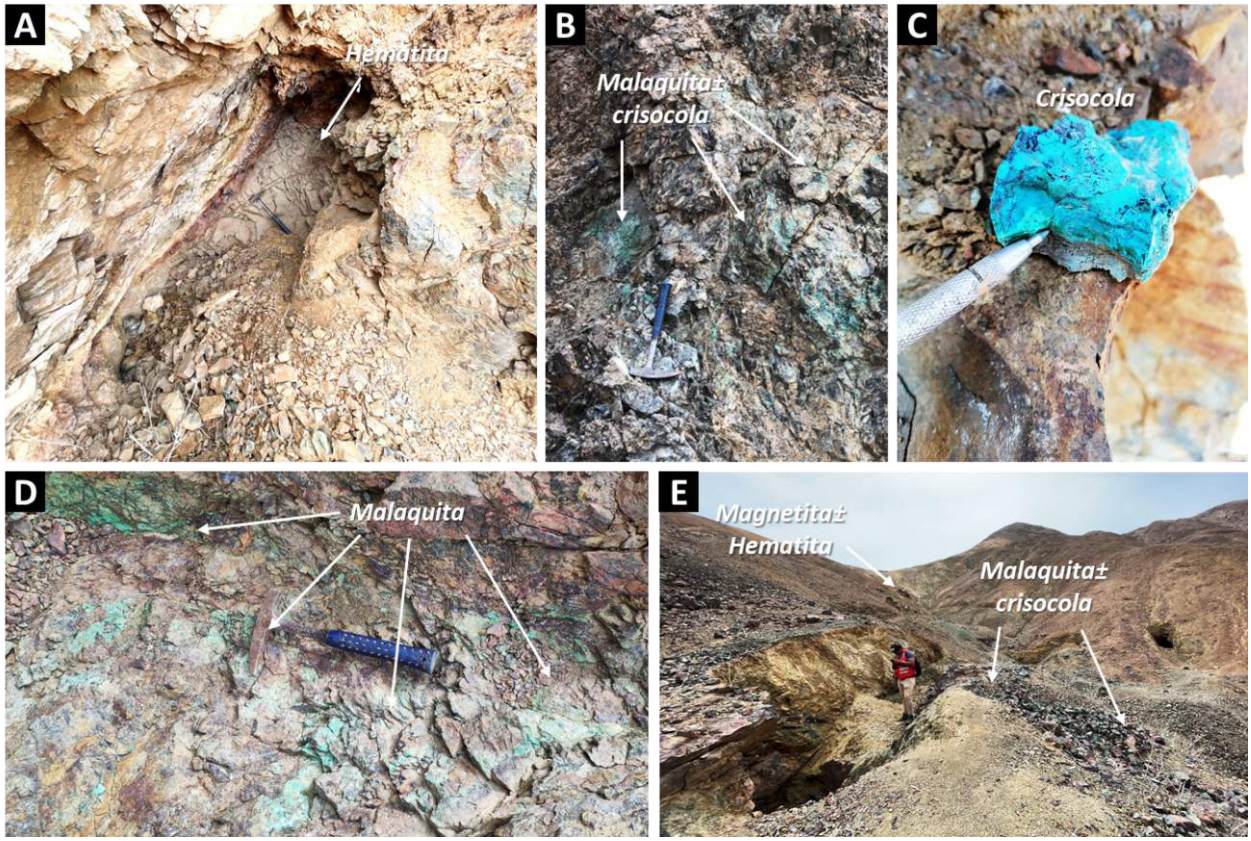


Fig. 40. A) Presencia de hematita semimasiva como parte de una veta dentro de un cateo minero, B) Parches y patinas de malaquita y crisocola en roca intrusiva, C) Crisocola masiva de una veta muestreada, D) Parches y atinas de malaquita en roca intrusiva, y E) Fotografía de las antiguas canchas minera donde se evidencia gran cantidad de malaquita, crisocola, magnetita y hematita (Fuente: autor).

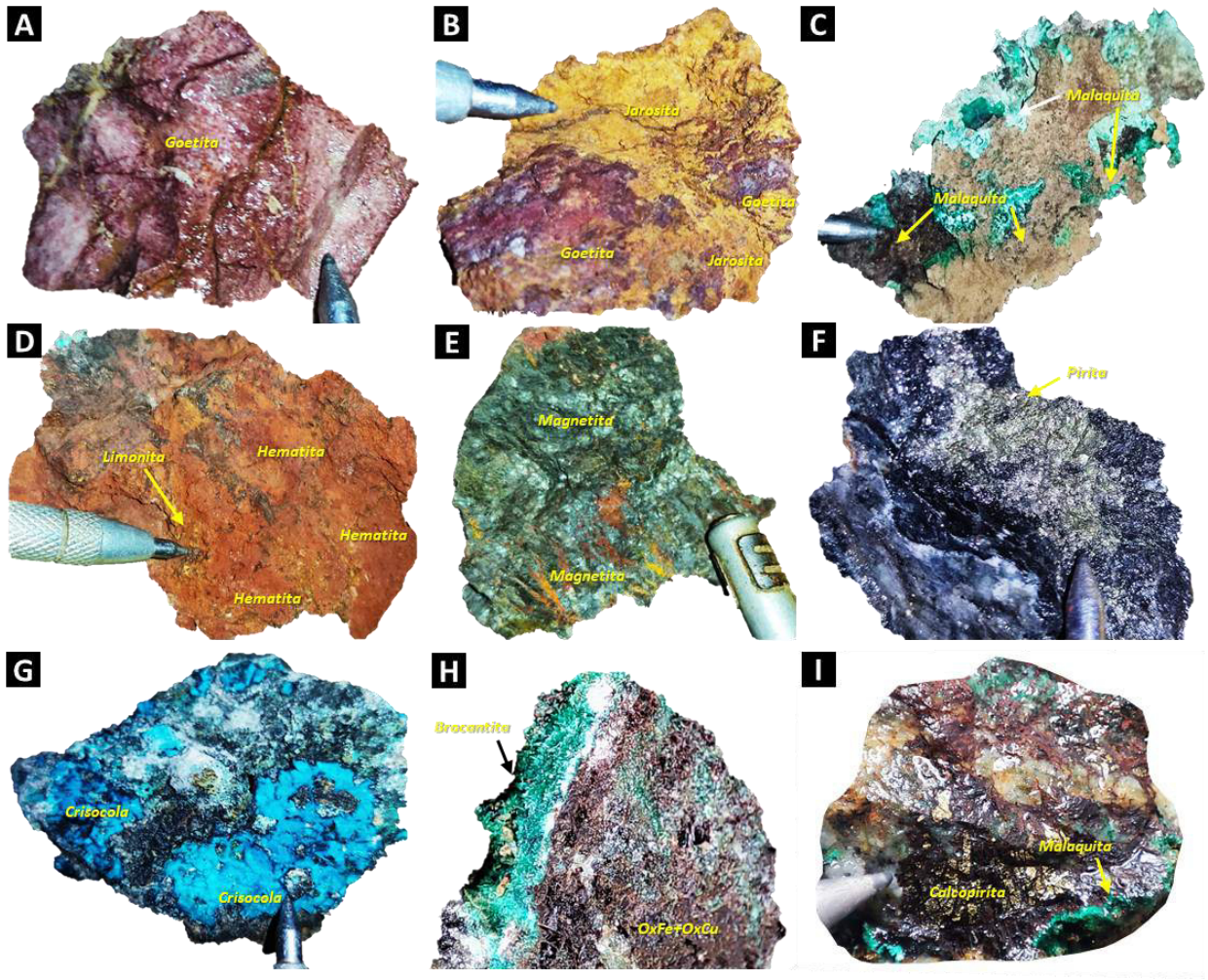


Fig. 41. Muestras de mano destacando los minerales hipógenos y supérgenas (Fuente: autor).



Fig. 42. Fotografía panorámica donde se evidencia patinas de óxidos e hidróxidos de hierro dentro de toda el área de estudio (Fuente: autor).

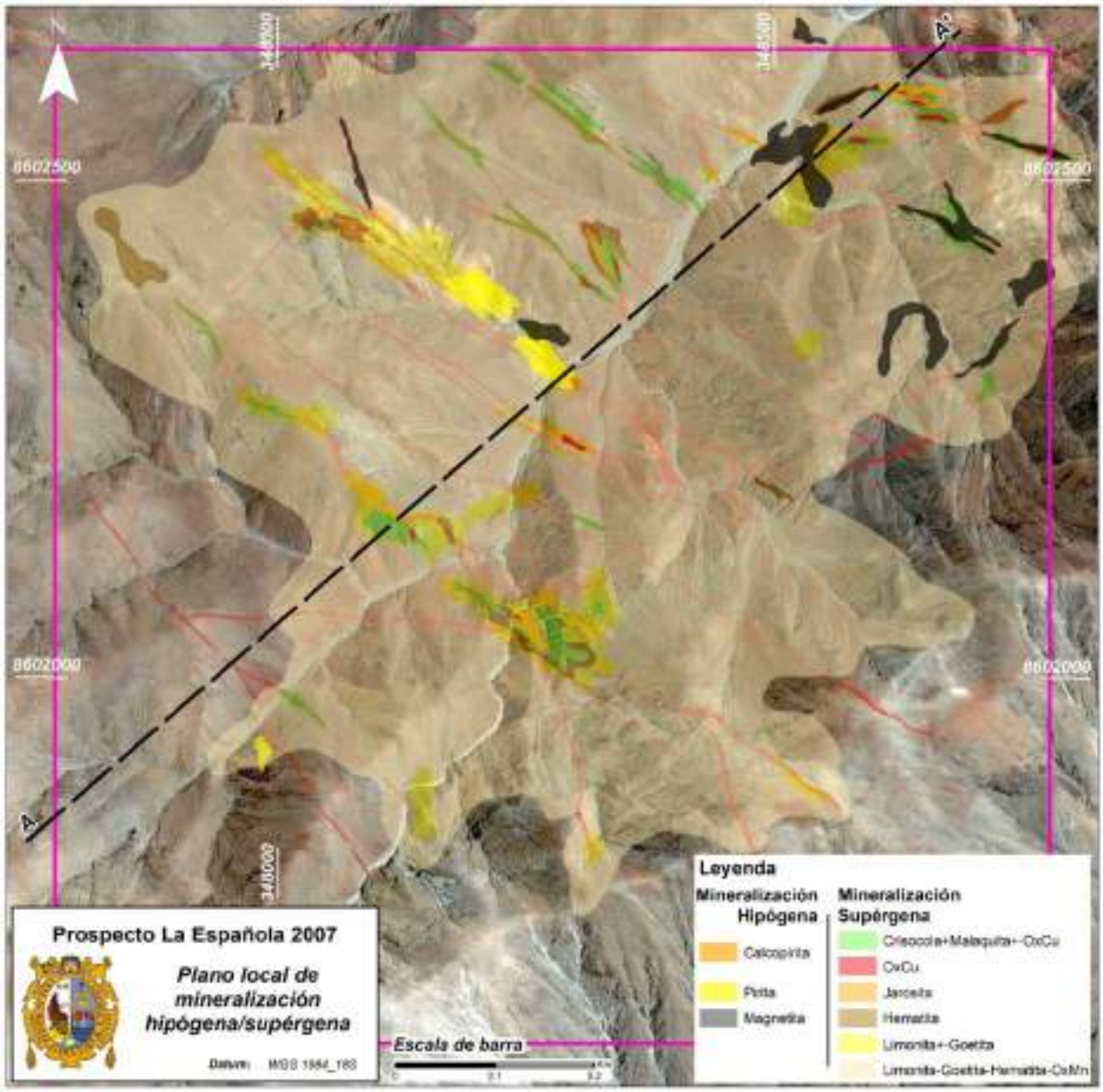


Fig. 43. Plano local con la interpretación de las envolventes de mineralización hipógena/supérgena, escala 1:2000 (Fuente: autor).

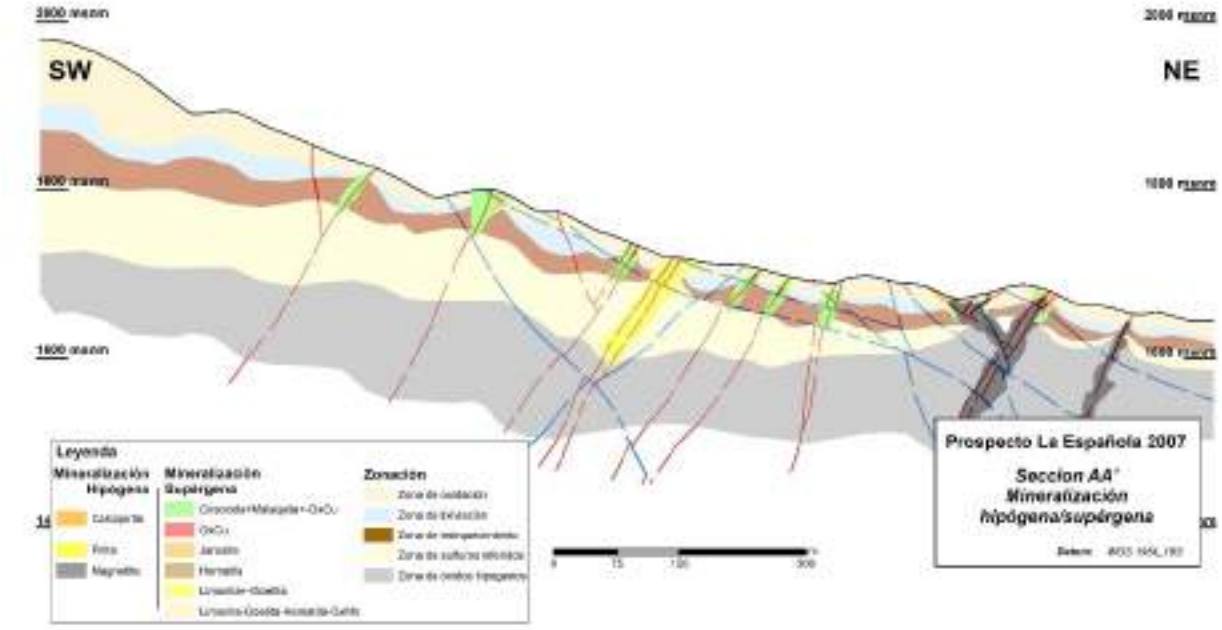


Fig. 44. Sección AA' con la interpretación de las envolventes de mineralización hipógena/supérgena en el área de estudio (Fuente: autor).

5.1.1.4. Vetas y Vetillas

En el área de estudio se han identificado diversas estructuras vetiformes que exhiben mineralogías y paragénesis variadas (Figs. 45, 46, 47 y 48). Con el propósito de comprender mejor estos fenómenos, se ha decidido adoptar una interpretación que abarque vetas, vetillas, y algunas envolventes de zonas, distinguiendo las siguientes:

- **Vetas de cuarzo gris hialino+óxidos de hierro**, con una potencia y datos Azimut/Dip variable asociándose a sectores silicificados con poca presencia de pirita, malaquita, calcopirita, hematita y limonita. Su predominio se encuentra en el centro de la concesión.
- **Vetas de cuarzo blanco lechoso**, con potencia de hasta 25cm rellenado en fracturas por patinas de óxidos de hierro (limonita-goetita), probablemente correspondientes a la última etapa hidrotermal fría sin mineralización aparente.
- **Vetas de óxidos de hierro+cobre**, con potencia de hasta 35 cm y datos Azimut/Dip promedio de 130°/70°, estas vetas están ocasionalmente relacionadas con las vetas de magnetita, especialmente cuando presentan magnetismo débil (martitización), y en otros casos son solo relictos junto a malaquita. Se encuentran principalmente al nor-este de la concesión.
- **Vetas de magnetita**, con potencia de hasta 45 cm y Azimut/Dip variables, estas vetas están asociadas en menor proporción con cuarzo gris hialino, calcopirita, malaquita, hematita y limonita. Su ubicación predomina en el nor-este de la concesión, gradando a vetas de óxidos de hierro+cobre.

- **Vetas de crisocola+malaquita±óxidos de cobre**, con una potencia de hasta 70 cm y Azimut/Dip promedio de 135°/60°, estas vetas se encuentran asociadas en menor proporción a cuarzo gris hialino, óxidos de cobre, calcopirita, hematita, limonita y óxidos de manganeso. Predominan en el centro de la concesión.
- **Vetas de calcita**, con una potencia de hasta 5 m y datos Azimut/Dip variable probablemente de 130°/60°, estas vetas son de calcita masiva cristalizada a hojosa unidireccional, de color blanco a pardo (impregnación de óxidos de hierro), relacionadas en menor proporción con calcopirita, pirita y óxidos de hierro. Representan una variante con menos mineralización de las vetas de crisocola+malaquita±óxidos de cobre y, en ocasiones, reabren a las vetas de magnetita. Se encuentran en toda la concesión.
- **Venillas de clorita**, con una potencia de 1 a 2 mm y Azimut/Dip variado, estas venillas son rectas discontinuas distribuidas en los intrusivos de tipo Diorita de Plagioclasa-Hornblenda y Microdiorita.
- **Venillas de biotita secundaria**, con una potencia de 1 a 2 mm y Azimut/Dip variado, estas venillas son rectas discontinuas que aparecen en sectores ocasionales en el centro de la concesión, en las Areniscas.
- **Envolventes de venillas feldespato blanco+biotita secundaria±actinolita±epidota±sulfuros**, con potencia de 0.2 a 1 cm y densidad volumétrica de hasta 5/metro, estas envolventes siguen un arreglo tipo stockwork y se encuentran al nor-este de la concesión.
- **Zona de baritina hojosa**, dominada por el relleno y tapizado de fracturas, con potencias de hasta 4 mm y textura hojosa multidireccional.
- **Cuerpo de adularia**, son vetas o cuerpos masivos con potencia de hasta 50 cm, ubicados en el centro de la concesión.

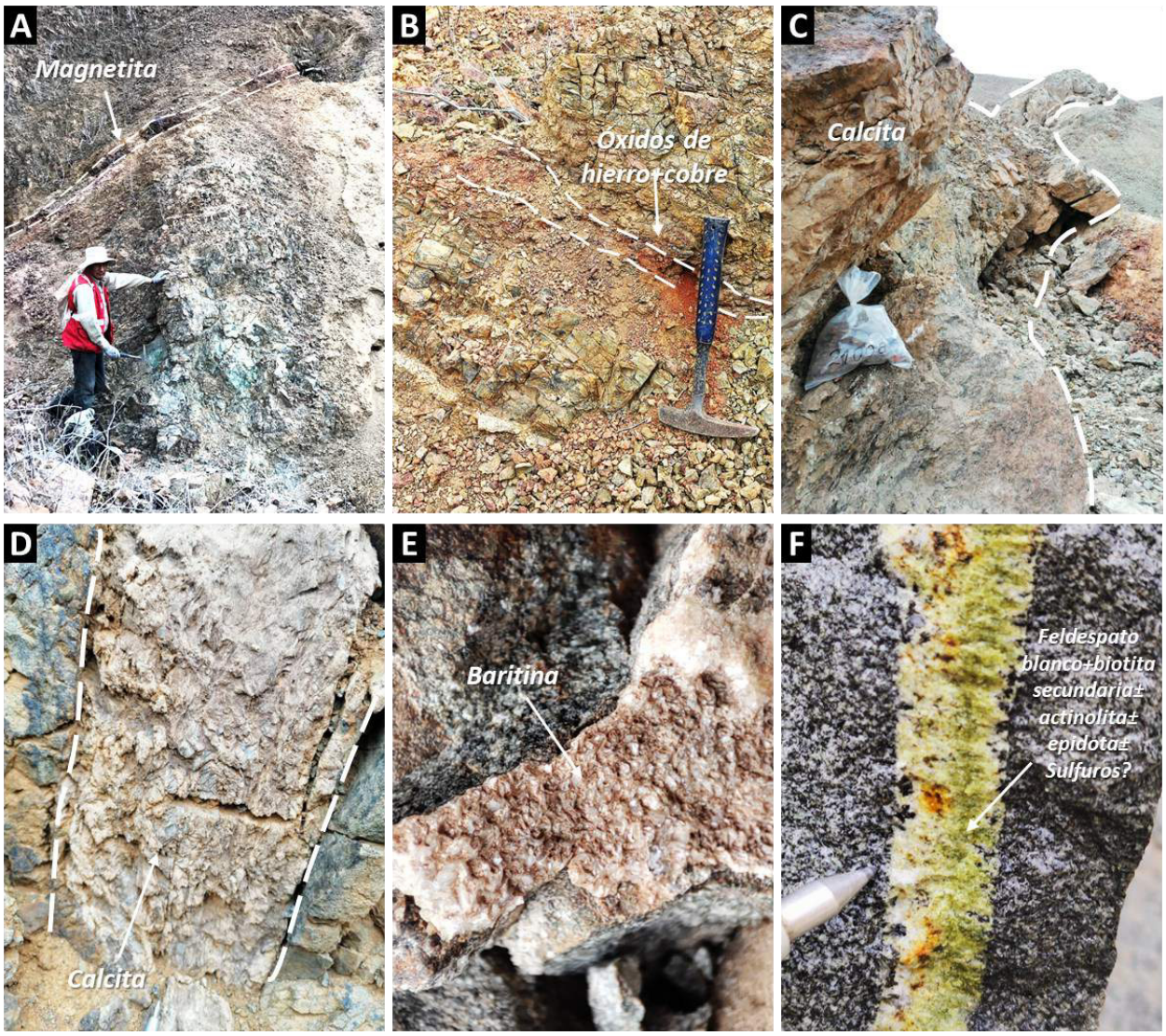


Fig. 45. A) Afloramiento con presencia de veta de magnetita y roca caja con patinas de malaquita, B) Afloramiento de veta de óxidos de hierro+cobre, C) Afloramiento de la veta más grande de calcita, con potencia de hasta 5 metros, D) Afloramiento de veta de calcita hojosa unidireccional, E) vetilla de baritina hojosa cortando roca intrusiva, y F) venilla de feldespato blanco+biotita secundaria±actinolita±epidota±sulfuros cortando a roca intrusiva (Fuente: autor).

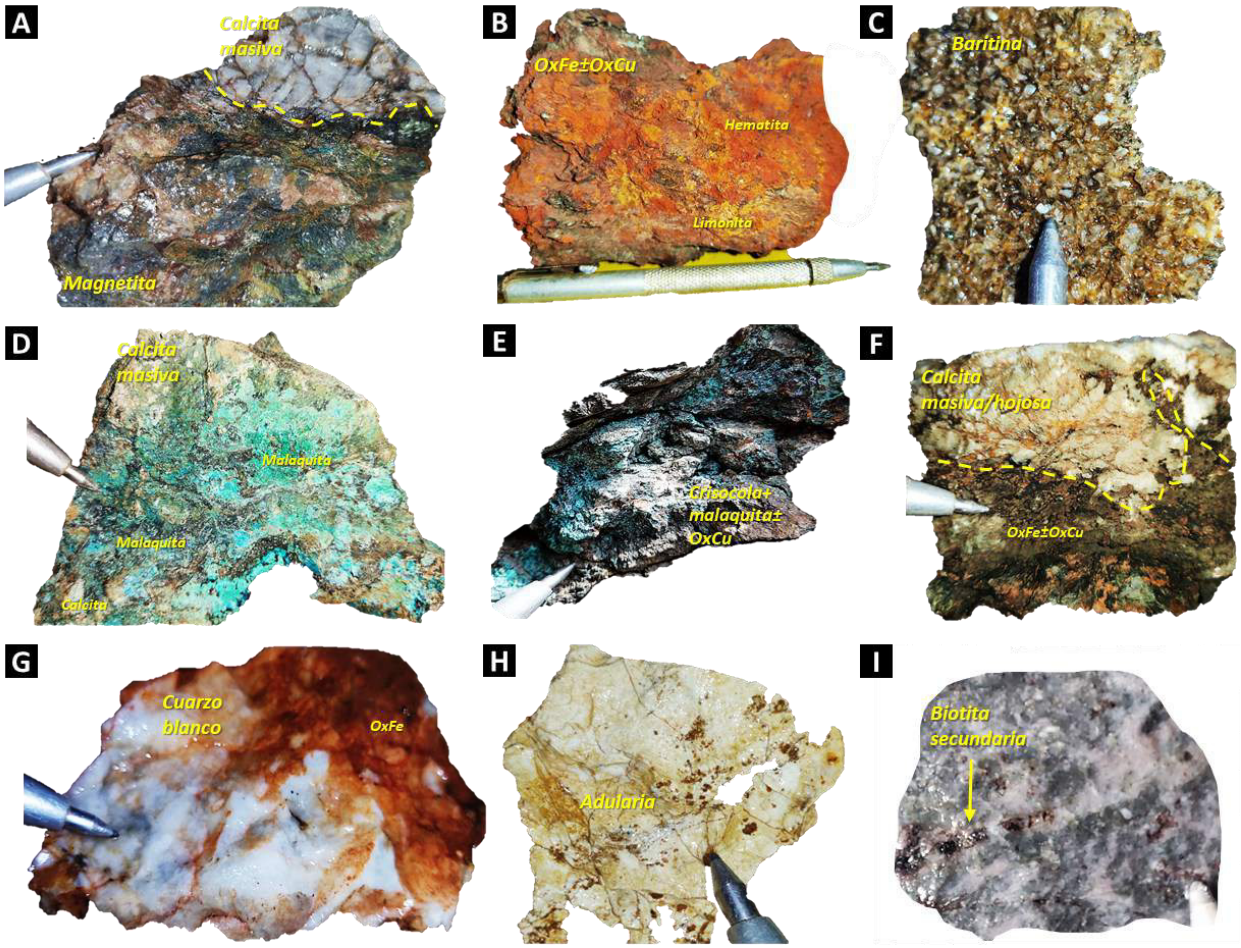


Fig. 46. Muestras de mano de las vetas y vetillas (Fuente: autor).

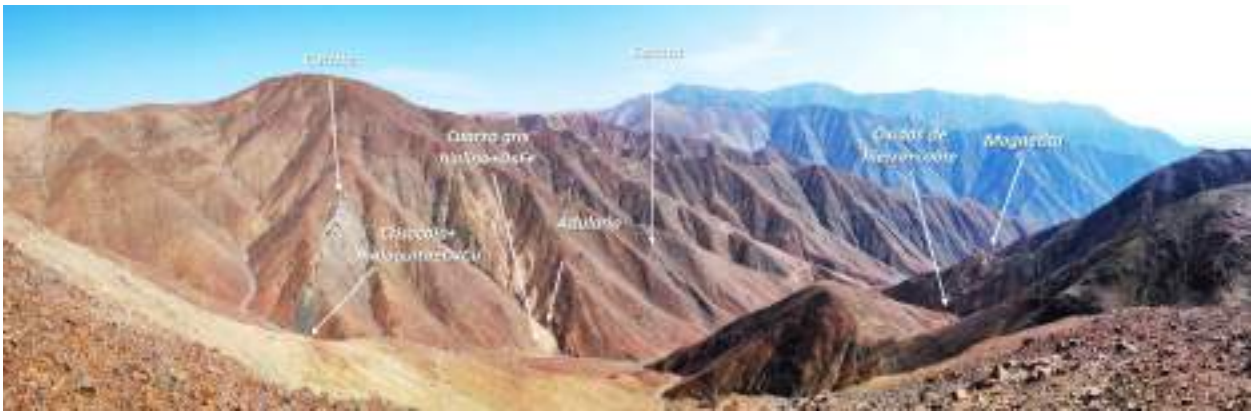


Fig. 47. Fotografía panorámica, demarcando los sectores donde abundan los distintos tipos de vetas y vetillas (Fuente: autor).

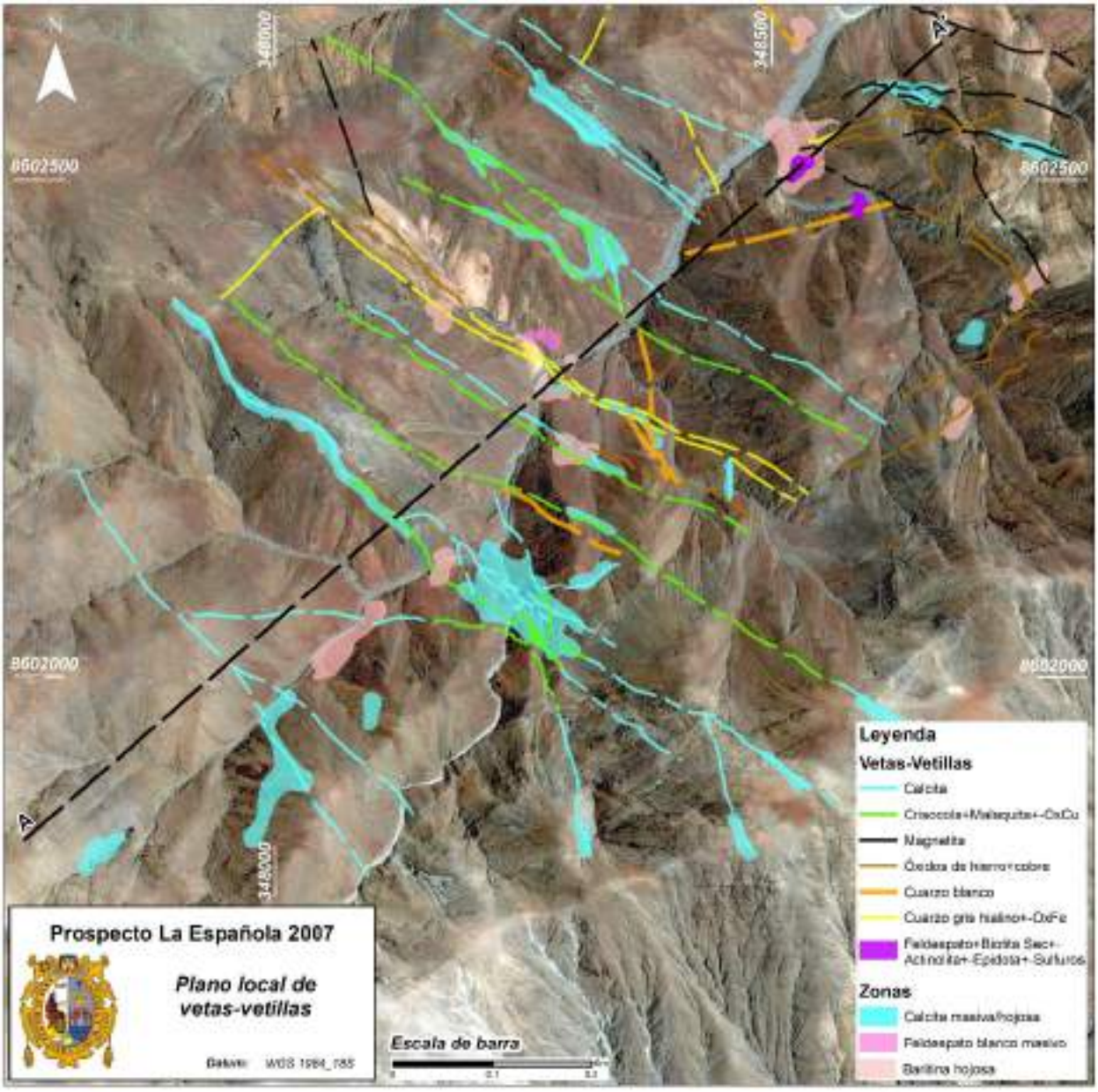


Fig. 48. Plano local de vetas y vetillas, escala 1:2000 (Fuente: autor).

5.2. FIRMAS GEOQUÍMICAS

5.2.1. Geoquímica de elementos económicos

5.2.1.1. Análisis exploratorio de datos

Para este análisis, se consideraron 39 muestras de vetas y zonas con alteración hidrotermal (Fig. 49), con resultados de 6 elementos donde los polimetálicos fueron analizados por ensayo de Espectrofotometría de Absorción atómica (ICP-AES) con digestión multiacida, y el oro por ensayo al fuego y determinación analítica por AAS-flama. Todos los elementos se hallaron dentro de los valores permitidos, ver tabla 2.

Con el objetivo de proporcionar una descripción estadística completa, se llevaron a cabo análisis descriptivos, incluyendo medidas como media, mediana, moda, percentiles, entre otras, utilizando el software Minitab Statistical®.

Tabla 2. Elementos reportados con sus límites de detección, datos censurados y tipo de censura (Fuente de datos: autor).

Elemento	Muestras	LDI	LDS	DC	%DC	Tipo de censura
Au	39	0.001	-	0	0.00%	Por la izquierda
Ag	39	0.5	-	15	38.46%	Por la izquierda
Pb	39	5	-	25	64.10%	Por la izquierda
Zn	39	1	-	1	2.56%	Por la izquierda
Cu	39	5	-	0	0.00%	Por la izquierda
Fe	39	0.1	-	0	0.00%	Por la izquierda

* LDI: límite de detección inferior, LDS: límite de detección superior, DC: datos censurados, y %DC: porcentaje de datos censurados.

5.2.1.2. Estadística paramétrica

Se llevaron a cabo análisis de parámetros estadísticos descriptivos, tales como media, mediana, moda, y desviación estándar, entre otros. A continuación, se presentan los valores resumidos en la tabla 3.

Previamente, se ejecutó la prueba de normalidad para identificar la distribución logarítmica de cada elemento. Se observó que Au, Zn y Fe se ajustan de manera adecuada a una escala logarítmica, mientras que Ag, Cu, Pb y Fe se ajustan en la mayoría de las muestras. Las excepciones se deben a valores en el límite de detección (LDI) y valores atípicos superiores. Por ejemplo, el Cu presenta valores ínfimos en algunas muestras y valores que superan el 5% en muestras de vetas.

Se generaron gráficos resumidos para cada elemento, con el objetivo de comprender su comportamiento estadístico. Estos gráficos incluyen histogramas, “box-plot”, intervalos de confianza del 95%, y aproximaciones a la campana de Gauss (Fig. 50).

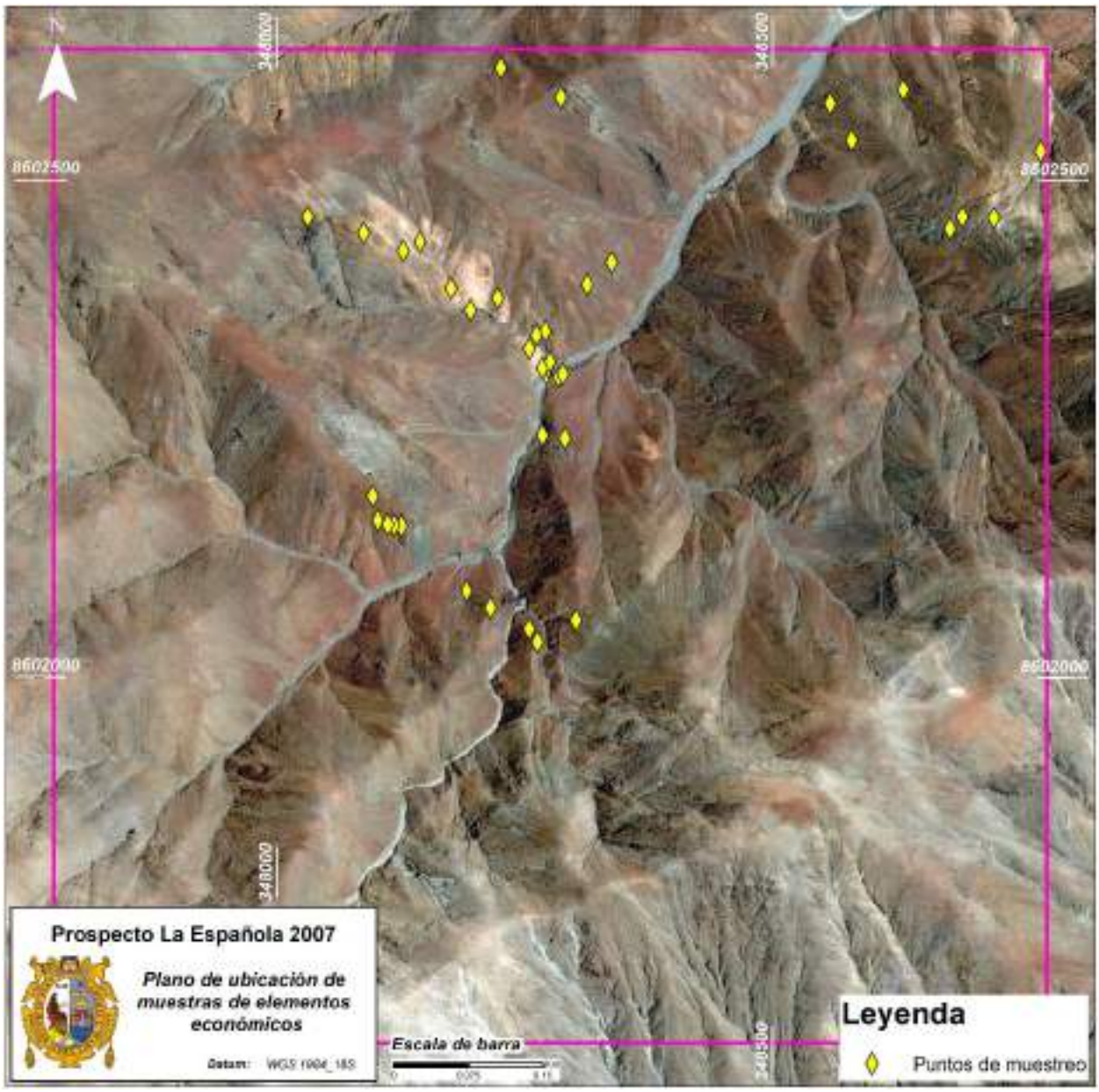


Fig. 49. Plano de ubicación de muestras de elementos económicos (Fuente: autor).

Tabla 3. Datos de estadística paramétrica y tipo de distribución para los 6 elementos reportados (Fuente: autor).

Estadística paramétrica	Au (ppm)	Ag (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Cu (ppm)	Fe (pct)
Numero de muestras	39	39	39	39	39	39
Valores únicos	36	23	15	31	36	39
Mínimo	0.00	0.25	2.50	0.50	8.00	2.05
Máximo	10.20	49.20	1165.00	5150.00	75101.00	61.30
Suma	32.05	186.65	2385.50	15069.50	753313.00	694.78
Media	0.82	4.79	61.17	386.40	19315.72	17.81
Mediana	0.16	1.60	2.50	49.00	10462.00	12.30
Moda	-	0.25	2.5	4	35	-
Media geométrica	0.14	1.34	7.22	50.37	1793.82	11.19
Rango	10.20	48.95	1162.50	5149.50	75093.00	59.25
Rango intercuartil	0.75	3.85	15.50	229.00	36931.00	18.31
Desviación estándar	1.75	9.46	200.73	903.69	24221.80	17.30
Curtosis	22.28	13.72	25.58	20.90	-0.40	0.81
Asimetría	4.32	3.51	4.87	4.23	1.01	1.36
Percentil 1	0.00	0.25	2.50	0.50	8.00	2.05
Percentil 5	0.01	0.25	2.50	2.00	14.00	2.06
Percentil 50	0.16	1.60	2.50	49.00	10462.00	12.30
Percentil 75	0.77	4.10	18.00	235.00	36974.00	23.83
Percentil 95	2.71	31.10	489.00	1932.00	68925.00	59.05
Percentil 99	10.20	49.20	1165.00	5150.00	75101.00	61.30
Distribución	**Lognormal**	**Lognormal**	**Lognormal**	**Lognormal**	**Lognormal**	**Lognormal**

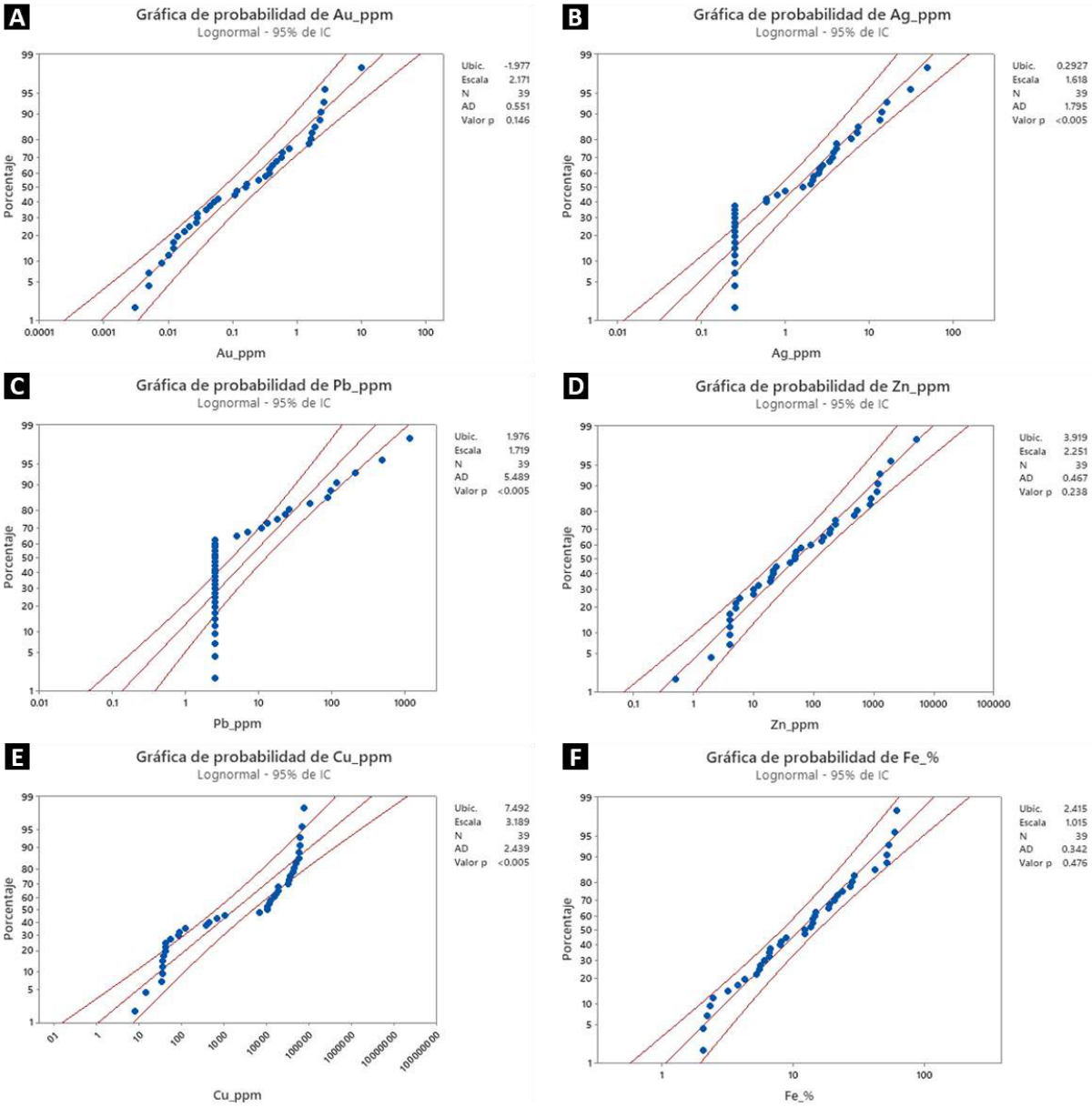


Fig. 50. Gráficos de probabilidad para los 6 elementos, evidenciando pertenecer a la distribución Lognormal (Fuente: autor).

El oro (Au) muestra valores en el rango de 0.005 a 10.2 ppm. Presenta una distribución logarítmica, con una desviación estándar de 1.75, lo que sugiere una dispersión limitada de los datos. Su distribución es mesocúrtica, mostrando asimetría positiva en su normalidad y simetría en la lognormalidad. Se observan dos poblaciones aparentes: una con valores más bajos, relacionada con la posible zona de alteración, y otra vinculada a las vetas (Fig. 51).

La plata (Ag) muestra valores entre 0.25 y 49.2 ppm. Su distribución es logarítmica, con una desviación estándar de 9.46, indicando una dispersión mediana de los datos. Su distribución es platicúrtica, con asimetría positiva tanto en la normal como en la lognormal. Al igual que en el oro, se identifican dos poblaciones estadísticas: una relacionada con la zona de alteración y otra asociada a las vetas, presentando una dinámica similar a la observada en el oro (Fig. 52).

El plomo (Pb) presenta valores en un rango de 2.5 a 1165 ppm. Su distribución es logarítmica, con una desviación estándar de 200.73, mostrando una fuerte dispersión de los datos. Su distribución es platicúrtica y exhibe asimetría positiva en ambas normalidades, normal y lognormal. Similar al comportamiento del oro y la plata, se aprecian dos poblaciones estadísticas, una relacionada con la zona de alteración y otra vinculada a las vetas (Fig. 53).

El zinc (Zn) exhibe valores en el rango de 0.5 a 5150 ppm, con una distribución logarítmica, una desviación estándar de 903.69 que señala una dispersión significativa de los datos, y una distribución mesocúrtica. Su asimetría es positiva en la normalidad y simétrica en la lognormalidad. Se distinguen tres poblaciones estadísticas aparentes, relacionadas con la zona de alteración, vetas de calcita+crisocola+malaquita o crisocola+malaquita+óxidos de cobre, y vetas de magnetita u óxidos de hierro+cobre (Fig. 54).

El cobre (Cu) presenta valores entre 8 y 75101 ppm, con una distribución logarítmica, una desviación estándar de 24221 que indica una dispersión muy significativa de los datos, y una distribución platicúrtica. La asimetría es positiva en la normalidad y negativa en la lognormalidad. Se identifican dos poblaciones estadísticas aparentes, una relacionada con la zona de alteración y otra vinculada a las vetas, mostrando similitudes con el comportamiento observado en Au, Ag y Pb (Fig. 55).

Finalmente, el hierro (Fe) exhibe valores en el rango de 2.05 a 61.3%, con una distribución logarítmica, una desviación estándar de 18.31 que indica una dispersión significativa de los datos, y una distribución mesocúrtica. La asimetría es positiva en la normalidad y simétrica en la lognormalidad. No se observan poblaciones estadísticas distintas (Fig. 56).

El análisis bivariante del oro (Au) con respecto a los demás elementos revela una relación pseudoproporcional con Ag, Zn y Cu, evidenciada por la línea de regresión lineal y un coeficiente de determinación (R2) superior al 50%, indicando modelos más confiables. Sin embargo, con Pb y Fe, el coeficiente es inferior al 50%, sugiriendo una correlación menos fiable, corroborado por la ecuación de regresión lineal, donde las pendientes de Au respecto a Ag, Zn y Cu son superiores a 0.5 (Fig. 57).

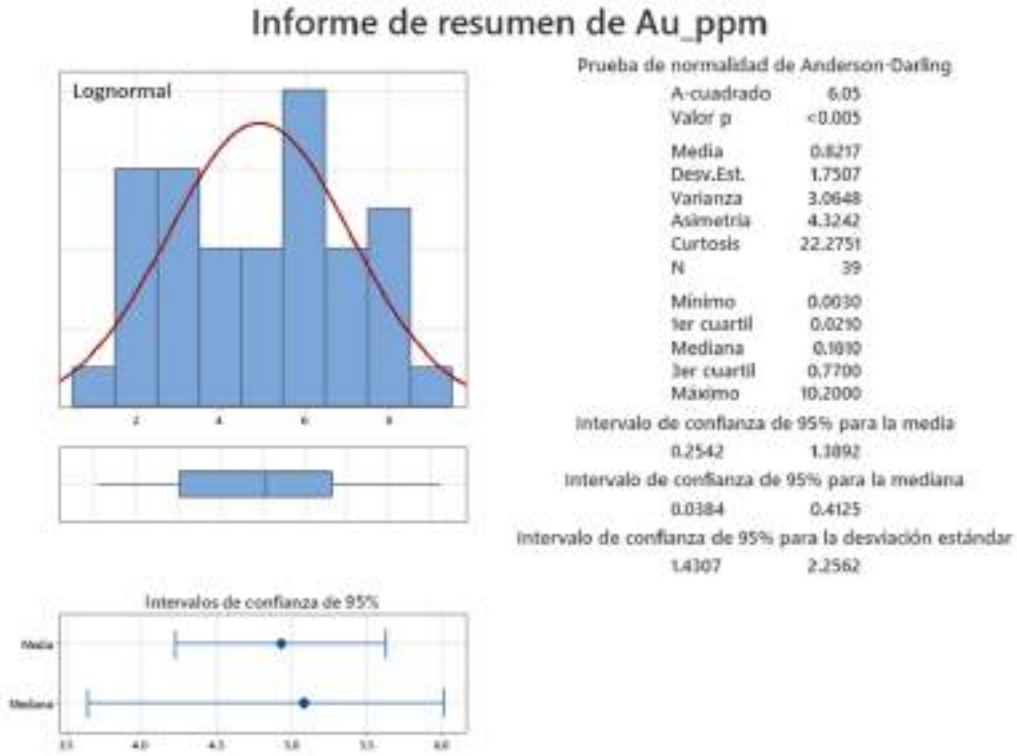


Fig. 51. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Au (Lognormal). Fuente: autor.

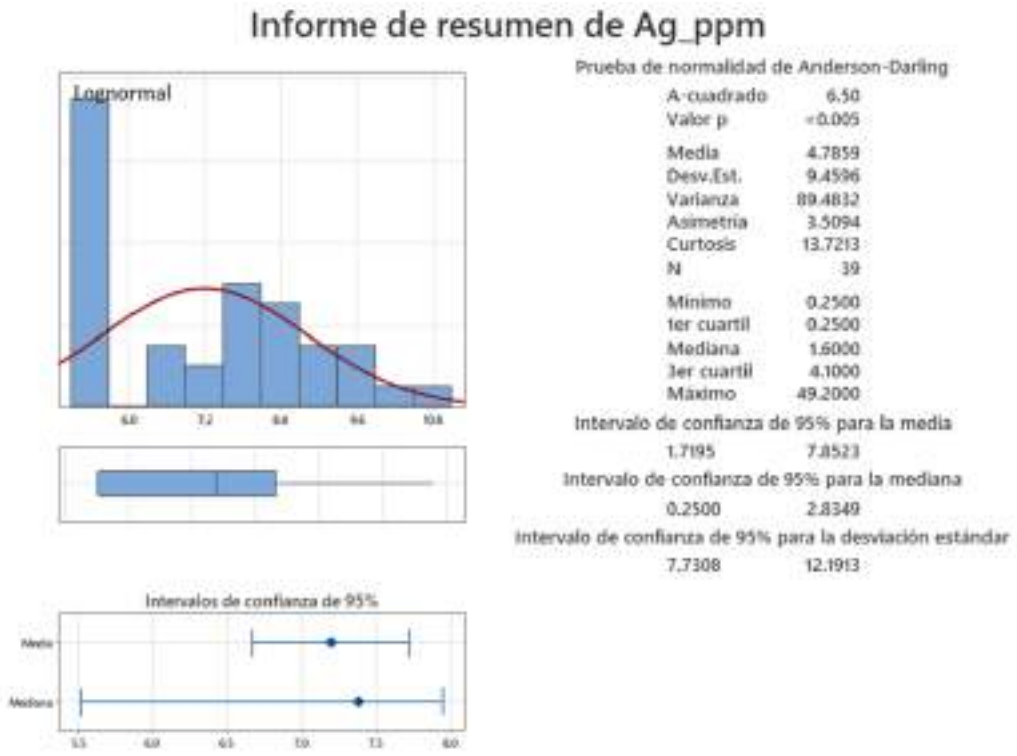


Fig. 52. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Ag (Lognormal). Fuente: autor.

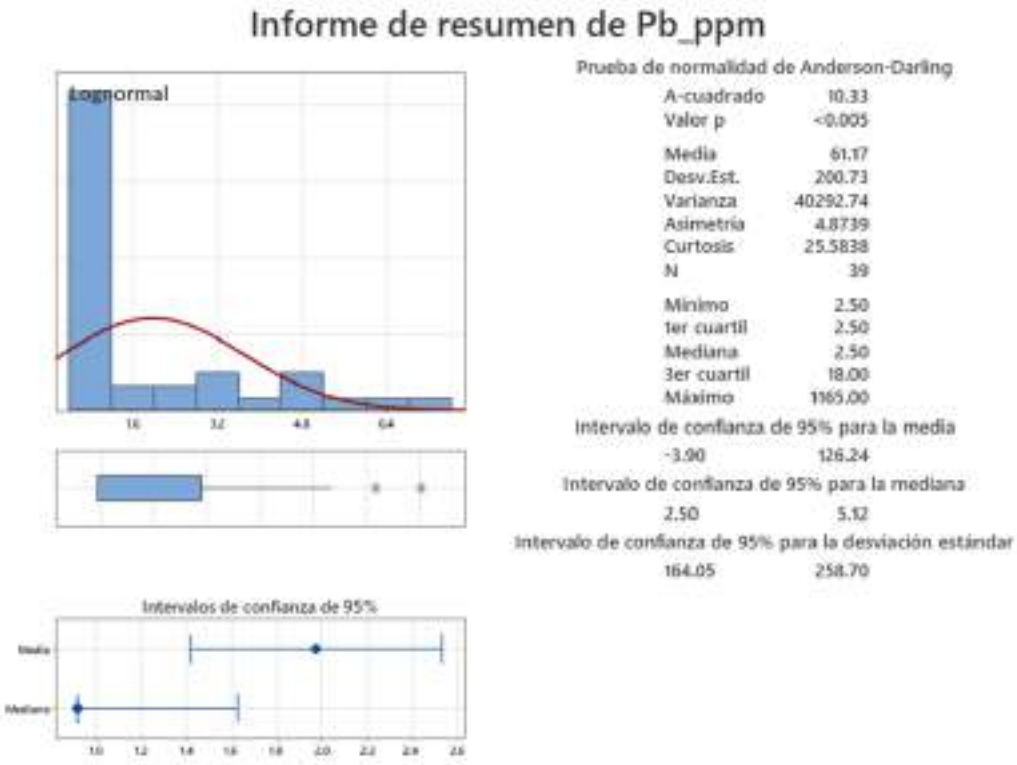


Fig. 53. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Pb (Lognormal). Fuente: autor.

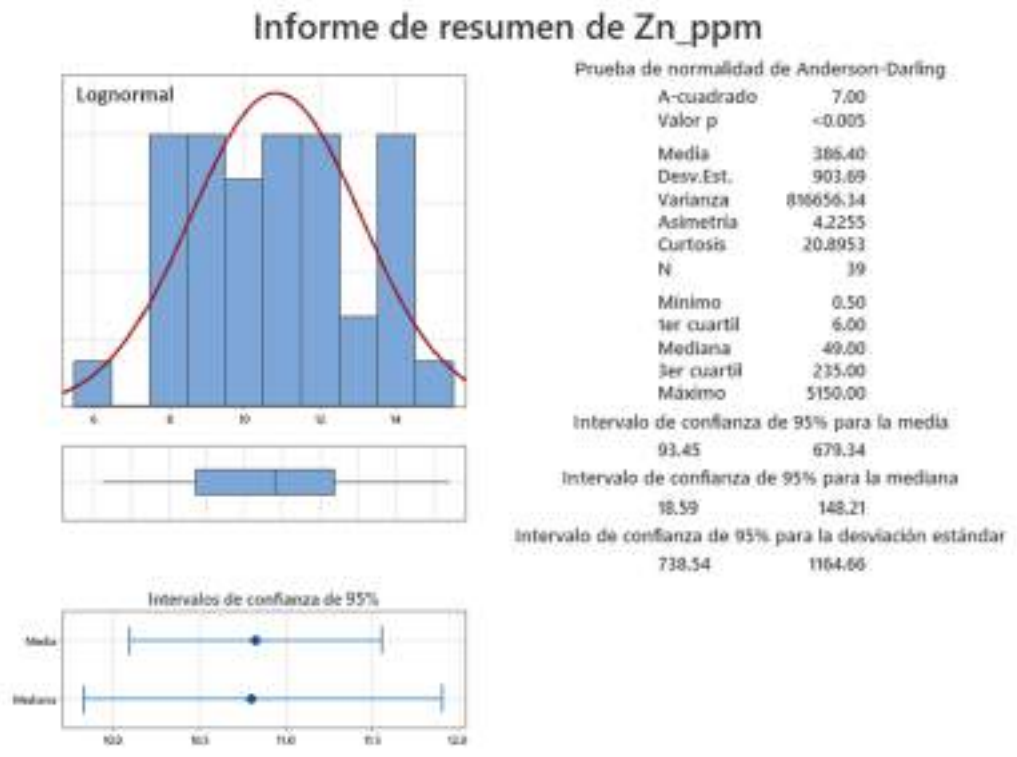


Fig. 54. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Zn (Lognormal). Fuente: autor.

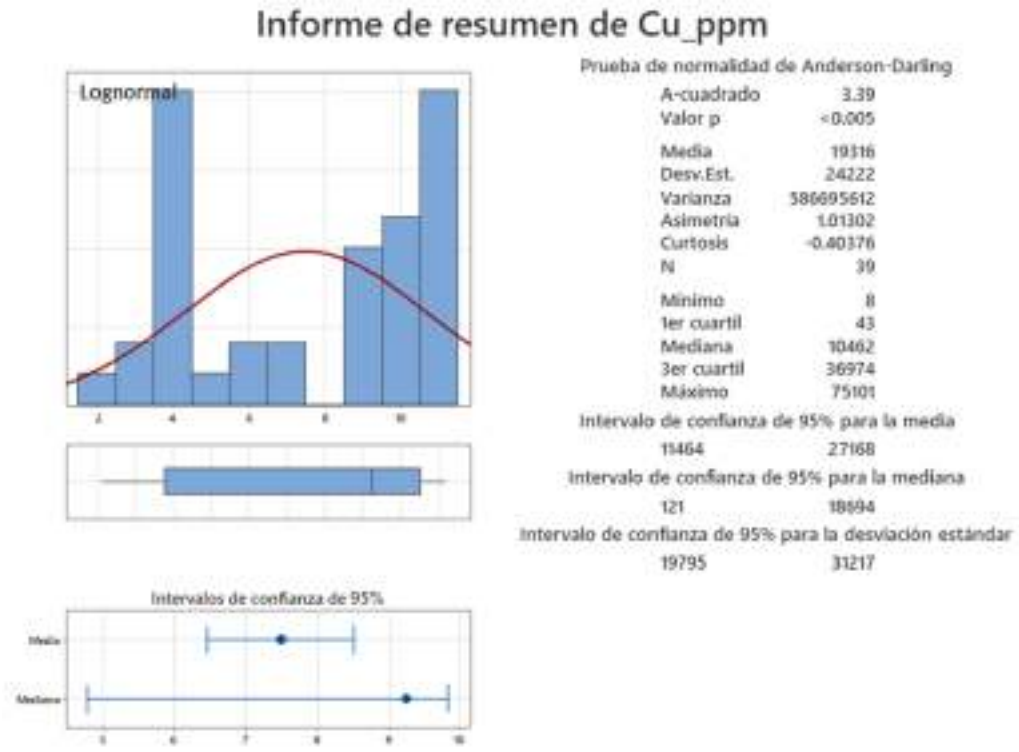


Fig. 55. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Cu (Lognormal). Fuente: autor.

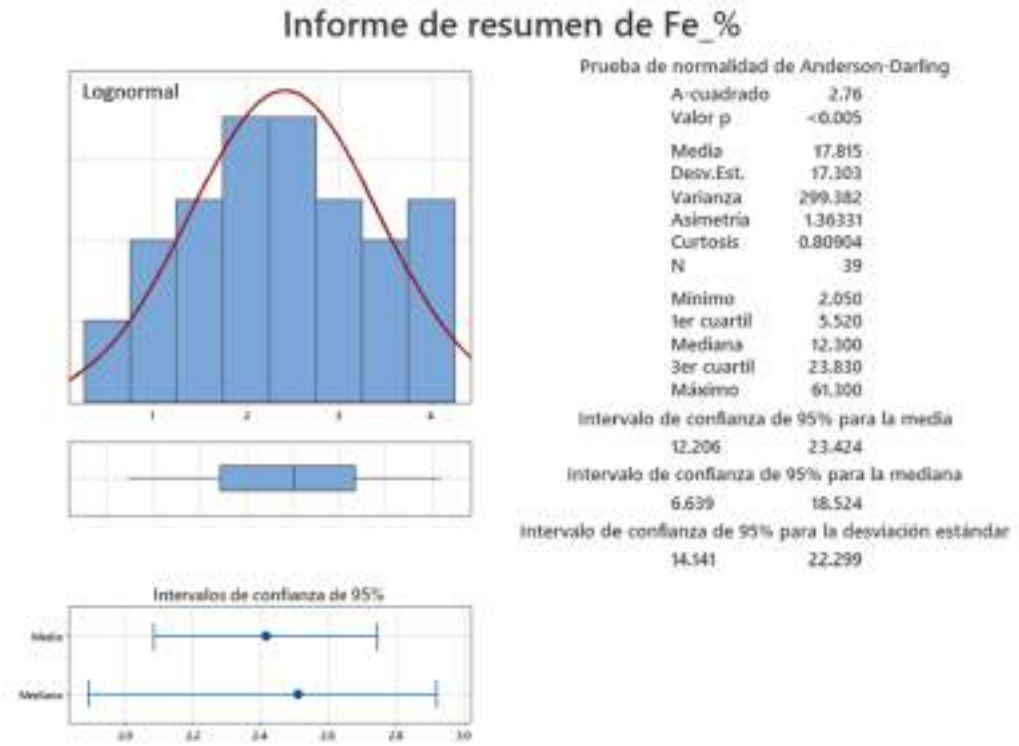


Fig. 56. Resumen con los datos estadísticos paramétricos, histograma y "box-plot" para el Fe (Lognormal). Fuente: autor.

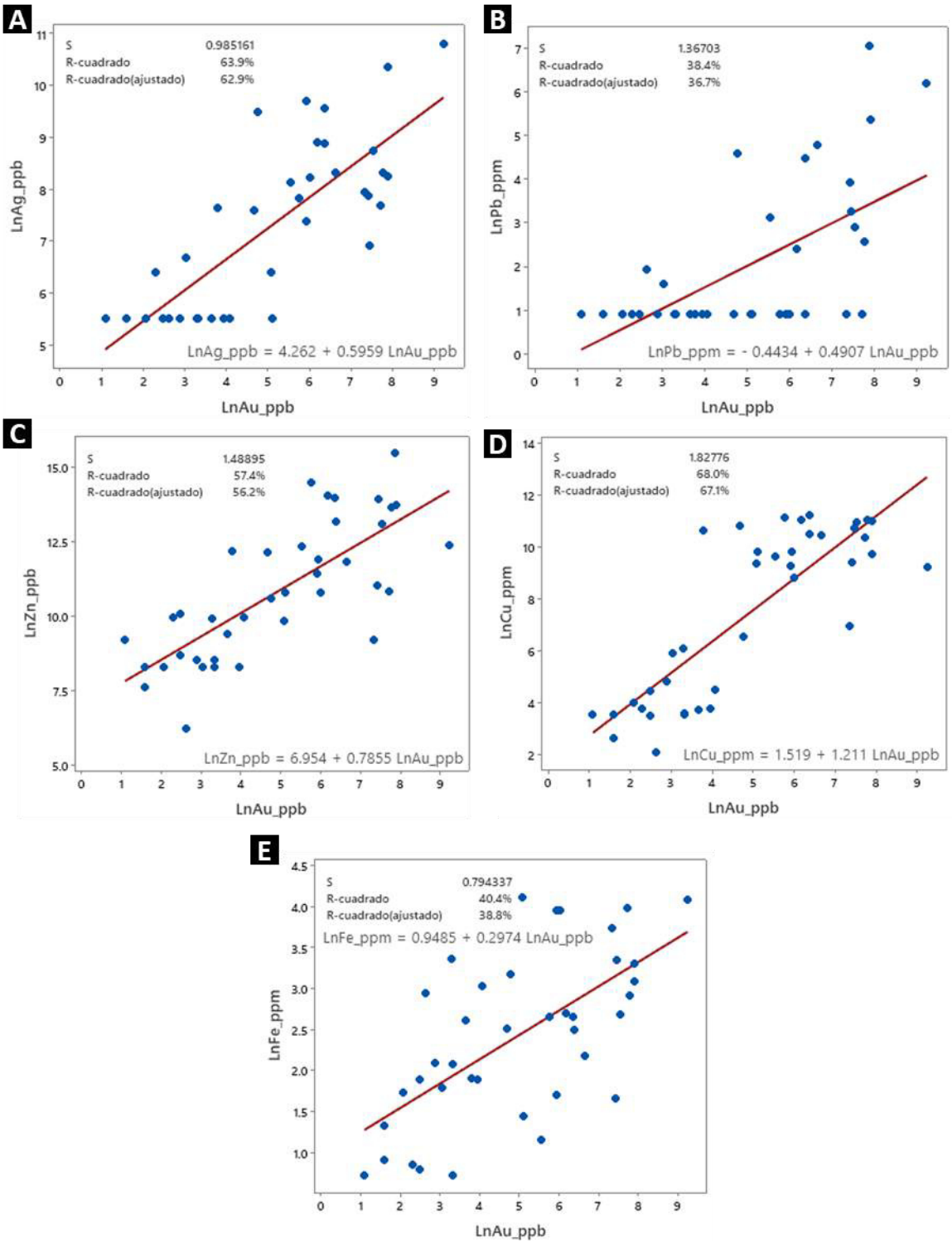


Fig. 57. Diagramas bivariantes de Au vs Ag, Pb, Zn, Cu y Fe, presentando la fórmula de regresión, línea de regresión lineal y el coeficiente de determinación (R^2). Fuente: autor.

Se llevó a cabo una matriz de correlación utilizando el método de Spearman. Este enfoque se elige debido a que se ejecuta bajo un proceso de distribución libre, que incluye un sorteo de datos, evitando así que la correlación sea afectada por posibles "outliers" (Spearman, 1904). Los resultados destacan una correlación significativa entre los elementos Au-Ag-Zn-Cu, superando el umbral de 0.75. Asimismo, se observa una correlación más moderada pero aún relevante entre los elementos Au-Ag-Pb-Fe, con coeficientes superiores a 0.5 (Tabla 4).

Tabla 4. Correlación de Spearman para los 6 elementos (Fuente: autor).

Spearman	Au (ppm)	Ag (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Cu (ppm)	Fe (pct)
Au (ppm)	1	0.8	0.6	0.77	0.77	0.61
Ag (ppm)		1	0.63	0.78	0.75	0.41
Pb (ppm)			1	0.52	0.39	0.27
Zn (ppm)				1	0.9	0.38
Cu (ppm)					1	0.4
Fe (pct)						1

Asimismo, el análisis multivariado, llevado a cabo mediante dendrogramas o conglomerados, resulta de gran utilidad al identificar variables con comportamientos relativamente homogéneos, agrupándolos en subconjuntos significativos. Este enfoque permitió distinguir dos conglomerados claves: uno conformado por Au-Ag y otro por Zn-Cu, con una similitud que supera el umbral del 75.00. No obstante, se observó que tanto Pb como Fe presentaron una relación significativamente menor con los grupos mencionados (Fig. 58).

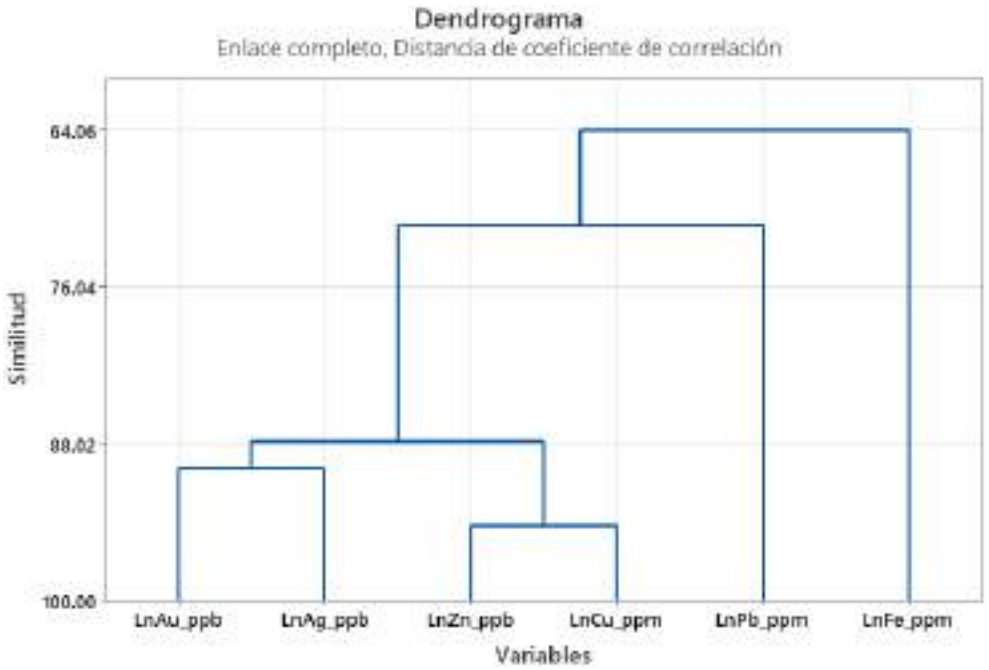


Fig. 58. Dendograma analizado para los 6 elementos (Lognormal). Fuente: autor.

5.2.1.3. Estadística no paramétrica

Se llevó a cabo un análisis estadístico por poblaciones, clasificando las muestras según el tipo de estructura o zona de alteración hidrotermal mediante estadísticas no paramétricas. El objetivo principal fue caracterizar estas poblaciones estadísticamente, definiendo las leyes de Au, Ag, Pb, Zn, Cu y Fe, con valores de mínimo, máximo, media y mediana.

A partir de este análisis, se concluye que las vetas de óxidos de hierro+cobre, vetas de crisocola+malaquita+óxidos de cobre y vetas de calcita exhiben la mayor cantidad promedio de Au, con valores que oscilan entre 0.88 y 3.56 ppm, así como de Ag, con un rango de 7.75 a 16.42 ppm. Además, estas estructuras presentan valores elevados de Pb (33.2 a 154.7 ppm), Zn (365.5 a 1162.8 ppm) y Cu (16864 a 53042.8 ppm).

Asimismo, se observa que las vetas de magnetita y las vetas de óxidos de hierro+cobre registran la mayor cantidad de Fe, con niveles que varían de 39.71% a 41.22%.

Adicionalmente, los demás datos no paramétricos son presentando en la tabla 5.

Tabla 5. Datos de estadística no paramétrica para los 6 elementos según el tipo de estructura o zona de alteración hidrotermal (Fuente: autor).

		Cuerpo de adularia	Veta cuarzo hialino	Veta de óxidos de hierro+cobre	Veta de calcita	Veta de crisocola +malaquita+ óxidos de cobre	Veta de magnetita	Zona argilizada	Zona silicificada+py
Elemento	**Cantidad de muestras**	**1**	**11**	**4**	**5**	**10**	**5**	**2**	**1**
Au (ppm)	**Mínimo**	0.01	0.01	0.118	0.26	0.04	0.027	0.00	0.01
	Máximo	0.01	0.06	10.2	1.66	2.71	0.408	0.03	0.01
	Media	**0.01**	**0.02**	**3.5685**	**0.88**	**1.19**	**0.2272**	**0.02**	**0.01**
	Mediana	0.01	0.02	1.978	0.58	0.68	0.167	0.02	0.01
Ag (ppm)	**Mínimo**	0.25	0.25	1	2.60	2.00	0.25	0.25	0.25
	Máximo	0.25	0.80	49.2	16.40	31.10	3.7	0.25	0.25
	Media	**0.25**	**0.33**	**16.425**	**6.48**	**7.75**	**1.28**	**0.25**	**0.25**
	Mediana	0.25	0.25	7.75	3.40	4.10	0.6	0.25	0.25
Pb (ppm)	**Mínimo**	7.00	2.50	2.5	2.50	2.50	2.5	2.50	2.50
	Máximo	7.00	5.00	489	87.00	1165.00	2.5	2.50	2.50
	Media	**7.00**	**2.73**	**153.875**	**33.20**	**154.70**	**2.5**	**2.50**	**2.50**
	Mediana	7.00	2.50	62	23.00	12.00	2.5	2.50	2.50
Zn (ppm)	**Mínimo**	0.50	2.00	40	10.00	134.00	19	4.00	4.00
	Máximo	0.50	24.00	1137	1181.00	5150.00	91	10.00	4.00
	Media	**0.50**	**9.82**	**365.5**	**325.00**	**1162.80**	**45.6**	**7.00**	**4.00**
	Mediana	0.50	5.00	142.5	146.00	689.00	49	7.00	4.00
Cu (ppm)	**Mínimo**	8.00	14.00	702	1034.00	16864.00	445	35.00	35.00
	Máximo	8.00	371.00	45139	36974.00	75101.00	18707	35.00	35.00
	Media	**8.00**	**84.91**	**22193.75**	**16864.00**	**53042.80**	**9748.6**	**35.00**	**35.00**
	Mediana	8.00	43.00	21467	15109.00	58255.50	10700	35.00	35.00
Fe (pct)	**Mínimo**	19.08	2.23	23.83	3.20	6.72	4.25	2.05	2.48
	Máximo	19.08	20.59	59.05	42.32	27.44	61.3	2.06	2.48
	Media	**19.08**	**7.59**	**41.22**	**14.11**	**15.16**	**39.71**	**2.05**	**2.48**
	Mediana	19.08	6.63	41.015	5.52	14.42	51.92	2.05	2.48

5.2.1.4. Interpolación geoestadística

Se llevaron a cabo interpolaciones geoestadísticas utilizando el software Golden Surfer® mediante semivariogramas, para los 6 elementos analizados que fueron nivelados a logaritmo neperiano.

En relación con el semivariograma experimental, los parámetros fueron ajustados considerando un azimut variable según el tipo de analito, donde el Au-Ag-Pb-Zn-Cu se encuentran en el rango de 105º a 145º y el Fe en 65º, con una tolerancia de 30º. La distancia entre muestras o lag fue establecida en 47 metros, con un total de 15 lags y una máxima distancia o lag máximo de 0.7 kilómetros (Tabla 6).

Tabla 6. Parámetros del variograma experimental (Fuente: autor).

Parámetros del variograma experimental							
Variable	**Azm**	**Atol**	**Buz**	**Dtol**	**Lag**	**Nlag**	**MaxLag**
Au	125	30	0	0	47	15	710
Ag	125	30	0	0	47	15	710
Pb	105	30	0	0	47	15	710
Zn	135	30	0	0	47	15	710
Cu	145	30	0	0	47	15	710
Fe	65	30	0	0	47	15	710

** Azm: Azimut, Atol: tolerancia total, Buz: buzamiento, Lag: distancia entre muestras, Nlag; número de lags, MaxLag: máxima distancia de muestras.*

El modelado del semivariograma teórico esférico, basado en el semivariograma experimental, posibilitó la determinación de parámetros esenciales como la pepita, meseta, alcance y anisotropía. Estos valores se emplearon en la técnica de interpolación mediante el método “kriging” ordinario (OK), y se detallan en la tabla 7.

Tabla 7. Parámetros del variograma teórico modelado (Fuente: autor).

Parámetros del variograma teórico modelado					
Variable	**Modelo**	**Pepita**	**Meseta**	**Alcance**	**Anisotropía**
Au	Esférico	0	3	175	1
Ag	Esférico	0.13	0.765	300	1
Pb	Esférico	0	1.5	180	1
Zn	Esférico	0.35	1.85	125	1
Cu	Esférico	0.55	0.5	125	1
Fe	Esférico	0.15	0.475	125	1

** Pepita: discontinuidad del semivariograma en el origen respecto al eje Y, Meseta: máximo valor que puede tomar el semivariograma en el eje Y, Alcance: alcance total del semivariograma en el eje X, Anisotropía: comportamiento de la varianza en diferentes direcciones.*

La interpolación revela concentraciones significativas de Au superiores a 5 ppm al norte de la concesión, concentraciones de Ag superiores a 10 ppm, Pb superiores a 200 ppm y Zn superiores a 500 ppm en las regiones central y norte de la concesión; concentraciones de Cu superiores al 2.5% en las áreas central, norte y noroeste de la concesión; y concentraciones de Fe superiores al 36% al noroeste de la concesión (Figs. 59, 60, 61, 62, 63 y 64).

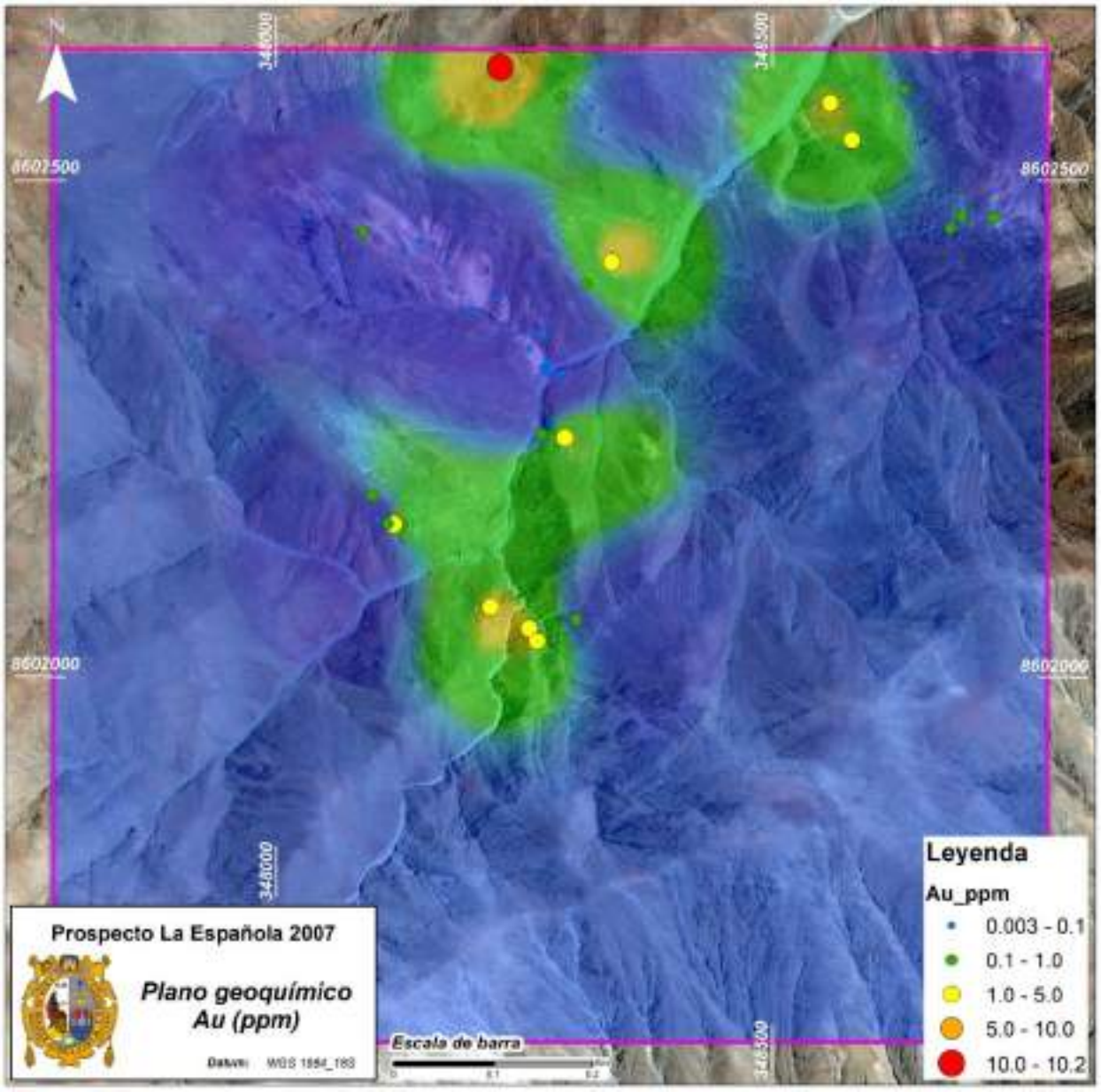


Fig. 59. Plano geoquímico de Au (ppm). Fuente: autor.

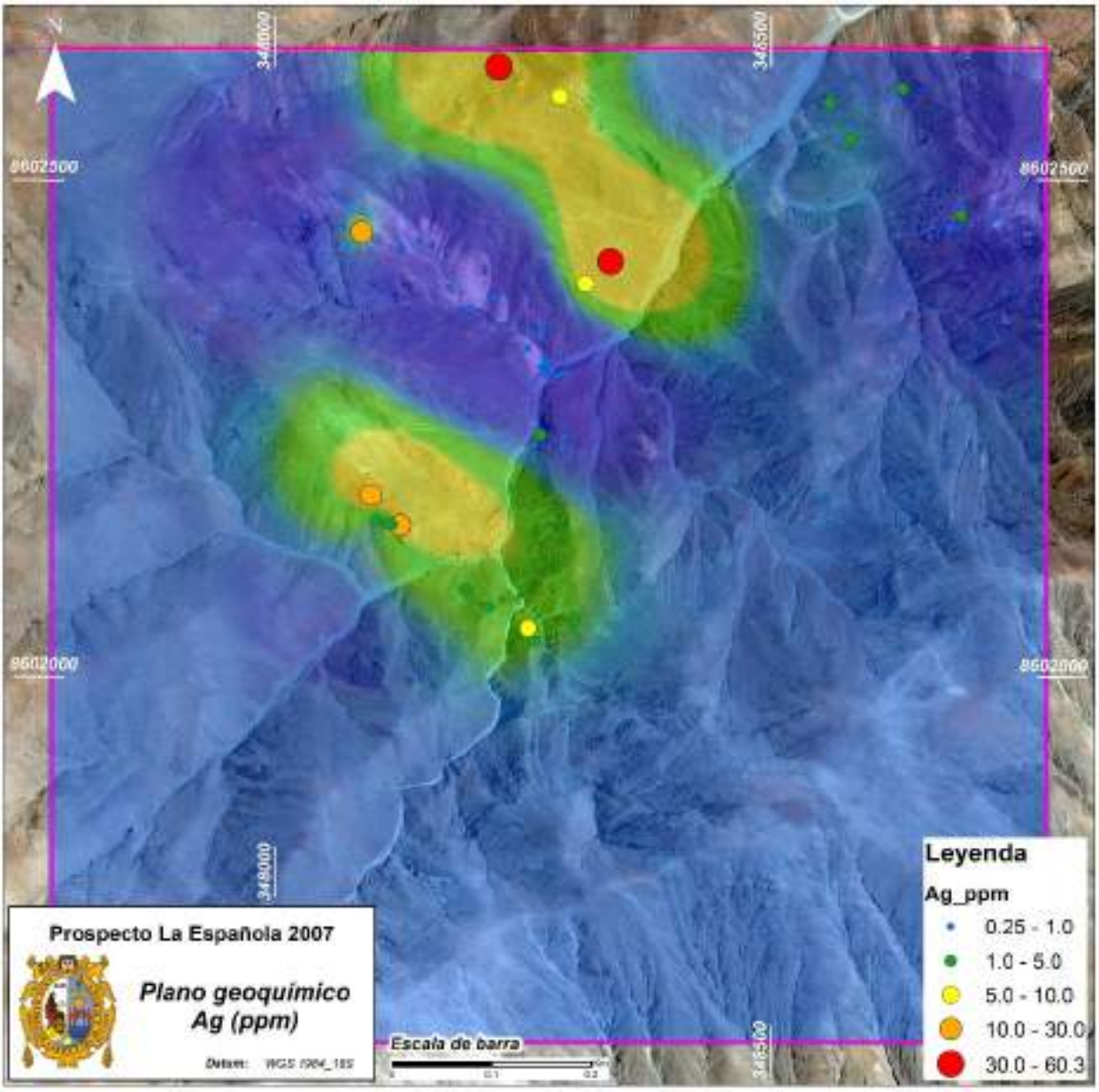


Fig. 60. Plano geoquímico de Ag (ppm). Fuente: autor.

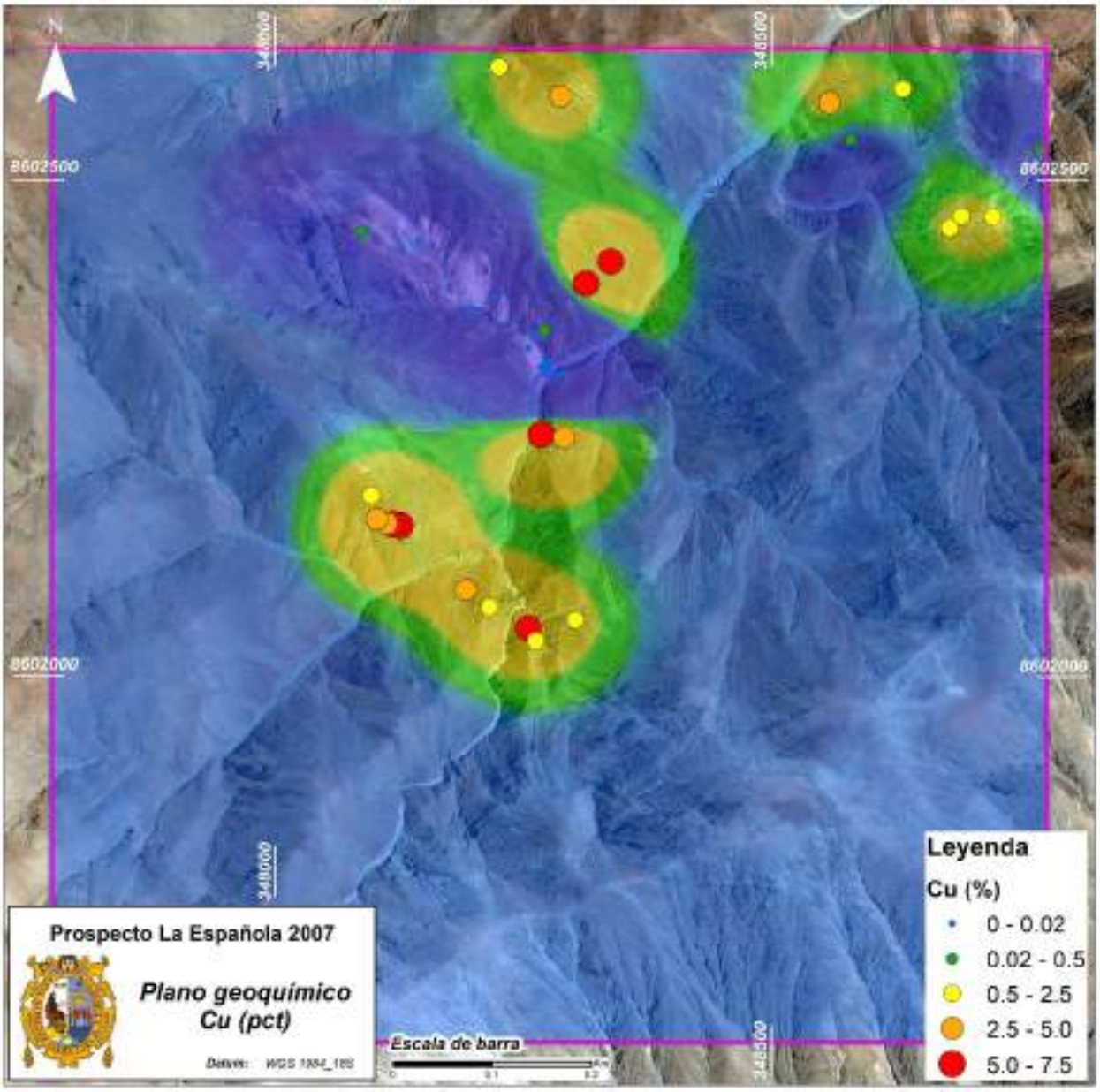


Fig. 61. Plano geoquímico de Cu (ppm). Fuente: autor.

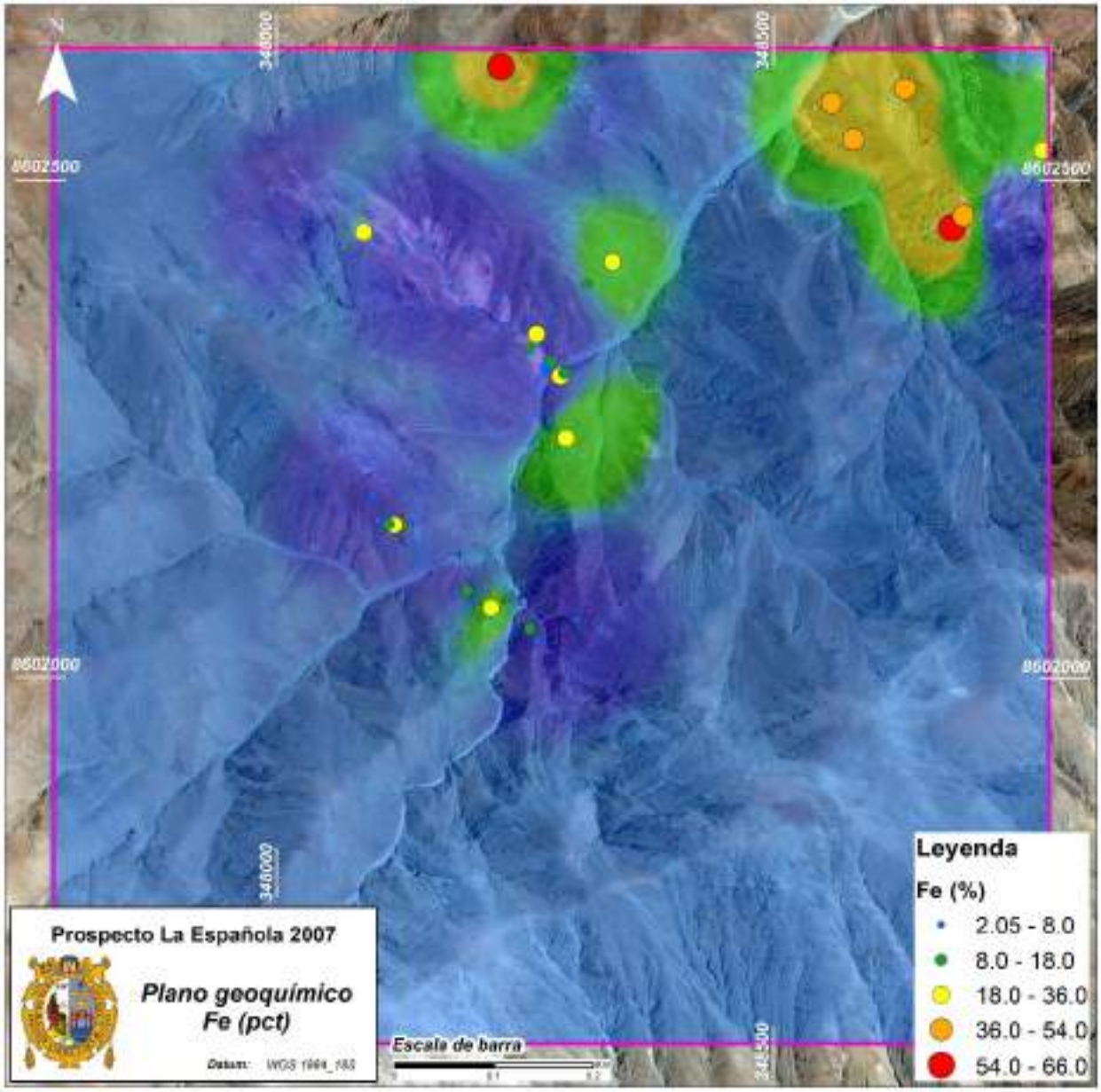


Fig. 62. Plano geoquímico de Fe (pct). Fuente: autor.

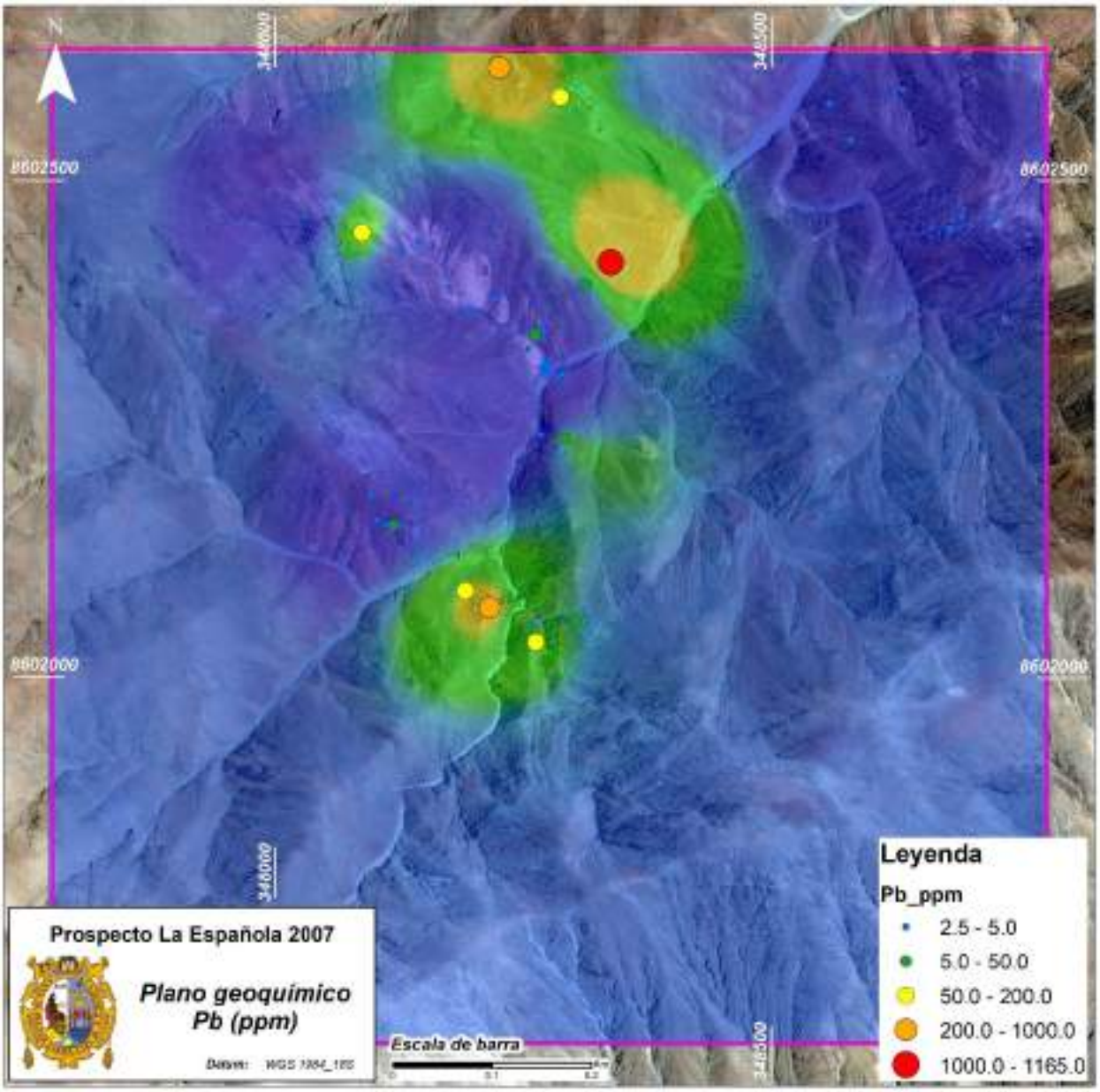


Fig. 63. Plano geoquímico de Pb (ppm). Fuente: autor.

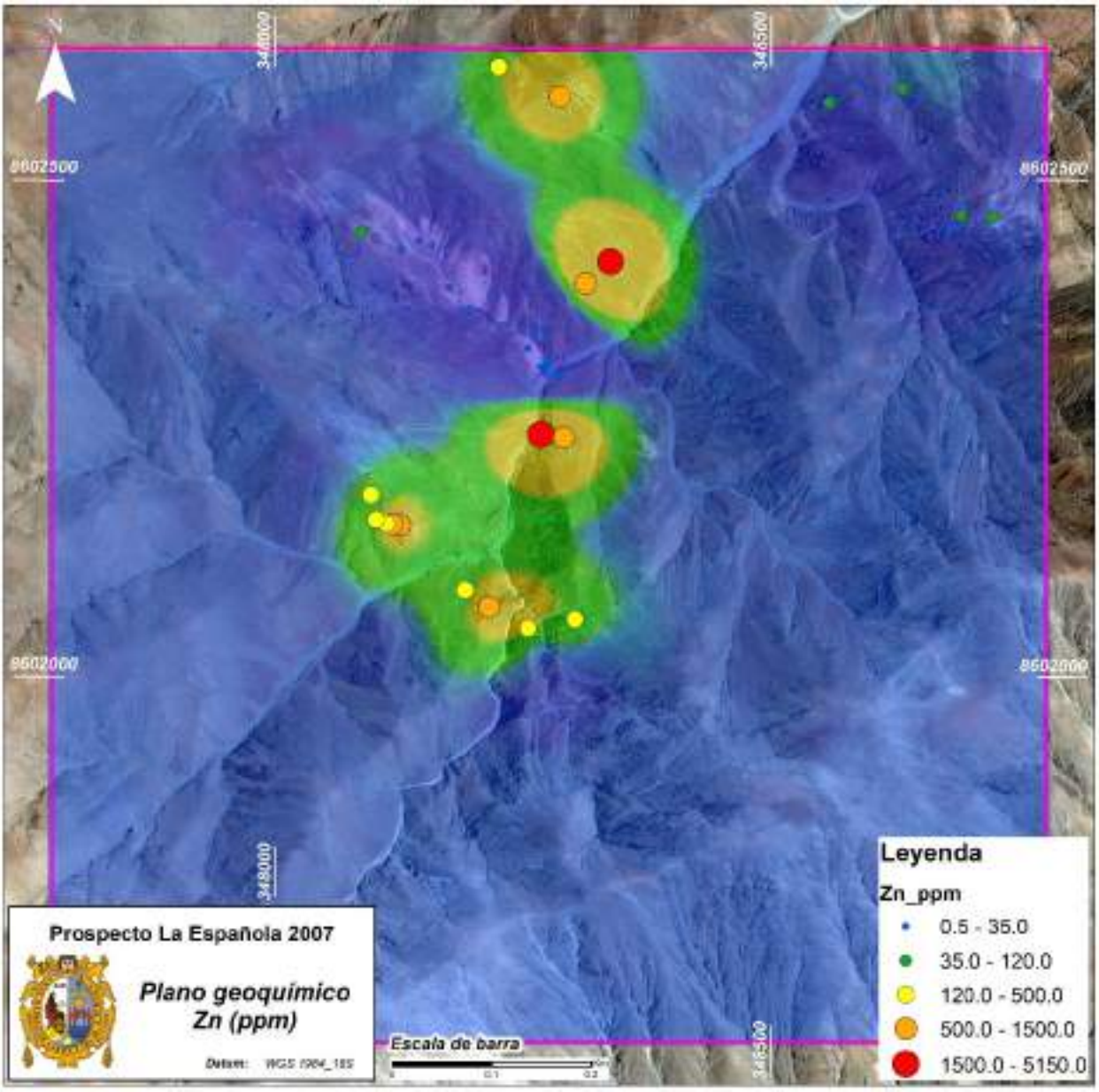


Fig. 64. Plano geoquímico de Zn (ppm). Fuente: autor.

5.2.1.5. Zonación geoquímica polimetálica

Las interpolaciones y el análisis multivariable mediante dendogramas han permitido definir una posible zonación polimetálica de la siguiente manera (Fig. 65):

- Au+Ag: predominan en el centro y en sectores donde se localizan los sistemas vetiformes de calcita+crisocola+malaquita o crisocola+malaquita+óxidos de cobre.
- Cu+Zn: rodean la zonación de Au+Ag, mostrando valores altos también asociados al sistema vetiforme.
- Fe: se presenta en los sectores distales, principalmente hacia el noroeste, correspondiendo a la mineralización vetiforme de magnetita o óxidos de hierro+cobre.
- Se encuentra una zona con decrecimiento de las leyes correspondiendo a la zona con alteración hidrotermal.

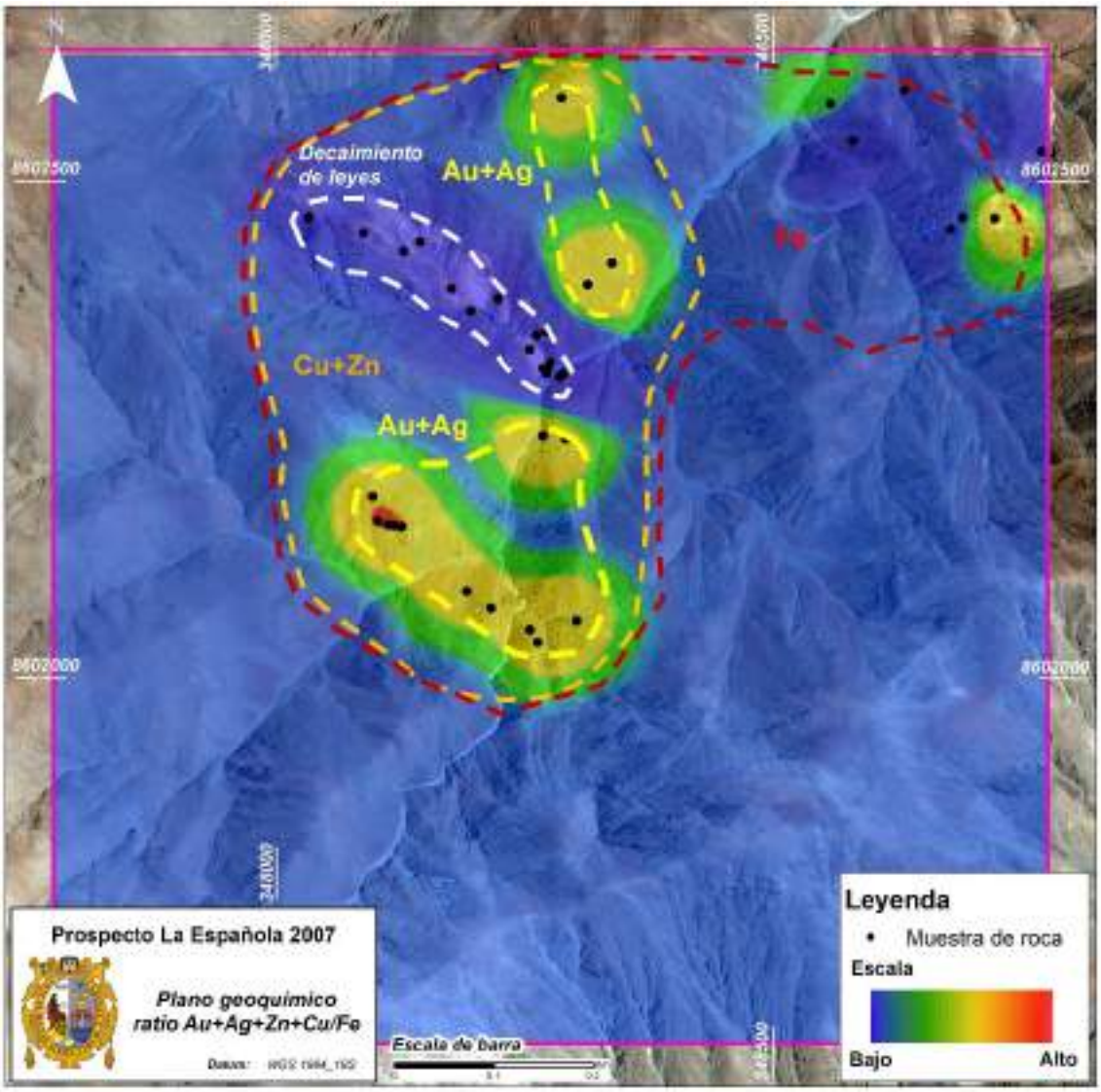


Fig. 65. Plano geoquímico con ratio Au+Ag+Zn+Cu/Fe (Fuente: autor).

5.2.2. Litogeoquímica

Se llevó a cabo el análisis de 21 muestras de roca y estructuras mineralizadas/zonas de alteración hidrotermal, obtenidas en el área de estudio (Fig. 66). Dichas muestras fueron sometidas a ensayos ICP-ES/MS con un proceso de digestión por fusión de borato de litio en el laboratorio de Bureau Veritas.

En el análisis litogeoquímico, se emplearon diversos diagramas, incluyendo diagramas litogeoquímicos, tipo spider y de cocientes, con el fin de proporcionar una comprensión detallada de las características geoquímicas de las muestras.

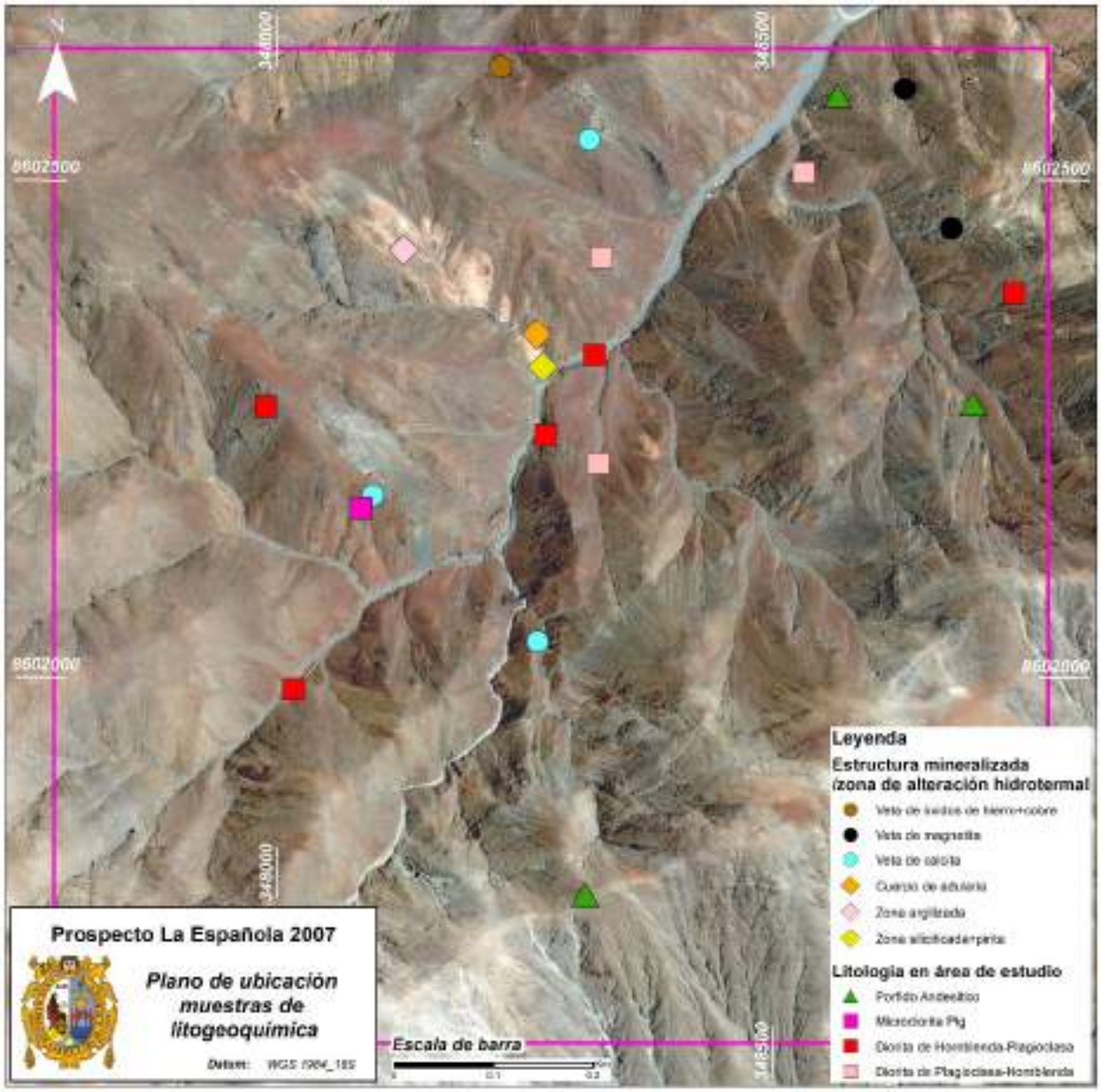


Fig. 66. Plano de ubicación de muestras de litogeoquímica (Fuente: autor).

5.2.2.1. Litogeoquímica de rocas intrusivas y subvolcánicas

Para llevar a cabo el análisis litogeoquímico del área de estudio, se seleccionaron inicialmente 12 muestras de rocas intrusivas y subvolcánicas. Estas muestras fueron previamente clasificadas macroscópicamente mediante el cartografiado geológico, utilizando diagramas de clasificación litológica, serie magmática, saturación de alúmina, ambiente tectónico y tipo spider.

Posteriormente, para enriquecer el análisis de los procesos petrogenéticos, se incorporaron 157 muestras adicionales provenientes de la base de datos litogeoquímica del Perú, publicada por INGEMMET y disponible en el portal GEOCATMIN. Estas muestras corresponden a rocas ígneas de Super Unidades o Grupos cercanos al área de estudio; sin embargo, en algunas ocasiones, los datos de los elementos analizados podrían no estar disponibles para todas las muestras.

5.2.2.1.1. Diagramas de clasificación litológica

El diagrama TAS (Cox et al., 1979) aplicado a las rocas del área de estudio facilitó la caracterización geoquímica de las litologías y la determinación de la alcalinidad a través del análisis de los elementos mayores (Fig. 67A). Se evidenció que las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda y Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa se sitúan en el campo geoquímico de Gabro a Diorita, confirmando así su clasificación litológica. En contraste, tanto la Microdiorita como los Pórfidos Andesíticos se posicionan en el campo geoquímico de Diorita a Cuarzo Diorita. Esta ubicación podría atribuirse a la influencia de la alteración hidrotermal en estas rocas. Mayormente, estas muestras exhiben características sub-alcalinas, presentando alcalinidad solo en circunstancias excepcionales, probablemente asociadas a procesos de alteración hidrotermal. Estos resultados sugieren que el uso de diagramas de clasificación litológica basados en elementos mayores puede estar sesgado debido a la presencia de alteración hidrotermal en las rocas.

Para abordar esta problemática, se implementó el diagrama Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Pearce, 1996) para clasificar geoquímicamente las rocas utilizando elementos traza inmóviles (Fig. 67B), los cuales son menos propensos a ser afectados por alteración hidrotermal. De acuerdo con este diagrama, las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda y Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa también se encuentran en el campo geoquímico de Gabro a Diorita, mientras que las muestras de Microdiorita y Pórfido Andesítico se sitúan en el campo geoquímico de Diorita. Este respaldo fortalece y confirma la clasificación litológica macroscópica de las rocas.

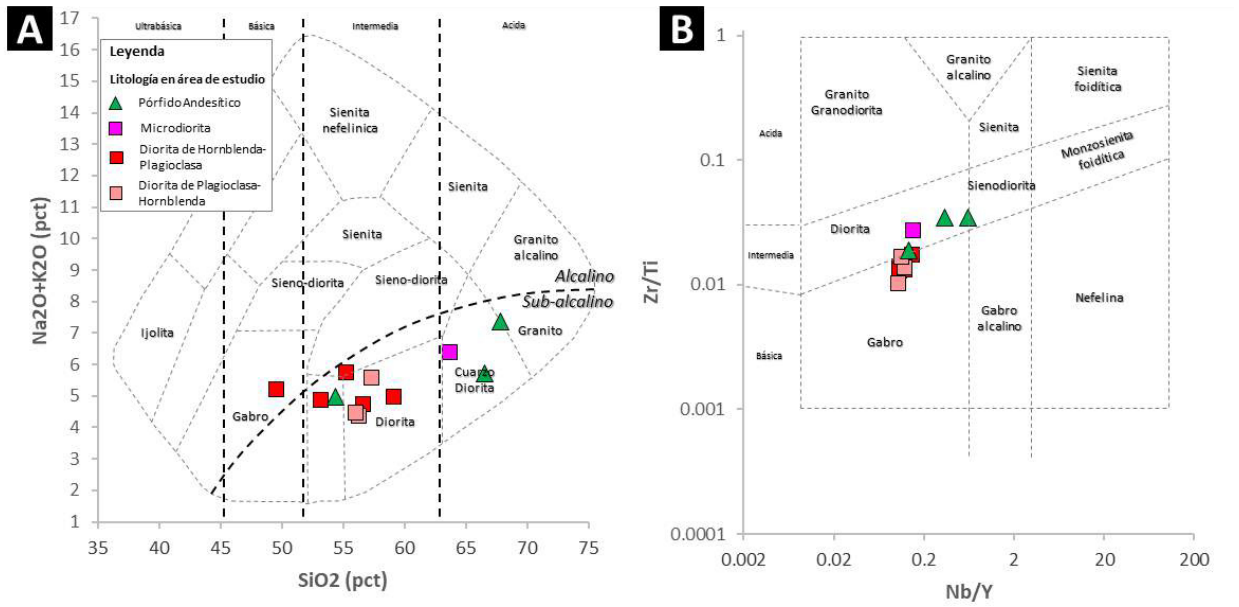


Fig. 67. A) Diagrama TAS modificado de Cox et al. (1979), y B) Diagrama Zr/TiO2 vs Nb/Y modificado de Pearce (1996). Fuente de datos: autor.

5.2.2.1.2. Diagramas de clasificación de serie magmática

La aplicación del diagrama SiO2 vs K2O (Irvine y Baragar, 1971) posibilita la determinación de la serie magmática de las rocas basada en elementos mayores (Fig. 68A). De acuerdo con este diagrama, se deduce que las rocas del área de estudio se sitúan en el rango de la serie toleítica hasta calcoalcalina.

Por otro lado, el diagrama Co vs Th (Hastie et al., 2007) se emplea para caracterizar la serie magmática mediante el análisis de elementos traza (Fig. 68B). Este diagrama indica que las rocas del área de estudio se posicionan en la serie calcoalcalina a calcoalcalina rica en potasio (+K).

Adicionalmente, se utilizó el diagrama Zr/Y vs Th/Yb (Ross y Bedard, 2009) para identificar la serie magmática mediante el análisis de elementos traza inmóviles (Fig. 68C). Según este diagrama, se infiere que las rocas del área de estudio pertenecen a la serie transicional a calcoalcalina.

En síntesis, se puede afirmar que las rocas del área de estudio se sitúan en la serie magmática de manera transicional entre la toleítica y la calcoalcalina.

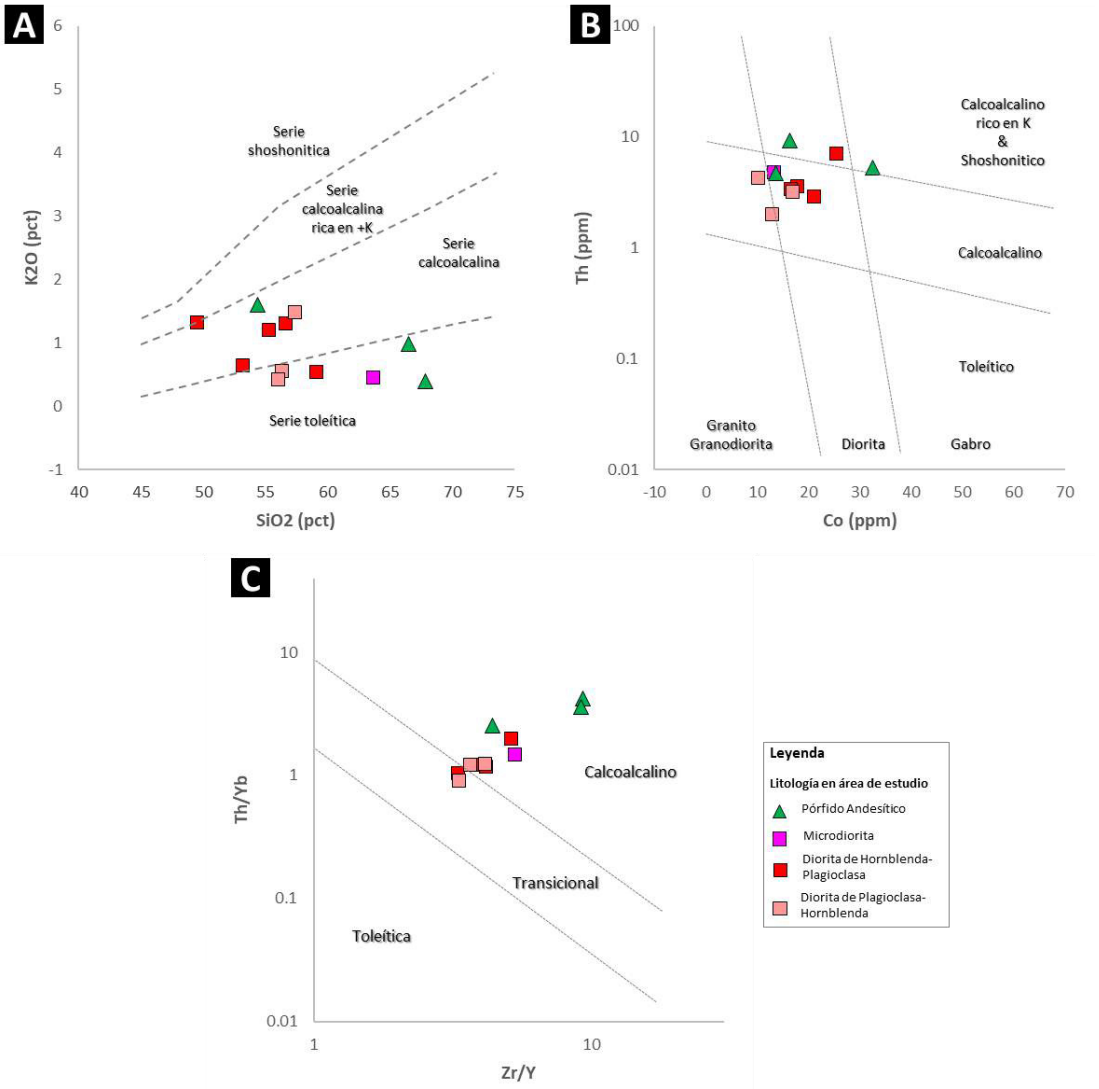


Fig. 68. A) Diagrama de SiO2 vs K2O modificado de Irvine y Baragar (1971), B) Diagrama Co vs Th modificado de Hastie et al. (2007), y C) Diagrama Zr/Y vs Th/Yb modificado de Ross y Bedard (2009). Fuente de datos: autor.

5.2.2.1.3. Diagrama de saturación de alúmina

A través de la aplicación del diagrama de saturación de alúmina Al2O3/Na2O+CaO+K2O (molar) vs CaO/Na2O+K2O+CaO (molar), propuesto por Barton y Young (2002), se procedió a la clasificación de las rocas en el área de estudio como predominantemente metaluminosas. No obstante, se identificaron algunas muestras que podrían ser consideradas peraluminosas de manera esporádica, lo que podría deberse a procesos de alteración hidrotermal (Fig. 69).

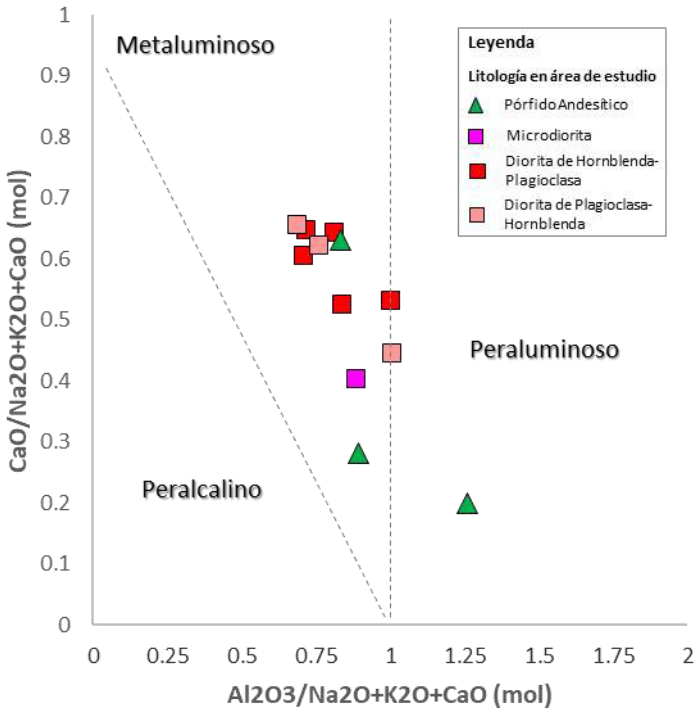


Fig. 69. Diagrama de Al2O3/Na2O+CaO+K2O (molar) vs CaO/Na2O+K2O+CaO (molar) modificado de Barton y Young (2002). Fuente de datos: autor.

5.2.2.1.4. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico

El diagrama de Yb+Ta vs Rb (Pearce et al., 1984) es una herramienta útil para identificar el ambiente tectónico. En el caso de las rocas del área de estudio, los resultados indican que pertenecen al campo de Granito de Arco Volcánico, un ambiente típico de subducción, tal como se encuentra en los Andes Peruanos (Fig. 70).

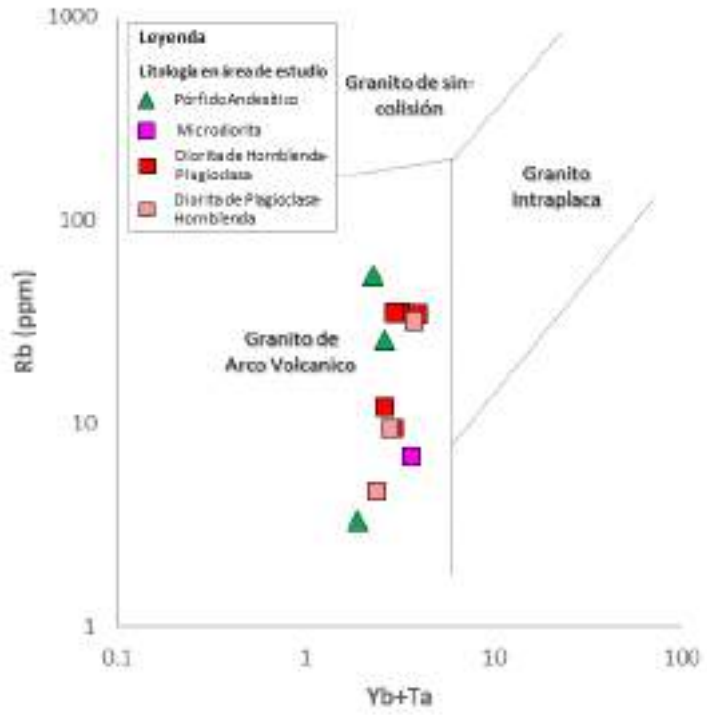


Fig. 70. Diagrama de Yb+Ta vs Rb modificado de Pearce et al. (1984). Fuente de datos: autor.

5.2.2.1.5. Diagrama spider

Para llevar a cabo el análisis, se emplearon las muestras de roca recopiladas en el área de estudio, las cuales fueron comparadas con el patrón geoquímico de la Super Unidad Cochahuasi. Este patrón se obtuvo a partir de la base de datos litogeoquímica proporcionada por el INGEMMET.

5.2.2.1.5.1. Diagrama spider de tierras raras

Para elaborar este diagrama, se procedió a normalizar las concentraciones de las tierras raras utilizando los datos de condrito suministrados por McDonough y Sun (1995), representándolas desde las tierras raras ligeras (LREE) hasta las tierras raras pesadas (HREE), tal como se muestra en la Figura 71.

De manera general, se observa un leve enriquecimiento de las tierras raras ligeras (de La a Sm) en una escala de 50 a 100 veces en comparación con las tierras raras pesadas (de Dy a Lu), que presentan un enriquecimiento de 10 a 50 veces.

Estos resultados concuerdan con el patrón observado en la Super Unidad Cochahuasi, aunque se detecta una pequeña variación debido a la presencia de la débil anomalía negativa de Eu.

Además, la tendencia similar evidencia que las rocas provienen de una misma fuente.

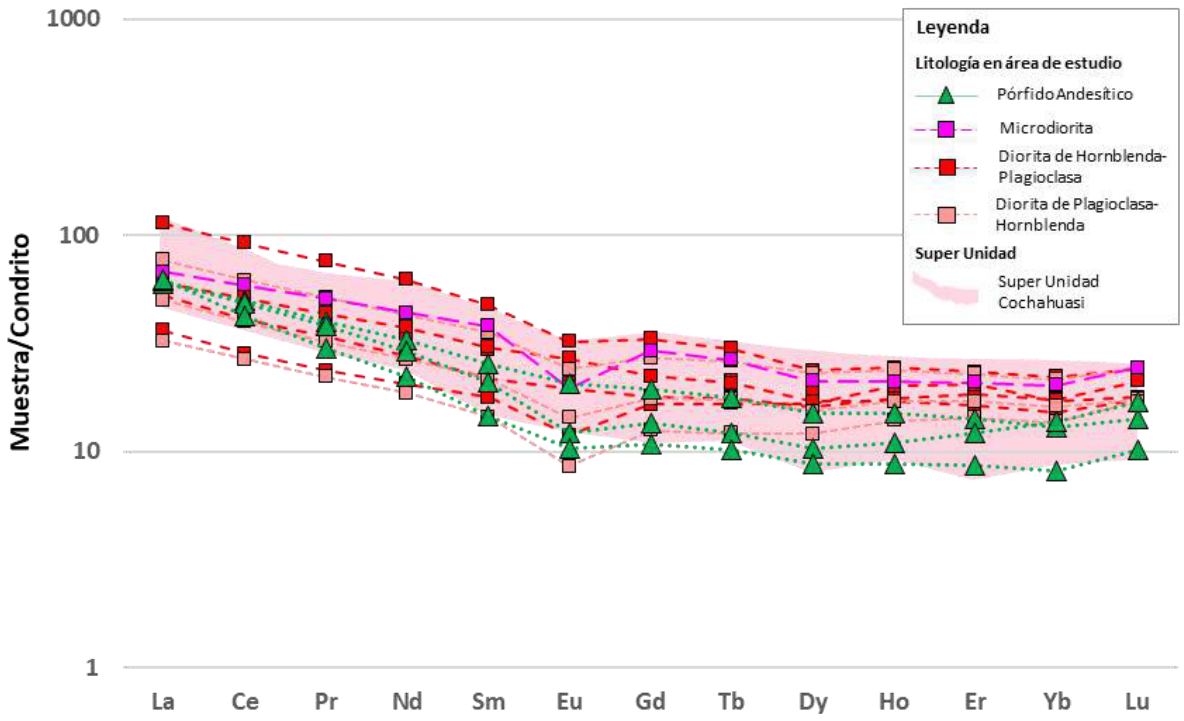


Fig. 71. Diagrama tipo spider de tierras raras normalizadas al condrito según McDonough y Sun (1995). Fuente de datos: autor.

Realizaremos un análisis independiente para cada litología, basado en la clasificación macroscópica previa:

- Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda presentan el menor enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) y un mayor enriquecimiento en tierras raras pesadas (HREE). El patrón es ligeramente sub-horizontal, con una anomalía negativa de Eu más pronunciada.
- Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa son las más enriquecidas en tierras raras ligeras (LREE) en comparación con las tierras raras pesadas (HREE). Su patrón se asemeja a una forma lístrica, con la ocurrencia ocasional de una anomalía negativa de Eu, lo que las acerca más al patrón de la Super Unidad Cochahuasi.
- Microdiorita presenta una tendencia similar a las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda, con un ligero enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) en comparación con las tierras raras pesadas (HREE). Se observa un patrón sub-horizontal con una anomalía negativa de Eu.
- Pórfidos Andesíticos presentan un enriquecimiento relativo de tierras raras ligeras (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE). También se caracterizan por ser las rocas con menor contenido de tierras raras pesadas. El patrón es lístrico, pero sin una anomalía negativa de Eu marcada.

5.2.2.1.5.2. Diagrama de elementos traza

Para la elaboración de este diagrama, se normalizaron los elementos traza utilizando los datos del manto primitivo proporcionados por Sun y McDonough (1989), representándolos en función del radio iónico, número atómico o compatibilidad (de izquierda a derecha, aumenta la compatibilidad), como se muestra en la Figura 72.

En términos generales, se observa una notable concordancia con el patrón de la Super Unidad Cochahuasi, aunque se identifican algunas variaciones en ciertos elementos.

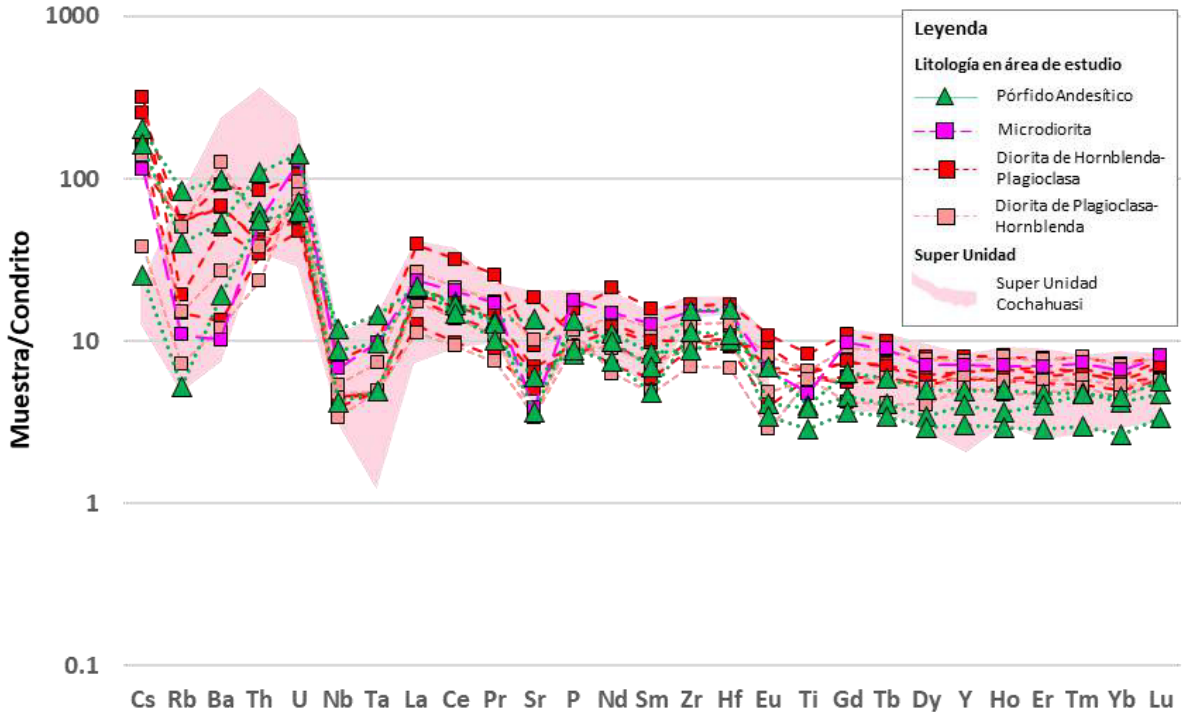


Fig. 72. Diagrama tipo spider de elementos inmóviles normalizados al condrito según Sun y McDonough (1989). Fuente de datos: autor.

Conduciendo un análisis individual para cada litología, basándonos en la clasificación macroscópica previa, se obtuvieron los siguientes resultados:

- La Diorita de Plagioclasa-Hornblenda exhibió variabilidad en los elementos Rb, Ba y Sr. La variación en Rb-Ba y la tendencia a una anomalía negativa de Sr sugieren un proceso débil de cristalización fraccionada de plagioclasa. El enriquecimiento relativo de U respecto a Th podría atribuirse a la contaminación cortical, mientras que el empobrecimiento relativo de Nb respecto a Ta, junto con la débil anomalía de P-Ti, podría relacionarse con la presencia de magmas más primitivos. Además, se observa una escasa variabilidad en Zr-Hf debido a la falta de fraccionamiento de zircón.

- La Diorita de Hornblenda-Plagioclasa también presentó variabilidad en los elementos Rb, Ba y Sr. Esta variación podría atribuirse a la cristalización de plagioclasa estable. El enriquecimiento relativo de U sobre Th estaría relacionado con la contaminación cortical, mientras que el empobrecimiento de Nb y Ta, junto con la débil anomalía de P-Ti, se originaría por la presencia de magmas ligados al manto primitivo. Asimismo, se observa poca variabilidad en Zr-Hf debido a la ausencia de fraccionamiento de zircón.
- La Microdiorita presento un enriquecimiento relativo de Th, U, P, Zr y Hf, y empobrecimiento relativo de Rb, Ba, Nb, Ta, Sr y Ti. El enriquecimiento de Th-U podría originarse por la contaminación cortical, mientras que el empobrecimiento de Rb-Ba-Sr y Nb-Ta estaría asociado a magmas con cristalización fraccionada de plagioclasa, relacionados con un ambiente de subducción.
- El Pórfido Andesítico evidenció una mayor variabilidad en Rb y Ba, y un empobrecimiento de Sr, atribuible a la plagioclasa estable. El enriquecimiento relativo de U sobre Th se relacionaría con la contaminación cortical, y el empobrecimiento relativo de Nb-Ti respecto a Ta-P estaría asociado con magmas más evolucionados. En cuanto a Zr-Hf, se aprecia poca variabilidad debido a la falta de fraccionamiento de zircón.

5.2.2.1.6. Diagrama de cocientes

Se presentan diversos diagramas de cocientes utilizados para analizar diferentes procesos petrogenéticos. Para estos análisis, se utilizaron muestras de roca del área de estudio comparadas con los resultados de otros Grupos y Super Unidades cercanas.

La figura 73A presenta SiO2 (pct) vs (Sm/Yb)n modificado de Montano (2010), revela una tendencia de composiciones máficas a félsicas en las rocas del área de estudio, indicando procesos de diferenciación en las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa, Microdiorita y Pórfidos Andesíticos. Esta tendencia se asemeja a las rocas del Grupo Casma y Super Unidad Cochahuasi.

La figura 73B presenta SiO2 (pct) vs (La/Sm)n modificado de Montano (2010), las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa y Microdiorita se relacionan con procesos de diferenciación, similar a las tendencias observadas en la Super Unidad Patap y Cochahuasi. Por otro lado, los Pórfidos Andesíticos presentan una tendencia asociada con la estabilidad de la plagioclasa, asemejándose a la Super Unidad Tiabaya.

La figura 73C presenta SiO2 (pct) vs La/Yb modificado de Montano (2010), muestra que las rocas del área de estudio experimentan procesos relacionados con la diferenciación en las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa, Microdiorita y Pórfidos Andesíticos, similar a las tendencias del Grupo Casma, Super Unidad Cochahuasi y Super Unidad Patap.

La figura 73D presenta SiO2 (pct) vs Sr/Y modificado de Montano (2010), las rocas del área de estudio también evidencian procesos relacionados con la diferenciación en las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa, Microdiorita y Pórfidos Andesíticos, asemejándose al Grupo Casma, Super Unidad Condestable y Super Unidad Cochahuasi.

La figura 73E presenta SiO2 (pct) vs (Dy/Yb)n modificado de Montano (2010), indica procesos de diferenciación en las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa, Microdiorita y Pórfidos Andesíticos, similares a los observados en la Super Unidad Cochahuasi. Por otro lado, los Pórfidos Andesíticos presentan una tendencia a anfibol estable.

La figura 73F presenta SiO2 (pct) vs Eu/Eu* modificado de Montano (2010), se observa que las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa tienen una tendencia a magmas oxidados, similar a la Super Unidad Cochahuasi, mientras que las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda y Pórfidos Andesíticos se relacionan con magmas moderadamente oxidados, similares a la Super Unidad Patap y Tiabaya. En el caso de la Microdiorita, esta se encuentra relacionada con magmas reducidos.

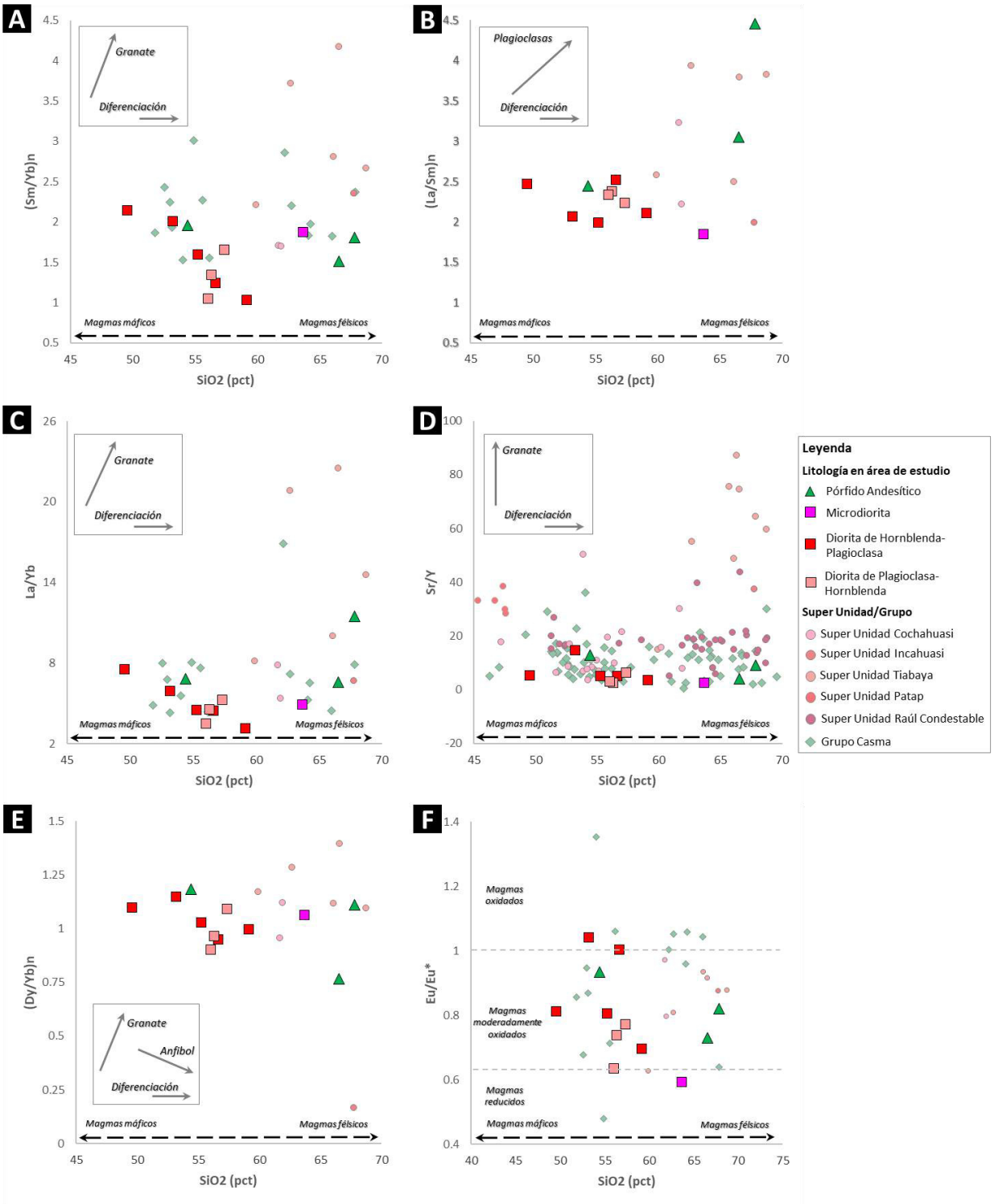


Fig. 73. Diagrama de Si02 vs (Sm/Yb)n, (La/Sm)n, La/Yb, Sr/Y, (Dy/Yb)n y Eu/Eu modificados de Montano (2010), incluyendo muestras de roca ígneas de la base de datos de INGEMMET y datos del autor.*

La Figura 74A presenta Y vs Sr/Y (Richards et al., 2012), utilizada para determinar la signatura adakítica de los magmas, donde las rocas del estudio se asocian con magmas de Arco Normal. Además, se observa que las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda, Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa y Microdiorita exhiben una tendencia hacia la estabilidad de la plagioclasa, mientras que los Pórfidos Andesíticos presentan una inclinación hacia la estabilidad de la plagioclasa y anfibol. Estas tendencias son consistentes con las características del Grupo Casma, Super Unidad Raúl Condestable y Super Unidad Cochahuasi.

La Figura 74B presenta Sc (ppm) vs V/Sc (Halley, 2020), utilizada para determinar el tipo de fraccionamiento de las rocas. Las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda y Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa exhiben una tendencia de fraccionamiento de anfibol/clinopiroxeno, similar a la Super Unidad Patap y Tiabaya. Por otro lado, la Microdiorita muestra tendencia a fraccionamiento de magnetita, asemejándose a las características del Grupo Casma y Super Unidad Raúl Condestable, mientras que los Pórfidos Andesíticos presentan cierta tendencia a fraccionamiento de ilmenita, similar a la Super Unidad Cochahuasi.

La Figura 74C, que presenta Nb/Ti vs V/Sc (Halley, 2016), se utiliza para diferenciar la oxidación, hidratación y fraccionamiento de los magmas. Las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda y Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa muestran tendencia de magmas oxidados con alto contenido de agua, similar a las tendencias observadas en la Super Unidad Patap y Tiabaya, mientras que la Microdiorita presenta tendencia a magmas moderadamente oxidados con bajo contenido de agua, en línea con la Super Unidad Raúl Condestable y Grupo Casma. Por otro lado, los Pórfidos Andesíticos se relacionan mayormente con la tendencia de magmas reducidos, como la Super Unidad Cochahuasi.

La Figura 74D, que presenta Nb/Ti vs Hf/Zr (Halley, 2016), se utiliza para diferenciar los procesos de fusión de corteza y la cristalización fraccionada de zircón, evidenciando que la Microdiorita y Pórfidos Andesíticos se relacionan más con procesos de fusión de corteza que las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda y Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa.

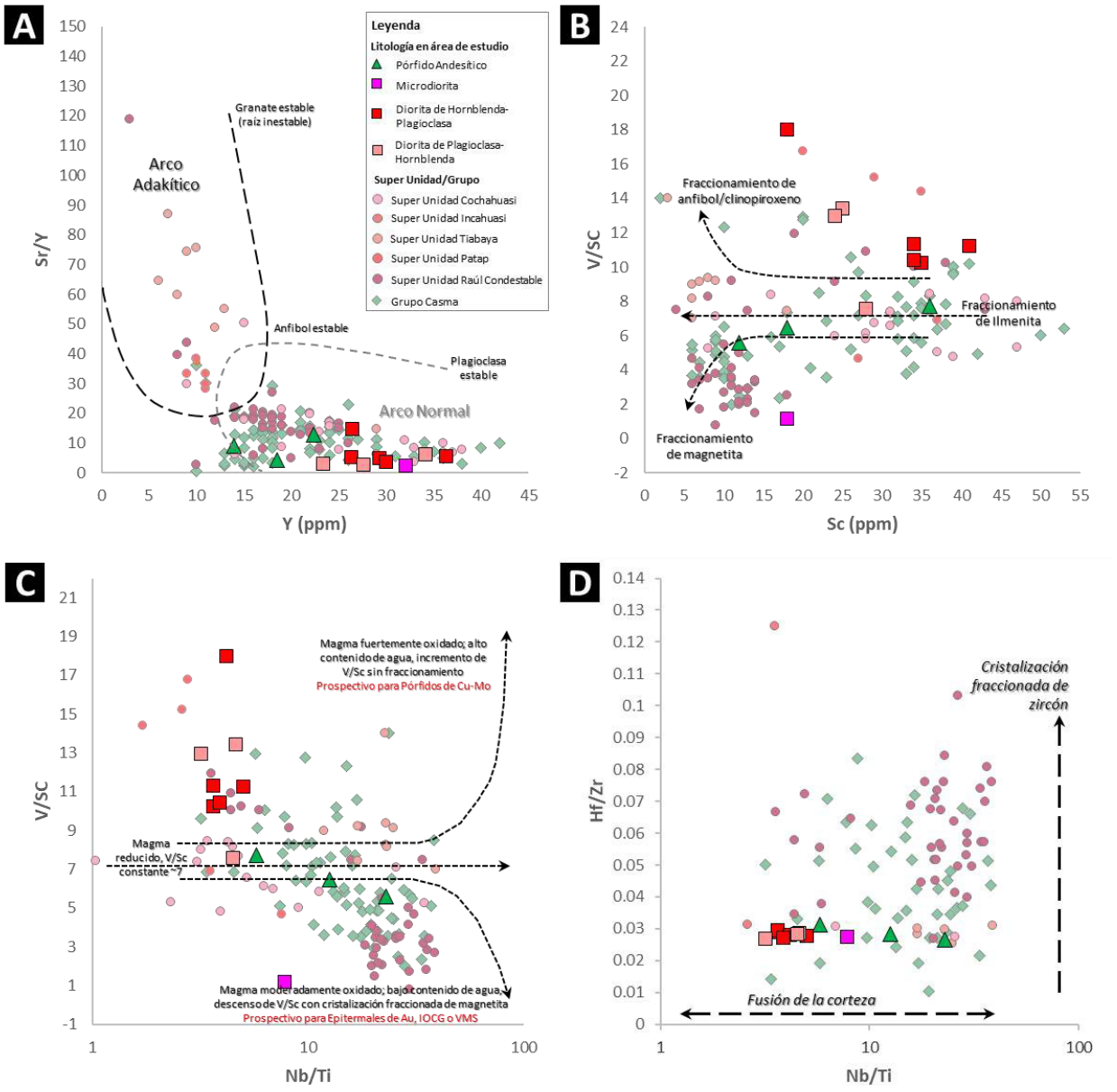


Fig. 74. A) Diagrama de Y vs Sr/Y modificado de Richards et al. (2012), B) Diagrama de Sc vs V/Sc modificado de Halley (2020), C) Diagrama de Nb/Ti vs V/Sc modificado de Halley (2016), y D) Diagrama de Nb/Ti vs Hf/Zr modificado de Halley (2016). Fuente de datos: autor.

La Figura 75A, que presenta (Nb)n vs (Nb/Ta)n modificado de Marchena (2019) utilizando el ratio de Li et al. (2017), exhibe las tendencias de hidratación del manto astenosférico en relación con el fraccionamiento de las fases minerales ricas en Ti. Se destaca que las rocas del área de estudio muestran un predominio mínimo de empobrecimiento de Ta debido al fraccionamiento de fases de Ti.

La Figura 75B, que presenta (Nb/Ta)n vs Th/Yb modificado de Marchena (2019), representa los procesos de metasomatismo de cuña astenosférica en relación con el fraccionamiento y la contaminación cortical. En esta figura, se observa que las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa y Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda están más vinculadas a procesos de metasomatismo de cuña astenosférica, mientras que los Pórfidos Andesíticos muestran relaciones con procesos de fraccionamiento y contaminación cortical.

La Figura 75C, que presenta Eu/Eu* vs Sr/Ba modificado por Marchena (2019) utilizando el ratio de Taylor y McLennan (1985), refleja los procesos de fraccionamiento de feldespato y anfibol en ambientes desde reducidos hasta oxidados. Se observa que las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa presentan una inclinación hacia el fraccionamiento de anfibol, mientras que las demás litologías muestran una relación leve con el fraccionamiento de plagioclasas. Estos últimos resultados guardan correspondencia con las tendencias observadas en el Grupo Casma, Super Unidad Tiabaya y Super Unidad Cochahuasi.

La Figura 75D, que presenta Eu/Eu* vs U/Th modificados de Taylor y McLennan (1985), y posteriormente por Keppler y Wyllie (1990), representa magmas poco fraccionados en comparación con magmas enriquecidos en volátiles en la fuente y magmas oxidados a reducidos. Las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda están vinculadas a magmas moderadamente oxidados enriquecidos en Cl o CO2, mientras que las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa se asocian a magmas oxidados enriquecidos en Cl o CO2. Por otro lado, la Microdiorita muestra una tendencia a magmas reducidos enriquecidos en Cl o CO2, diferenciándose de los Pórfidos Andesíticos que se relacionan con magmas moderadamente oxidados y poco diferenciados.

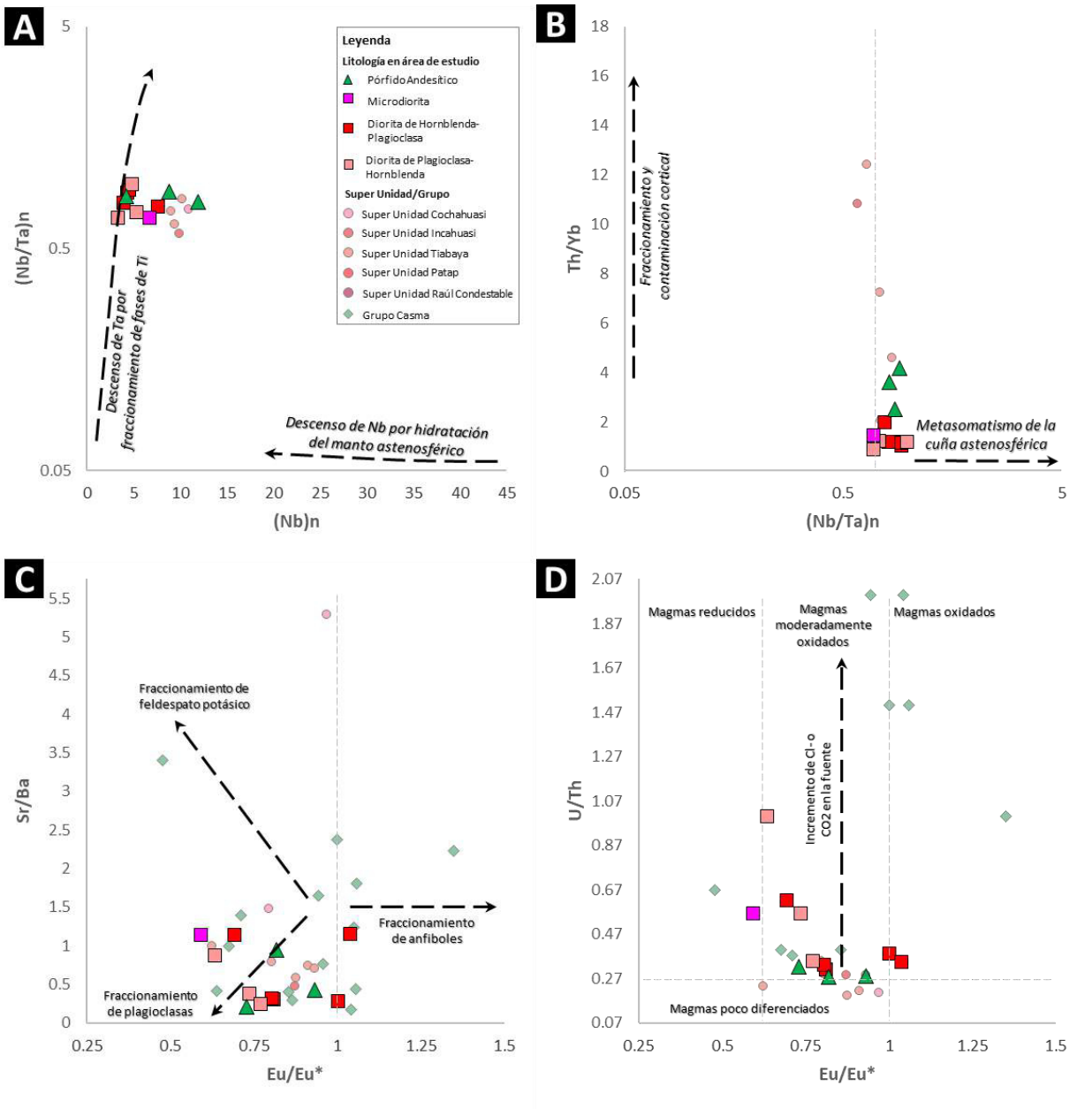


Fig. 75. A) Diagrama de (Nb)n vs (Nb/Ta)n modificado de Marchena (2019) y Li et al. (2017), B) Diagrama de (Nb/Ta)n vs Th/Yb modificado de Marchena (2019), C) Diagrama de Eu/Eu vs Sr/Ba modificado de Marchena (2019) utilizando el ratio de Taylor y McLennan (1985), y D) Diagrama de Eu/Eu* vs U/Th modificado de Taylor y McLennan (1985), posteriormente por Keppler y Wyllie (1990). Fuente de datos: autor.*

La Figura 76A presenta (Sm/Yb)n vs Eu/Eu* modificado de Montano (2010) representa procesos de cristalización de clinopiroxeno-anfibol y la presión cortical respecto a la oxidación del magma. En esta figura, se evidencia que las rocas del área de estudio se relacionan con magmas con clinopiroxeno estable, lo cual es similar a lo observado en el Grupo Casma, Super Unidad Patap, Super Unidad Tiabaya y Super Unidad Cochahuasi.

La Figura 76B presenta Sr/Y vs (Sm/Yb)n modificado de Montano (2010) representa procesos de cristalización de clinopiroxeno-anfibol y la presión cortical. Aquí, se observa que las rocas del área de estudio se relacionan con magmas de arco normal con clinopiroxeno estable, similar a las características del Grupo Casma y Super Unidad Cochahuasi.

La Figura 76C presenta (Sm/Yb)n vs (La/Sm)n modificado de Kay y Mpodozis (2001) representa procesos de cristalización de clinopiroxeno-anfibol y el espesor cortical. En esta figura, se evidencia que las rocas del área de estudio se relacionan con magmas con clinopiroxeno estable, similar a la tendencia de la Super Unidad Patap y Cochahuasi.

La Figura 76D presenta (La/Sm)n vs (La/Yb)n modificado de Kay y Kay (2002) representa el espesor cortical en el que se origina el magma e incrementa la presión. Aquí, se observa que las rocas del área de estudio son magmas originados en una corteza delgada de ~30-35 km, lo cual se asemeja a la Super Unidad Patap y Cochahuasi.

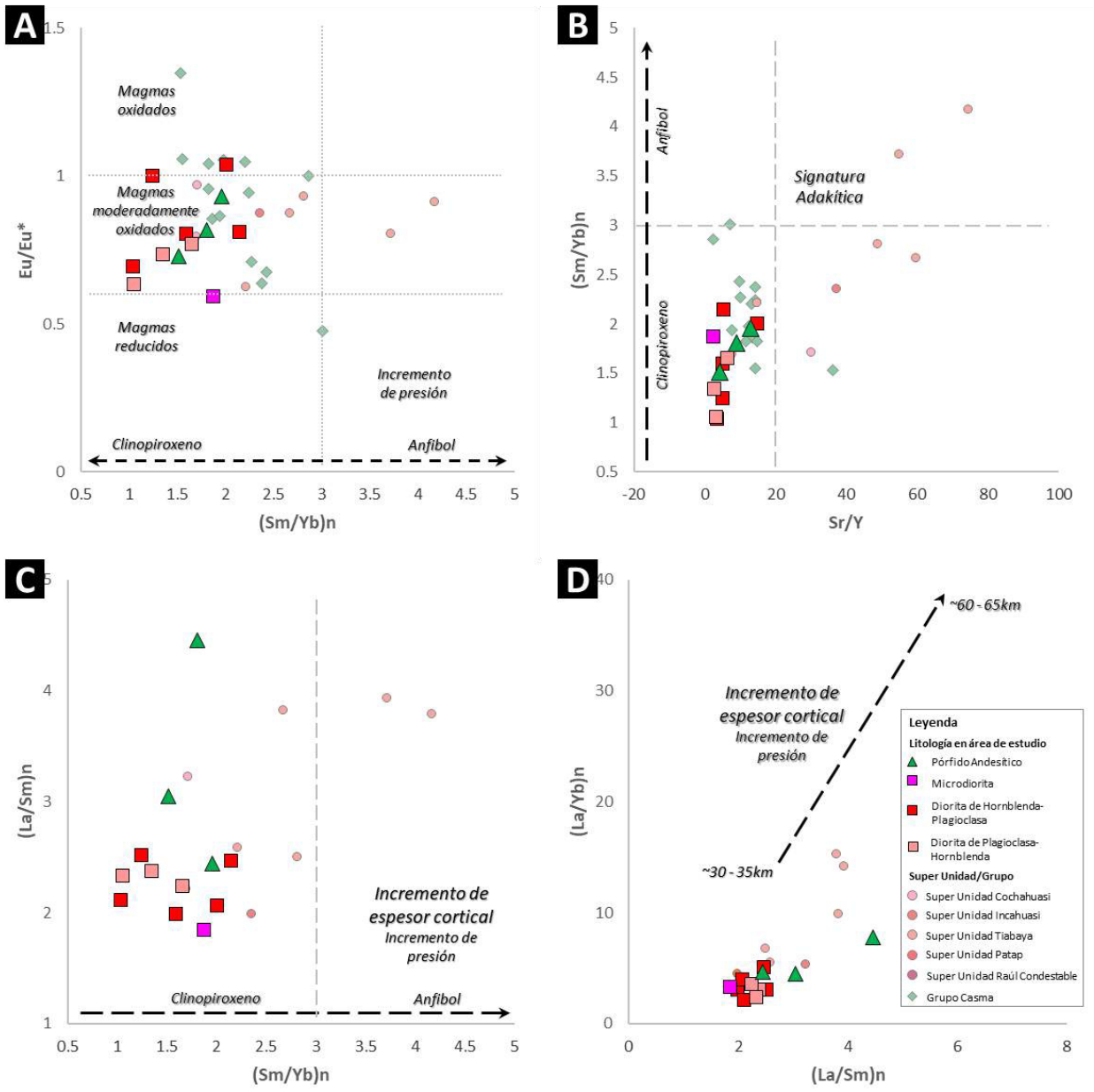


Fig. 76. A) Diagrama de (Sm/Yb)n vs Eu/Eu modificado de Montano (2010), B) Diagrama de Sr/Y vs (Sm/Yb)n modificado de Montano (2010), C) Diagrama de (Sm/Yb)n vs (La/Sm)n modificado de Kay y Mpodozis (2001), y D) Diagrama de (La/Sm)n vs (La/Yb)n modificado de Kay y Kay (2002). Fuente de datos: autor.*

La Figura 77A, que presenta Dy/Yb vs Dy/Dy* (Davidson et al., 2013), se utiliza para determinar el comportamiento de los Elementos de Tierras Raras (REE) y su asociación con la estabilidad de clinopiroxeno-anfibol y granate. En este gráfico, se destaca que las rocas del área de estudio muestran una tendencia hacia la cristalización de clinopiroxeno/anfibol con enriquecimiento de Elementos de Tierras Raras Ligeros (LREE). Ocasionalmente, las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda y Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa presentan una débil tendencia a la fusión de sedimentos subductados, mostrando similitudes con la Super Unidad Cochahuasi.

La Figura 77B, que presenta distancia de fosa (km) vs Ce/Y, con las profundidades estimadas según Mantle y Collins (2008) respecto a la distancia de la fosa en kilómetros, proporciona información sobre el espesor cortical de las rocas del área de estudio. Se observa que estas rocas se originaron con un espesor cortical menor a 34 km a una distancia de aproximadamente 180 km de la fosa. Estos valores son consistentes con los registros de la Super Unidad Raúl Condestable (con una distancia promedio de 160 km) y Patap (con una distancia promedio de 160 km). Por otro lado, la Super Unidad Cochahuasi muestra un espesor cortical inferior a 45 km y una distancia entre 180 y 190 km.

La Figura 77C, que presenta Eu/Eu* vs FeO (pct) modificado de Lang y Baker (2001), se utiliza para representar la serie magnetita o ilmenita e influencia de la corteza continental o primitiva respecto a los campos donde se forman magmas relacionados con metales estratégicos (Cu-Au, Cu-Mo, W, etc.). En este gráfico, se aprecia que las rocas del área de estudio se relacionan con la serie magnetita, sugiriendo la presencia de magmas asociados con la corteza continental o primitiva. Estas condiciones son propicias para la formación de depósitos minerales de Cu-Au.

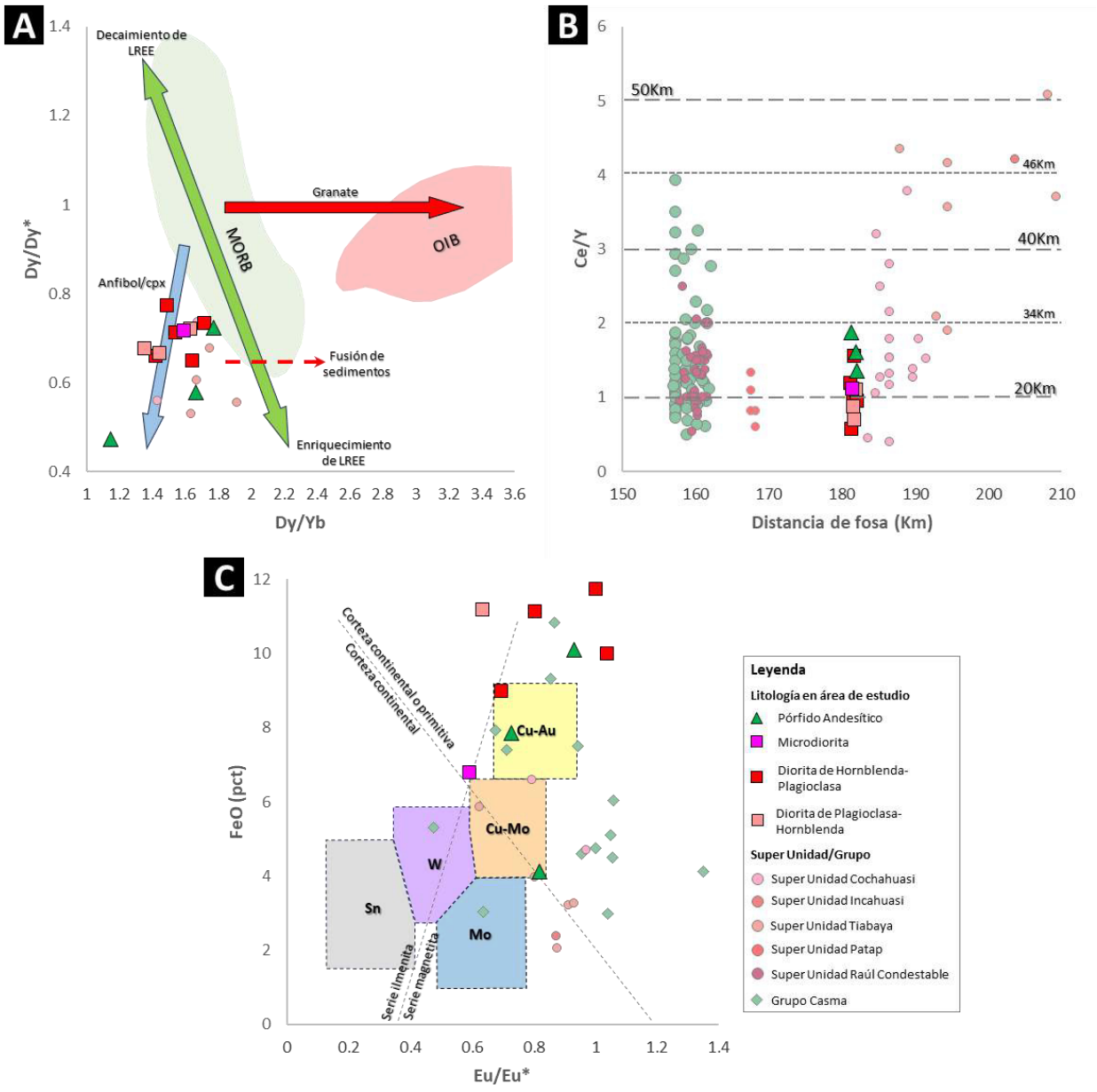


Fig. 77. A) Diagrama de Dy/Yb vs Dy/Dy modificado de Davidson et al. (2013), B) Diagrama de distancia de fosa (km) vs Ce/Y según las profundidades corticales de Mantle y Collins (2002), y C) Diagrama de Eu/Eu* vs FeO (pct) modificado de Lang y Baker (2001). Fuente de datos: autor.*

5.2.2.1.7. Diagrama de alteraciones hidrotermales

El diagrama (2Ca+5Fe+2Mn)/(2Ca+5Fe+2Mn+Mg+Si) molar vs K/(K+Na+0.5Ca) molar, propuesto por Montreuil et al. (2013), se ha diseñado con el propósito de caracterizar las firmas geoquímicas de las alteraciones hidrotermales de las rocas asociadas a depósitos tipo IOCG, mediante la relación molar (Fig. 78).

Al examinar los datos, se destaca que las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda y Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa exhiben una tendencia hacia rocas débilmente alteradas, con una composición predominante de Ca-Fe a Na-Ca-Fe-(Mg). Esta composición sugiere la presencia de minerales como actinolita-clorita en estas formaciones rocosas.

Por otro lado, la Microdiorita y los Pórfidos Andesíticos revelan una tendencia de alteración diferente, mostrando una composición que se inclina más hacia Na-Ca-Fe-(Mg), indicando la presencia de minerales como clorita-albita en dichas rocas.

Es crucial resaltar que estas observaciones son fundamentales para comprender las características geoquímicas de las rocas bajo estudio y su vinculación con depósitos tipo IOCG.

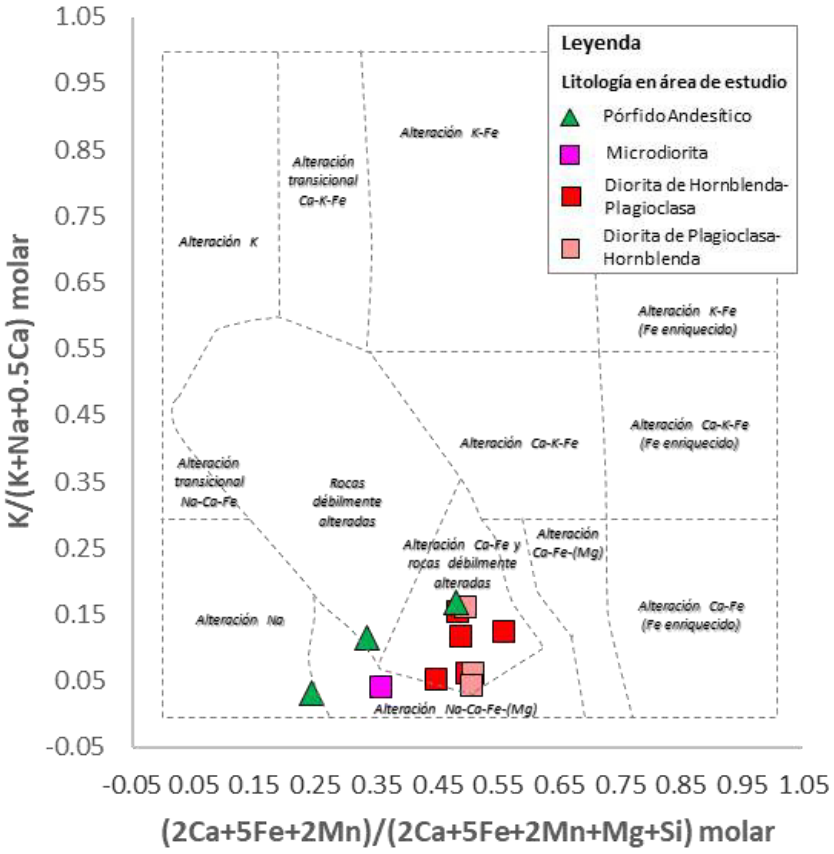


Fig. 78. Diagrama de (2Ca+5Fe+2Mn)/(2Ca+5Fe+2Mn+Mg+Si) molar vs K/(K+Na+0.5Ca) molar modificado de Montreuil et al. (2013). Fuente de datos: autor.

5.2.2.2. Litogeoquímica de estructuras mineralizadas/zonas de alteración hidrotermal

Para llevar a cabo el análisis litogeoquímico en el área de estudio, se recolectaron 9 muestras representativas de estructuras mineralizadas y zonas de alteración hidrotermal. Estas muestras fueron

sometidas a un análisis detallado mediante la aplicación de dos enfoques distintos: diagramas tipo spider y de cocientes.

Los diagramas tipo spider se utilizaron con el propósito de examinar y comparar los patrones de distribución de los elementos en las 9 muestras, las cuales fueron clasificadas previamente según el tipo de estructura o zona de alteración hidrotermal identificada durante el cartografiado geológico. Estos diagramas, al ser herramientas visuales, resultaron ser útiles para identificar características geoquímicas distintivas y facilitar la comprensión de las variaciones presentes en cada tipo de muestra.

En paralelo, se emplearon diagramas de cocientes geoquímicos para comparar las 9 muestras con una base de datos más amplia, que incluye 432 muestras pertenecientes a 173 depósitos minerales distribuidos en varias ubicaciones del mundo (OSNACA, 2015). Esta base de datos abarca principalmente depósitos del tipo Epitermal, Orogénico, IOCG e IOA.

La combinación de ambos enfoques de análisis proporcionó una visión más completa y significativa de las características litogeoquímicas de las muestras provenientes de estructuras mineralizadas y zonas de alteración hidrotermal en el área de estudio. Este enfoque integral permitió una mejor comprensión de su génesis y posibles asociaciones con algún tipo específico de depósito mineral.

5.2.2.2.1. Diagrama spider

Los diagramas tipo spider utilizados en este análisis fueron normalizados utilizando los datos de condrito de Sun y McDonough (1989). Se dividen en dos tipos: uno representa las tierras raras ligeras (LREE) a tierras raras pesadas (HREE), mientras que el otro muestra los elementos traza de alta intensidad de campo (HSFE) y elementos litófilos de iones grandes (LILE), teniendo en cuenta la compatibilidad de los elementos.

5.2.2.2.1.1. Diagrama de tierras raras

El diagrama revela una variabilidad significativa entre los diversos tipos de estructuras mineralizadas y zonas de alteración hidrotermal (Fig. 79), lo que posibilita realizar las siguientes interpretaciones detalladas:

- La zona silicificada+pirita exhibe un patrón ligeramente cóncavo, caracterizado por un crecimiento en pendiente negativa de los LREE, con la excepción del Eu que presenta una anomalía positiva. Por otra parte, los HREE manifiestan un crecimiento en pendiente positiva.
- La zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC) se destaca por un marcado enriquecimiento de LREE (La-Eu), mientras que los HREE mantienen un comportamiento sub-horizontal.
- El cuerpo de adularia presenta un patrón similar al observado en la zona silicificada+pirita, con un leve enriquecimiento relativo de los REE.
- Las vetas de calcita revelan un comportamiento sub-horizontal de los LREE (entre 10 a 100 veces el valor del condrito), con la excepción del Eu que muestra una anomalía negativa. En contraste, los HREE presentan un enriquecimiento pronunciado, superando a las demás muestras (entre 50 a 200 veces el valor del condrito).

- La veta de óxidos de hierro+cobre evidencian un débil enriquecimiento relativo de LREE sobre HREE, mostrando un patrón sub-horizontal a lístrico.
- Las vetas de magnetita presentan un patrón sub-horizontal con un mayor empobrecimiento de REE que las demás muestras, evidenciando una leve forma convexa.

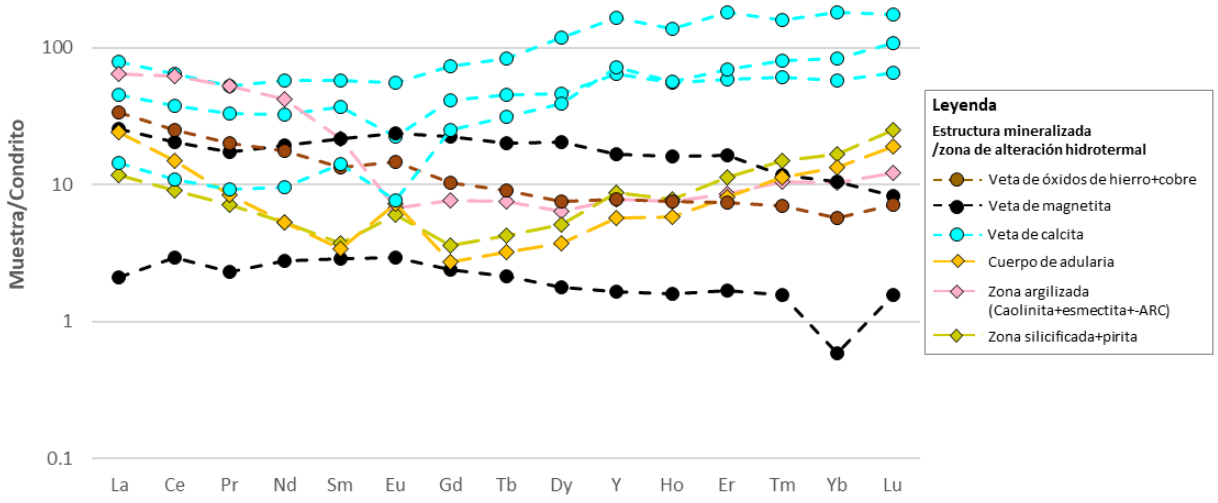


Fig. 79. Diagrama tipo spider de tierras raras normalizados al condrito según Sun y McDonough (1989). Fuente de datos: autor.

5.2.2.2.1.2. Diagrama spider de elementos traza

El diagrama exhibe una marcada variabilidad en los patrones de elementos traza entre los diversos tipos de estructuras mineralizadas y zonas de alteración hidrotermal (Fig. 80), lo que permite realizar las siguientes observaciones detalladas:

- La zona silicificada+pirita muestra un patrón donde los elementos LILE, como Cs, presentan un empobrecimiento en comparación con el enriquecimiento de Rb, Ba, K y Sr. En contraste, los elementos HSFE, como W, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf y Ti, exhiben un enriquecimiento en relación con el empobrecimiento de P. Cabe destacar que los elementos LILE-HSFE son más abundantes en esta zona en comparación con las demás muestras.
- La zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC) presenta un patrón similar al de la zona silicificada+pirita.
- El cuerpo de adularia muestra un patrón similar al de la zona silicificada+pirita y la zona argilizada (ARC's+caolinita+esmectita).
- Las vetas de calcita evidencian que los elementos LILE, como Cs, Rb, K y Sr, muestran empobrecimiento en comparación con el enriquecimiento de Ba, mientras que los elementos HSFE, como W, Th, U, Ta, Zr y Hf, están enriquecidos en relación con el empobrecimiento de Nb, P y Ti.

- La veta de óxidos de hierro+cobre evidencian que los elementos LILE, como Cs y Rb, están empobrecidos en comparación con el enriquecimiento de Ba, K y Sr, mientras que los elementos HSFE, como W, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf y Ti, están enriquecidos en relación con el empobrecimiento de P.
- Las vetas de magnetita evidencian que los elementos LILE, como Cs y Rb, están empobrecidos en comparación con el enriquecimiento de Ba, K y Sr, mientras que los elementos HSFE, como W, Th, U, Nb y Hf, están enriquecidos en relación con el empobrecimiento de P, Zr y Ti.

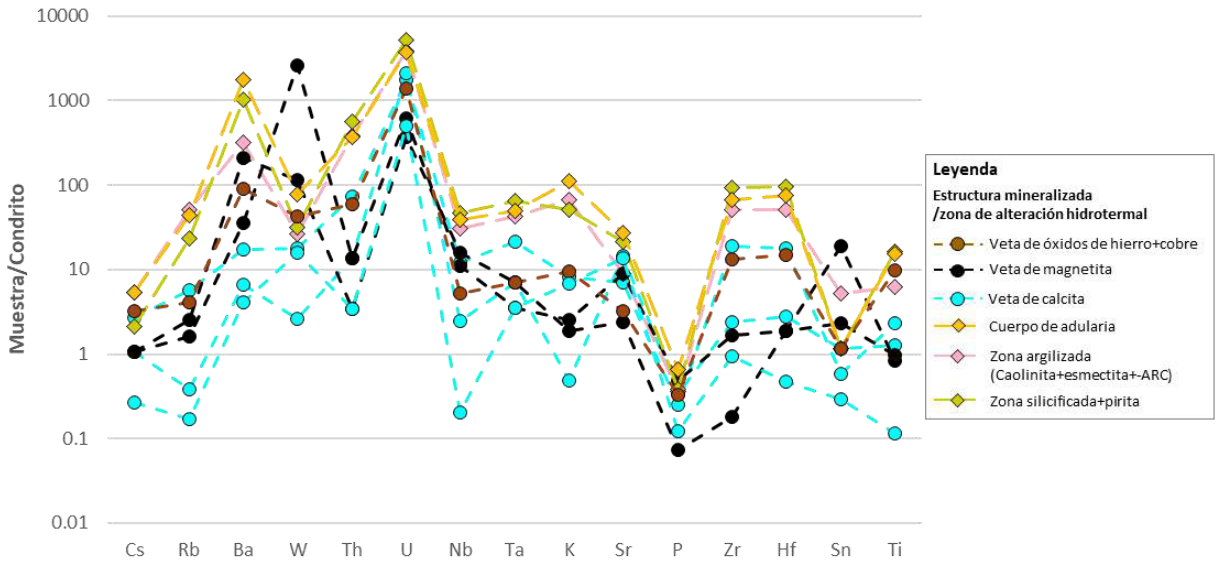


Fig. 80. Diagrama tipo spider de elementos inmóviles normalizados al condrito según Sun y McDonough (1989). Fuente de datos: autor.

5.2.2.2.2. Diagramas de cocientes

Se presentan diversos diagramas de cocientes para analizar los patrones geoquímicos de las muestras de estructuras mineralizadas y zonas de alteración hidrotermal en relación con distintos depósitos minerales. La Figura 81A presenta Eu/Eu* vs ΣREE (suma de los LREE y HREE) modificado de Kontak y Jackson (1999), evidencia que las muestras de la zona silicificada+pirita y cuerpo de adularia se relacionan con ambientes más oxidados y menor contenido de REE, concordando con depósitos Epitermales de Baja e Intermedia Sulfuración. Por otro lado, la zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC), veta de óxidos de hierro+cobre, vetas de magnetita y vetas de calcita se relacionan con ambientes más oxidados a reducidos y mayor contenido de REE, lo que concuerda con depósitos tipo IOCG e IOA.

La Figura 81B presenta Eu/Eu* vs ΣLREE modificado de Kontak y Jackson (1999), evidencia que las muestras de la zona silicificada+pirita y cuerpo de adularia se asocian con ambientes más oxidados y un contenido promedio de LREE. En contraste, la zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC), veta de óxidos de hierro+cobre, vetas de magnetita y vetas de calcita se relacionan con ambientes más oxidados a

reducidos y un contenido promedio de LREE. Además, las muestras concuerdan con los rasgos geoquímicos de depósitos Epitermales de Baja e Intermedia Sulfuración, así como depósitos IOCG e IOA.
La Figura 81C presenta Eu/Eu* vs ΣHREE modificado de Kontak y Jackson (1999), evidencia que las muestras de la zona silicificada+pirita y cuerpo de adularia exhiben una relación con ambientes más oxidados y un contenido promedio de HREE, lo que sugiere una concordancia con depósitos Epitermales de Intermedia Sulfuración. En cambio, la zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC), veta de óxidos de hierro+cobre y vetas de magnetita se relacionan con ambientes más oxidados a reducidos y un contenido promedio de HREE, lo que concuerda con depósitos Epitermales de Baja e Intermedia Sulfuración, así como depósitos IOCG. Por último, las vetas de calcita se asocian con ambientes más reducidos y un mayor contenido de HREE, predominando en depósitos tipo IOCG e IOA.
La Figura 82A presenta Zr (ppm) vs ΣREE modificado de Kontak y Jackson (1999), evidencian que las muestras de la zona silicificada+pirita, cuerpo de adularia, veta de óxidos de hierro+cobre y vetas de magnetita presentan valores más bajos de REE, lo que se alinea con los depósitos Epitermales. Por otro lado, la zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC) y vetas de calcita exhiben valores más altos de REE, lo que concuerda con depósitos tipo IOCG, IOA y algunos depósitos Epitermales.
La Figura 82B presenta V (ppm) vs ΣREE modificado de Kontak y Jackson (1999), evidencian que las muestras de zona silicificada+pirita, zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC) y cuerpo de adularia muestran valores más bajos de REE, mientras que las vetas de magnetita, veta de óxidos de hierro+cobre y vetas de calcita presentan valores más altos de REE, lo que sugiere una asociación con depósitos tipo IOCG, IOA y algunos depósitos Epitermales.
La Figura 82C presenta Eu/Eu* vs La/Yb modificado de Myint et al. (2023), evidencia que las muestras de la zona silicificada+pirita y cuerpo de adularia se asocian a ambientes más oxidados, mientras que la zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC), veta de óxidos de hierro+cobre, vetas de magnetita y vetas de calcita se relacionan con ambientes más oxidados a reducidos. Es importante mencionar que todas las muestras presentan fases menos hidratadas, ya que La/Yb < 20. Estas tendencias sugieren diferentes condiciones redox y posibles estilos de mineralización como depósitos Epitermales, IOCG e IOA.
La Figura 82D presenta Eu/Eu* vs Y/Ho (Bau, 1996) evidencia que las muestras de la zona silicificada+pirita y cuerpo de adularia se relacionan con ambientes más oxidados, mientras que la zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC), veta de óxidos de hierro+cobre, vetas de magnetita y vetas de calcita se relacionan con ambientes más oxidados a reducidos. Todas las muestras se encuentran incluidas en el campo controlado por carga y radio (CHARAC), lo que sugiere la existencia de actividad hidrotermal con componente magmático. Esta relación entre los elementos Eu/Eu* y Y/Ho proporciona información sobre la evolución de la actividad hidrotermal y su posible conexión con un ambiente magmático, concordando con los depósitos Epitermales, IOCG e IOA. Además, dada que los valores de Y/Ho para todas las muestras son casi semejantes, se interpreta que todas las muestras corresponden a una misma fuente, pero de distintos pulsos hidrotermales, como se observa para las vetas de calcita (Guo et al., 2018).

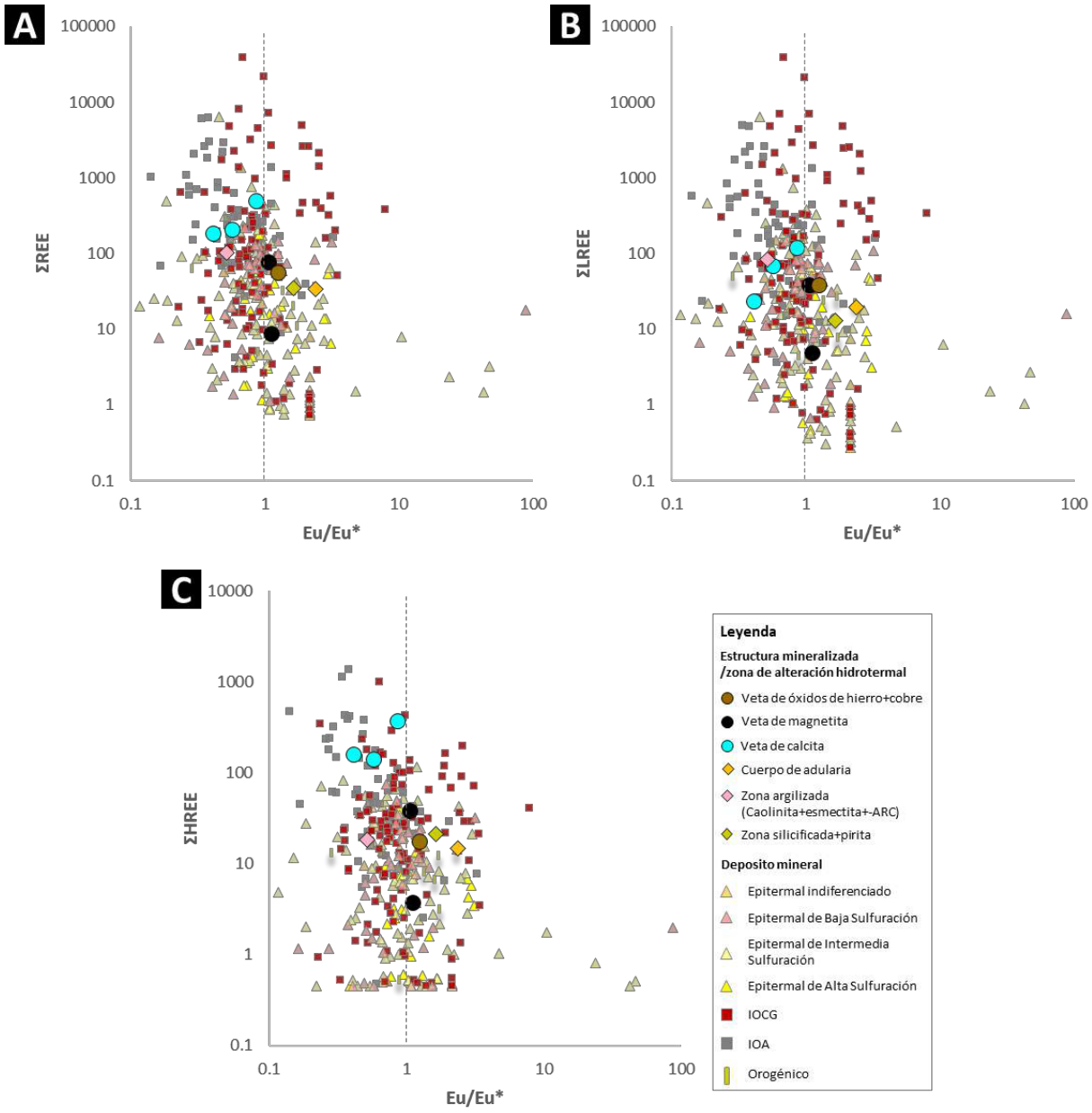


Fig. 81. A) Diagrama de Eu/Eu vs ΣREE, B) Diagrama de Eu/Eu* vs ΣLREE, y C) Diagrama de Eu/Eu* vs ΣREE. Todos fueron modificados de Kontak y Jackson (1999). Fuente de datos: autor.*

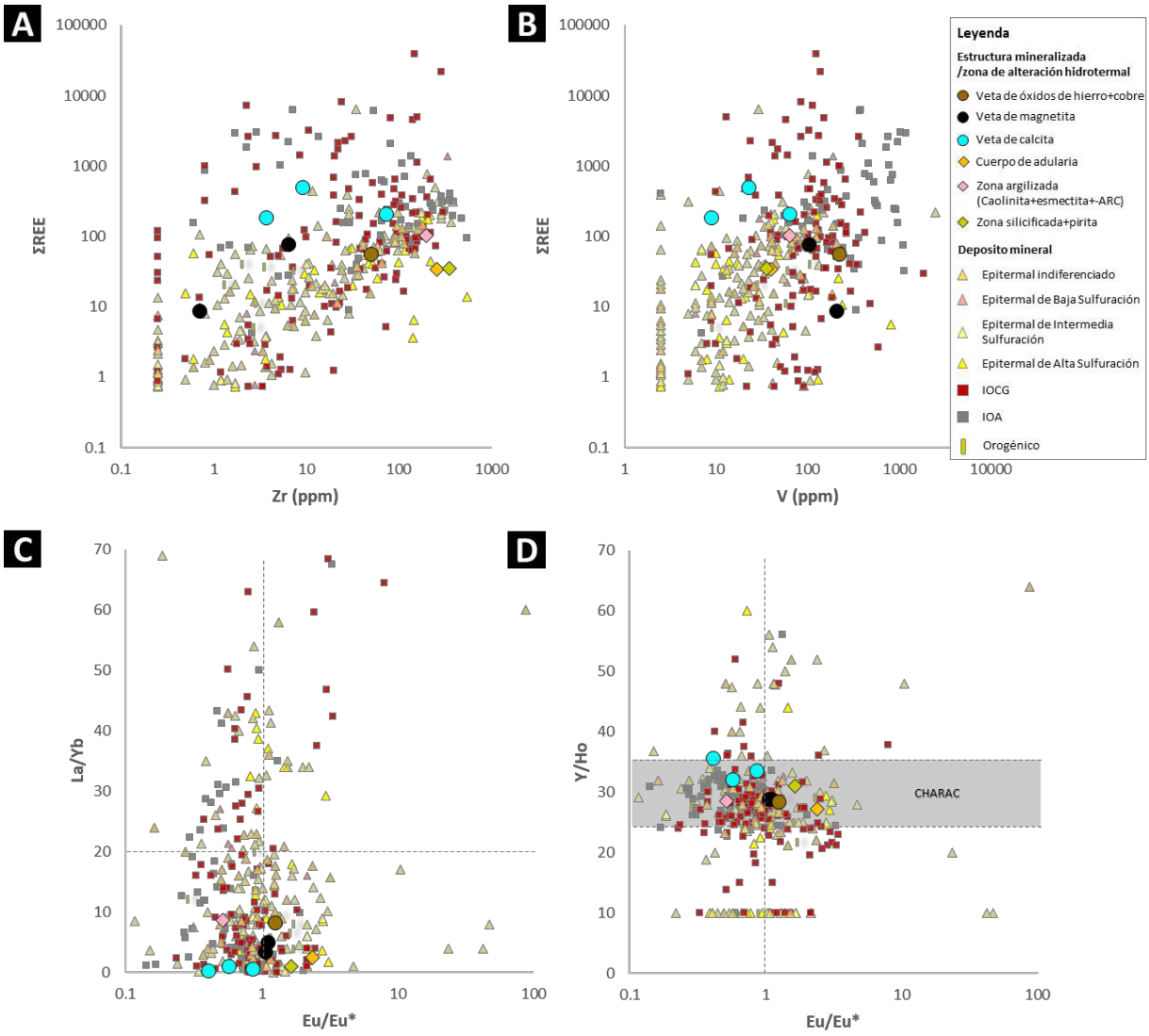


Fig. 82. A) Diagrama de Zr vs ΣREE modificado de Kontak y Jackson (1999), B) Diagrama de V vs ΣREE modificados de Kontak y Jackson (1999), C) Diagrama de Eu/Eu vs La/Yb modificado de Myint et al. (2023), y D) Eu/Eu* vs Y/Ho modificado de Bau (1996). Fuente de datos: autor.*

5.2.2.2.3. Diagrama de alteraciones hidrotermales

El diagrama ternario Al-K-Mg según Halley (2020) se utilizó para caracterizar las firmas geoquímicas de las alteraciones hidrotermales (Fig. 83) en las siguientes zonas:

- Zona silicificada+pirita, zona argilizada (Caolinita+esmectita±ARC), veta de óxidos de hierro+cobre y vetas de magnetita presentan tendencia a arcillas+illita,
- Cuerpo de adularia presenta tendencia a feldespato (adularia), corroborando geoquímicamente este mineral en el área de estudio
- Vetas de calcita presentan tendencia a clorita+arcillas.

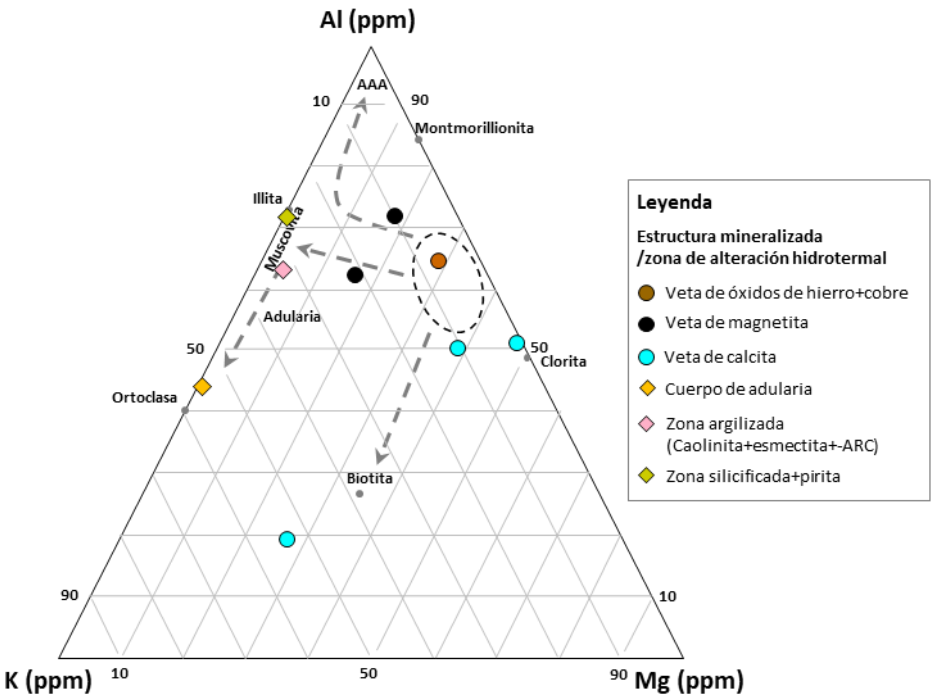


Fig. 83. A) Diagrama ternario de Al-K-Mg modificado de Halley (2020). Fuente de datos: autor.

5.2.2.3. Síntesis del análisis litogeoquímico

La interpretación litogeoquímica de las rocas en el área de estudio indica que se encuentran en el campo geoquímico de dioritas, lo cual respalda las observaciones macroscópicas. Además, se clasifican como metaluminosas y pertenecientes a una serie transicional entre toleítica y calcoalcalina, asociadas a un entorno de subducción donde los magmas de Arco Normal se generan a un espesor cortical menor a 35 km, con implicaciones en la mineralización de Cu-Au.

- Las Dioritas de Plagioclasa-Hornblenda están relacionadas al magmatismo de arco primitivo (moderado empobrecimiento de Nb, Ta, P y Ti). Estos magmas son moderadamente oxidados e hidratados (débil anomalía negativa de Eu/Eu* y V/Sc), con fusión de clinopiroxeno (patrón de REE sub-horizontal) y débil cristalización fraccionada de plagioclasa (anomalía negativa de Eu), poco diferenciados (débil anomalía negativa de Sr/Ba) y evidenciando contaminación cortical con moderada energía (enriquecimiento de Th y U). Además, presentan evidencias de metasomatismo de cuña astenosférica (anomalía positiva de Nb/Ta), débil fusión de sedimentos (tendencia a anomalía positiva de Dy/Yb) y capaces de generar de fluidos ricos en Cl o CO2 en la fuente (anomalía positiva de U/Th).
- Las Dioritas de Hornblenda-Plagioclasa están relacionadas al magmatismo de arco primitivo (moderado empobrecimiento de Nb, Ta, P y Ti). Estos magmas son oxidados e hidratados (tendencia a anomalía positiva de Eu/Eu* y V/Sc), con fusión de clinopiroxeno (patrón lístrico de REE), fraccionamiento de anfibol (enriquecimiento de Eu/Eu*) y plagioclasa estable (sin anomalía de Eu, salvo 1 muestra), contaminación cortical con moderada energía (enriquecimiento de Th y U) y poco

diferenciados (anomalía negativa de Sr/Ba). Además, presentan evidencias de metasomatismo de cuña astenosférica (anomalía positiva de Nb/Ta), débil fusión de sedimentos (anomalía positiva de Dy/Yb) y capaces de generar fluidos ricos en Cl o CO2 en la fuente (anomalía positiva de U/Th).

- La Microdiorita está relacionada al magmatismo de arco (débil empobrecimiento de Nb, Ta y P). Estos magmas son reducidos y poco hidratados (anomalía negativa de Eu/Eu* y V/Sc), con cristalización fraccionada de plagioclasa (anomalía negativa de Eu), fraccionamiento de magnetita (anomalía negativa de V/Sc) y fusión de clinopiroxeno (patrón lístrico de REE), contaminación cortical y fusión de corteza reflejado con poca energía (enriquecimiento de Th y U) y muy poco capaz de generar fluidos ricos en Cl y CO2 en la fuente (anomalía positiva de U/Th).
- Los Pórfidos Andesíticos están relacionados al magmatismo de arco (empobrecimiento relativo de Nb-Ti respecto a Ta-P, anomalía negativa de U/Th). Estos magmas son moderadamente oxidados a reducidos (tendencia anomalía negativa de Eu/Eu* y valores promedio en V/Sc de ~7), con fusión de clinopiroxeno±anfibol (patrón lístrico y menor contenido de REE, anomalía negativa de Dy/Yb, empobrecimiento de Y) y fraccionamiento de ilmenita (anomalía negativa de V/Sc), mayor presencia de fusión de corteza (tendencia de enriquecimiento de Nb/Ti) con contaminación cortical con moderada energía (enriquecimiento de Th y U, anomalía positiva de Th/Yb), y poco diferenciados (anomalía negativa de Sr/Ba y U/Th).

En cuanto a las alteraciones hidrotermales, predominan las de tipo Ca-Fe a Na-Ca-Fe-(Mg), indicando la presencia de minerales como actinolita, clorita o feldespato calcosódico.

En relación con las estructuras mineralizadas y zonas de alteración hidrotermal, es posible realizar interpretaciones de diversos procesos, tanto primarios como secundarios, que ofrecen indicios acerca de las condiciones de los fluidos hidrotermales. Estas interpretaciones se fundamentarán en la química, dado que no se dispone de estudios de microscopia, como la petromineragrafía, inclusiones fluidas, SEM, entre otros, que podrían complementar y enriquecer las interpretaciones realizadas.

- La zona silicificada+pirita y el cuerpo de adularia se relacionan a fluidos hidrotermales más oxidados (anomalía positiva de Eu y Eu/Eu*) enriquecidos en ligandos como Cl y H2S (enriquecimiento relativo de LREE), ligados a procesos de enriquecimiento producto de la interacción con la roca encajonante por fases minerales como plagioclasas o feldespato potásico y microinclusiones de zircón (patrón cóncavo de los REE y enriquecimiento de Rb, Ba, K, Sr, W, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf y Ti).
- La zona argilizada (Caolinita+esmectita+ARC) se relaciona a fluidos hidrotermales reducidos (anomalía negativa de Eu/Eu*) con posible contaminación por fases minerales como plagioclasa de la roca encajonante o microinclusiones de zircón (enriquecimiento pronunciado de LREE y enriquecimiento de Rb, Ba, K, Sr, W, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf y Ti).
- Las vetas de calcita presentan evidencias de fluidos hidrotermales más reducidos (anomalía negativa de Eu y Eu/Eu*) enriquecidos en ligandos como Cl y CO2 (mayor enriquecimiento de HREE respecto a LREE, y empobrecimiento de Nb, P y Ti) o posible presencia microinclusiones de scheelita y zircón

(enriquecimiento de REE, W, Zr y Hf, y empobrecimiento de Nb, P y Ti), además de evidenciar múltiples pulsos de fluido hidrotermal provenientes de una misma fuente (mismo patrón de REE, con valores promedio respecto al condrito de 10 a 100 veces).

- La veta de óxidos de hierro+cobre se relacionan a fluidos hidrotermales moderadamente oxidados (valor promedio de Eu/Eu*) posiblemente enriquecidos en Cl, donde presentan un patrón de REE con tendencia de las rocas encajonantes por posible contaminación de fases minerales como plagioclasa y microinclusiones de zircón (REE sub-horizontal, y enriquecimiento Ba, K, Sr, W, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf y Ti).
- Las vetas de magnetita se relacionan a fluidos hidrotermales moderadamente oxidados (valores promedios de Eu/Eu*) posiblemente enriquecidos en Cl, con enriquecimiento de fases minerales como plagioclasas provenientes de la roca caja (leve enriquecimiento relativo de LREE respecto a HREE, y enriquecimiento de Ba, K y Sr) y posible presencia de microinclusiones de scheelita (W, Th, U, Nb y Hf), con evidencias de decrecimiento en la temperatura del fluido hidrotermal proveniente de una misma fuente (REE sub-horizontal, con valores promedio respecto al condrito de 3 a 20 veces).

Las alteraciones hidrotermales observadas en las estructuras mineralizadas se reflejan geoquímicamente mediante la presencia de minerales de alteración tales como arcillas, clorita y adularia, respaldando y confirmando así las descripciones realizadas en el trabajo de campo.

5.3. SIGNATURAS DE TELEDETECCIÓN

A través del procesamiento de imágenes satelitales multiespectrales ASTER, se identificaron las alteraciones hidrotermales en el área de estudio mediante la aplicación de métodos fundamentados, tales como combinaciones de bandas, ratio de bandas, álgebra de bandas y el método SAM. La aplicación de múltiples enfoques tuvo como objetivo asegurar la coherencia y corroboración mutua de los resultados obtenidos.

5.3.1. Combinación de bandas

Este método permite combinar las bandas en los campos RGB usando las combinaciones 4-6-8 y 4-5-6 permitiendo cartografiar a escala distrital la presencia de arcillas en pequeños sectores del prospecto La Española 2007, así como muchos sectores al Norte, Este y Oeste.

5.3.2. Índices de bandas SWIR

Este método permite realizar mediante matemática de bandas SWIR algunos índices propuestos por Ninomiya (2004) para identificar minerales OH-, caolinita, alunita y calcita definidos mediante las características de reflectancia que presentan estos, como, por ejemplo: Caolinita, con altos valores de reflectancia en bandas 4, y bajos valores en bandas 8 y 6.

5.3.3. Ratios de bandas

Este método se realiza mediante una matemática de bandas generando ratios para poder mapear diversos ensambles de alteración hidrotermal como alteraciones: argílica, argílica intermedia, argílica avanzada, fílica, propilítica, óxidos de fierro y oxido férrico.

5.3.4. Algebra de bandas

Este método se realiza mediante una matemática de bandas generando formulas algebraicas propuestas por Rowan & Mars (2003), Rowan et al (2003) y Mars & Rowan (2006) para poder mapear diversos ensambles de alteración hidrotermal como alteraciones: argílica avanzada, filica, propilítica y oxido ferroso.

5.3.5. SAM (Spectral Angle Mapper)

Este método se ejecuta mediante una clasificación espectral utilizando un ángulo espectral predefinido para alinear el espectro de referencia con los píxeles correspondientes. Cuando se emplea en datos de reflectancia calibrados, esta técnica resulta relativamente insensible a los efectos de iluminación. Los espectros de los miembros finales se pueden extraer directamente de una imagen como espectros medios de la región de interés (ROI). El método SAM compara el ángulo entre el vector de espectro del miembro final y cada vector de píxeles en el espacio. Ángulos más pequeños indican coincidencias más cercanas al espectro de referencia, mientras que los píxeles que superan el umbral del ángulo máximo especificado en radianes no se clasifican.

Tabla 8. Métodos para el procesamiento de imágenes ASTER. Recopilación de Ninomiya (2004), Rowan & Mars (2003), Rowan et al. (2003) y Mars & Rowan (2006).

Objetivo	R	G	B	Método	Referencias
Alteración argílica	4	6	8	Combinación de bandas	-
Alteración argílica	4	5	6	Combinación de bandas	-
Objetivo	**Formula**			**Método**	**Referencias**
OHia (muscovita-sericita, illita, motmorillionita)	(4*7)/(6*6)			Índice de bandas SWIR	Ninomiya (2004)
OHib (pirofilita)	(4*7)/(5*5)			Índice de bandas SWIR	Ninomiya (2004)
Ki (caolinita)	(4*8)/(5*6)			Índice de bandas SWIR	Ninomiya (2004)
Ci (calcita)	(6*9)/(8*8)			Índice de bandas SWIR	Ninomiya (2004)
Ai (alunita)	(7*7)/(5*8)			Índice de bandas SWIR	Ninomiya (2004)
Argílica-fílica (illita, muscovita, motmorillionita)	4/6			Ratio de bandas	-
Argílica avanzada (alunita, pirofilita)	4/5			Ratio de bandas	-
Fílica a argílica intermedia (sericita, muscovita, esmectita)	5/6			Ratio de bandas	-
Argílica	4/7			Ratio de bandas	-
Propilítica (clorita, epidota, calcita)	5/8			Ratio de bandas	-
Oxido férrico (óxidos e hidróxidos)	2/1			Ratio de bandas	-
Óxidos de hierro	3/1			Ratio de bandas	-
Argílica avanzada	(4+6)/5			Algebra de bandas	Mars & Rowan (2006)
Argílica intermedia-fílica	(5+7)/6			Algebra de bandas	Rowan & Mars (2003)
Propilítica	(7+9)/8			Algebra de bandas	Rowan et al. (2003)
Oxido ferroso	(5/3)+(1/2)			Algebra de bandas	Rowan & Mars (2003)

La aplicación de firmas de teledetección mediante la combinación de bandas contribuye significativamente a la identificación de zonas con alteración argílica, rodeadas por óxidos e hidróxidos de hierro, situadas principalmente en la parte central y noroeste de la concesión.

Utilizando el álgebra de bandas, se destacan áreas con alteración argílica avanzada en el centro, rodeadas por una zona intermedia de alteración argílica en los bordes, presentando similitudes con los resultados obtenidos previamente.

El índice de bandas revela la presencia de zonas con alteración argílica avanzada, caracterizadas por la presencia de pirofilita y caolinita en el centro y suroeste de la concesión, con transición hacia alteración argílica con montmorillonita, illita y moscovita, así como hacia una alteración propilítica en los bordes, donde se observan minerales como la calcita.

Los ratios de bandas definen áreas con alteración argílica avanzada-fílica en el centro y suroeste, rodeadas por zonas propilíticas y óxidos de hierro férrico.

Finalmente, la aplicación de la técnica SAM (Spectral Angle Mapper) para el mapeo de minerales de alteración identifica claramente zonas con alteración argílica avanzada, destacando la presencia de pirofilita, alunita y caolinita en el centro de la concesión, rodeadas por áreas de alteración propilítica en los bordes, donde se identifican minerales como la calcita.

La comparación entre los diversos métodos, con el objetivo de incrementar la confiabilidad, permite definir en la concesión áreas con alteración argílica avanzada (caolinita+pirofilita+alunita) en el centro y suroeste, que gradúan hacia bordes con alteración argílica (montmorillonita-illita-muscovita) y propilítica (calcita), sobreimpuestas por óxidos de hierro férrico e hidróxidos de hierro en toda la concesión.

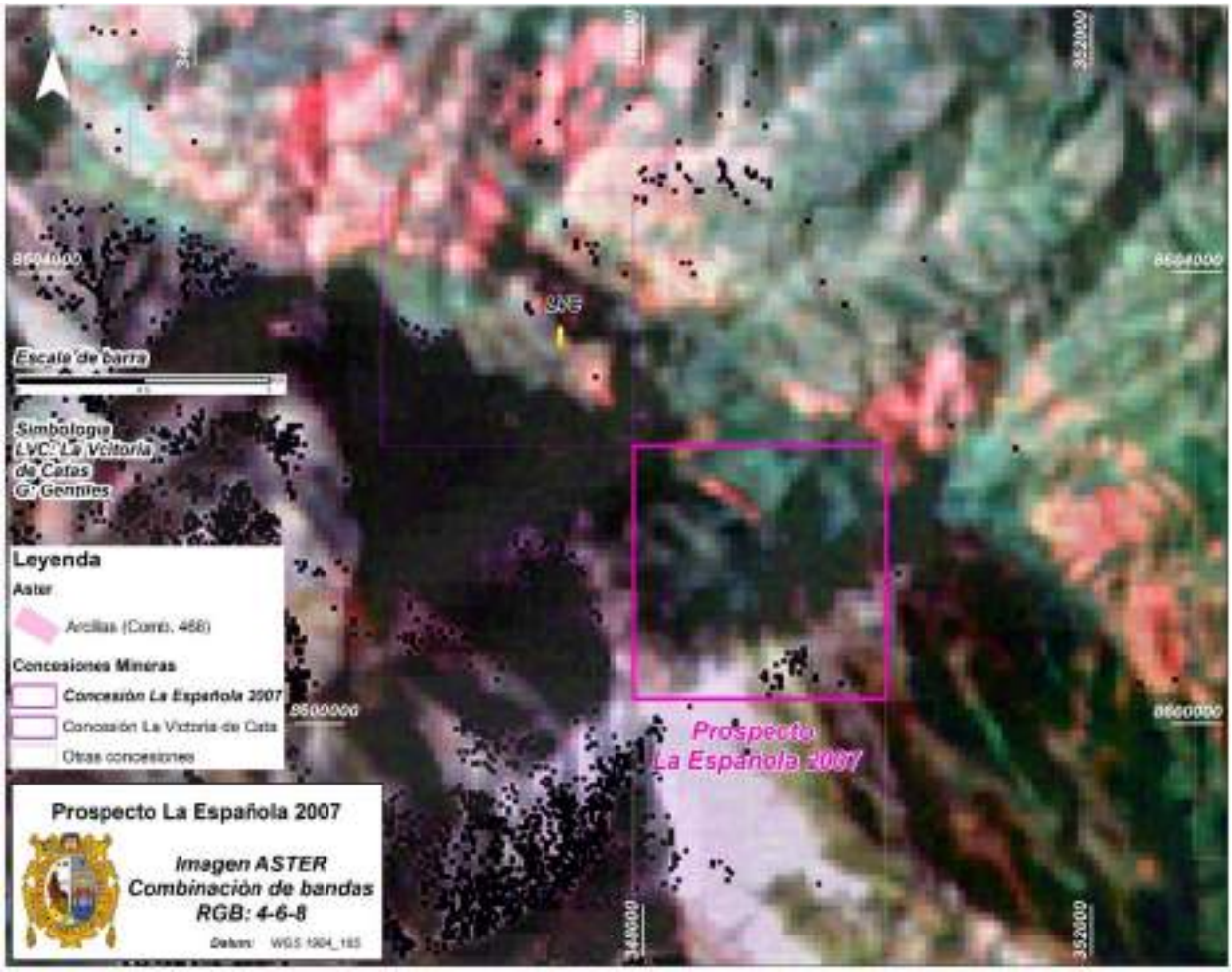


Fig. 84. Plano de alteraciones hidrotermales usando la combinación de bandas ASTER RGB: 4-6-8. Se resalta el área rosada como el sector con mayor presencia de arcillas (Fuente: autor).

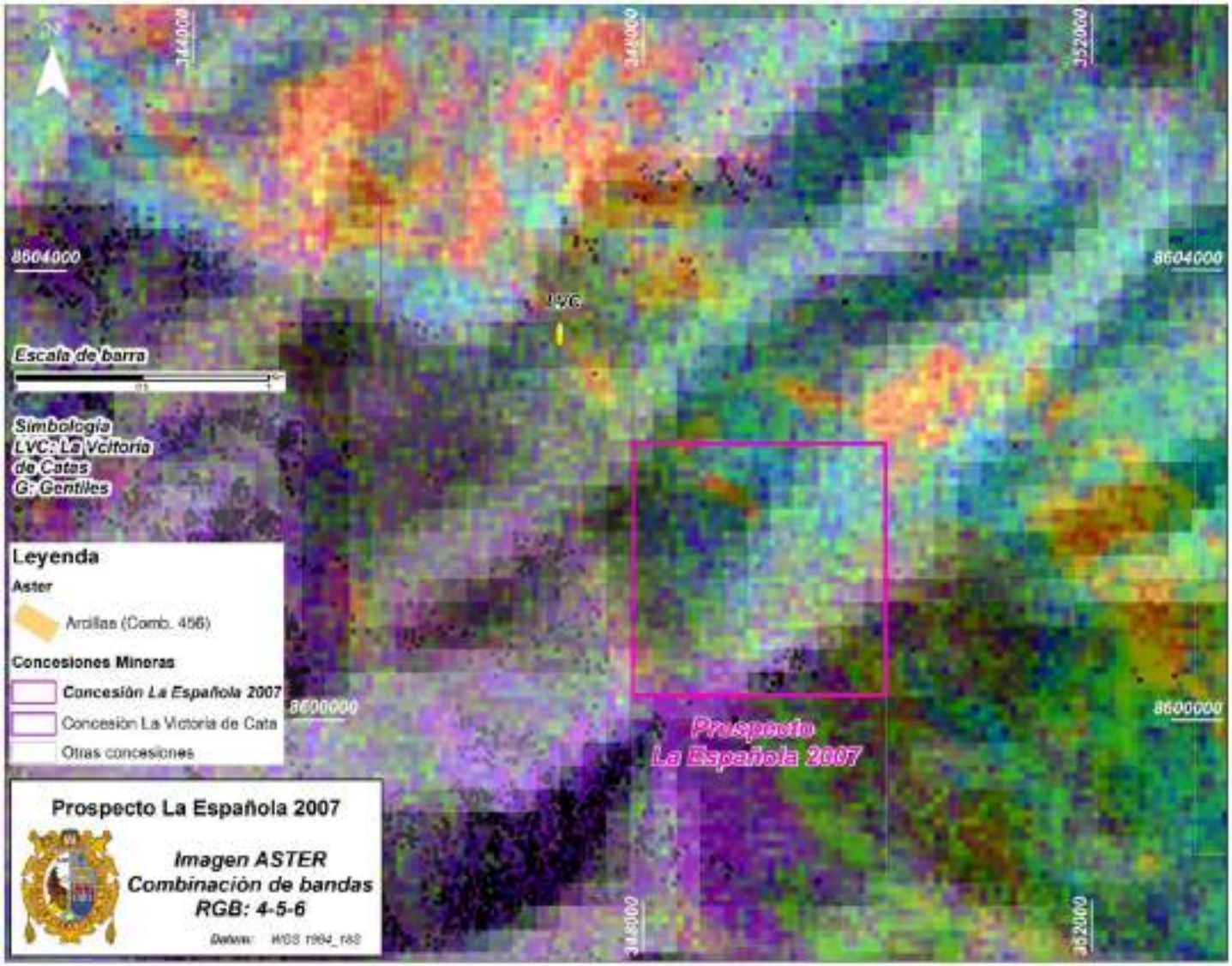


Fig. 85. Plano de alteraciones hidrotermales usando la combinación de bandas ASTER RGB: 4-5-6. Se resalta el área naranja como el sector con mayor presencia de arcillas (Fuente: autor).

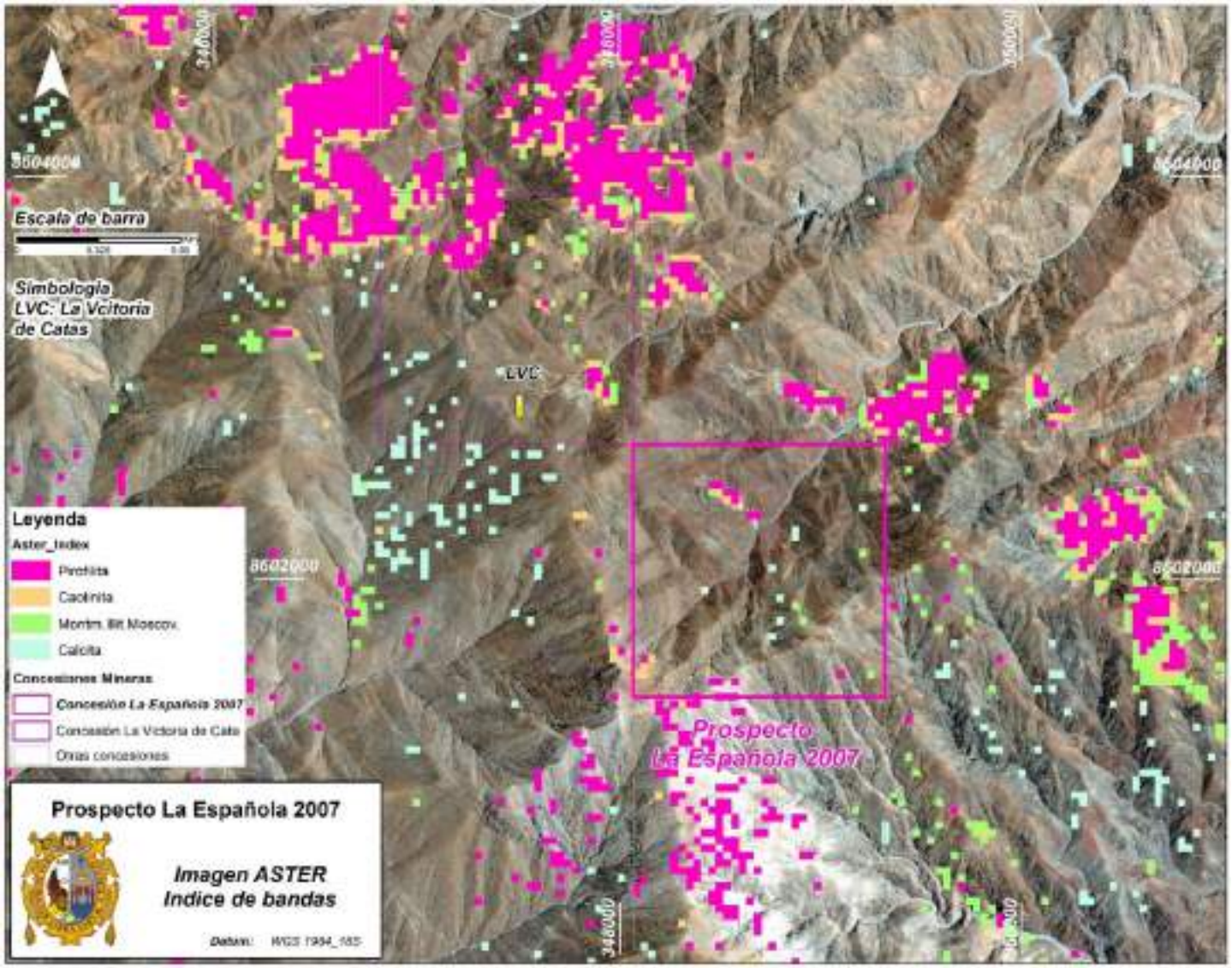


Fig. 86. Plano de alteraciones hidrotermales usando el índice de bandas ASTER, según la Tabla. Se destaca que en la concesión sectores donde reflejo minerales como pirofilita, caolinita, montmorillionita-illita-muscovita y calcita (Fuente: autor).

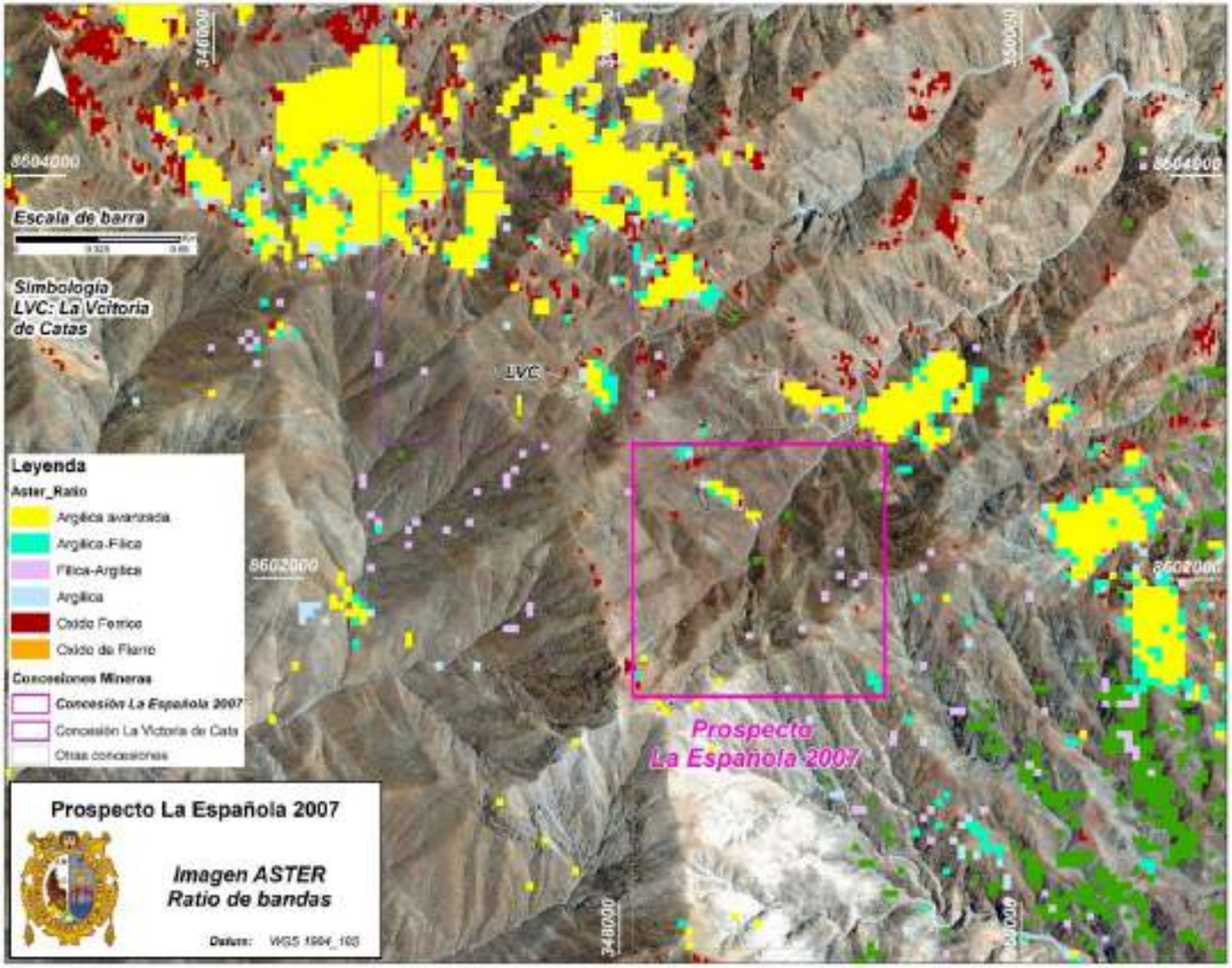


Fig. 87. Plano de alteraciones hidrotermales usando el ratio de bandas ASTER, según la Tabla. Se destaca que en la concesión sectores donde reflejo ensamble de alteración como argílica avanzada, argílica-fílica, fílica-argílica y argílica (Fuente: autor).

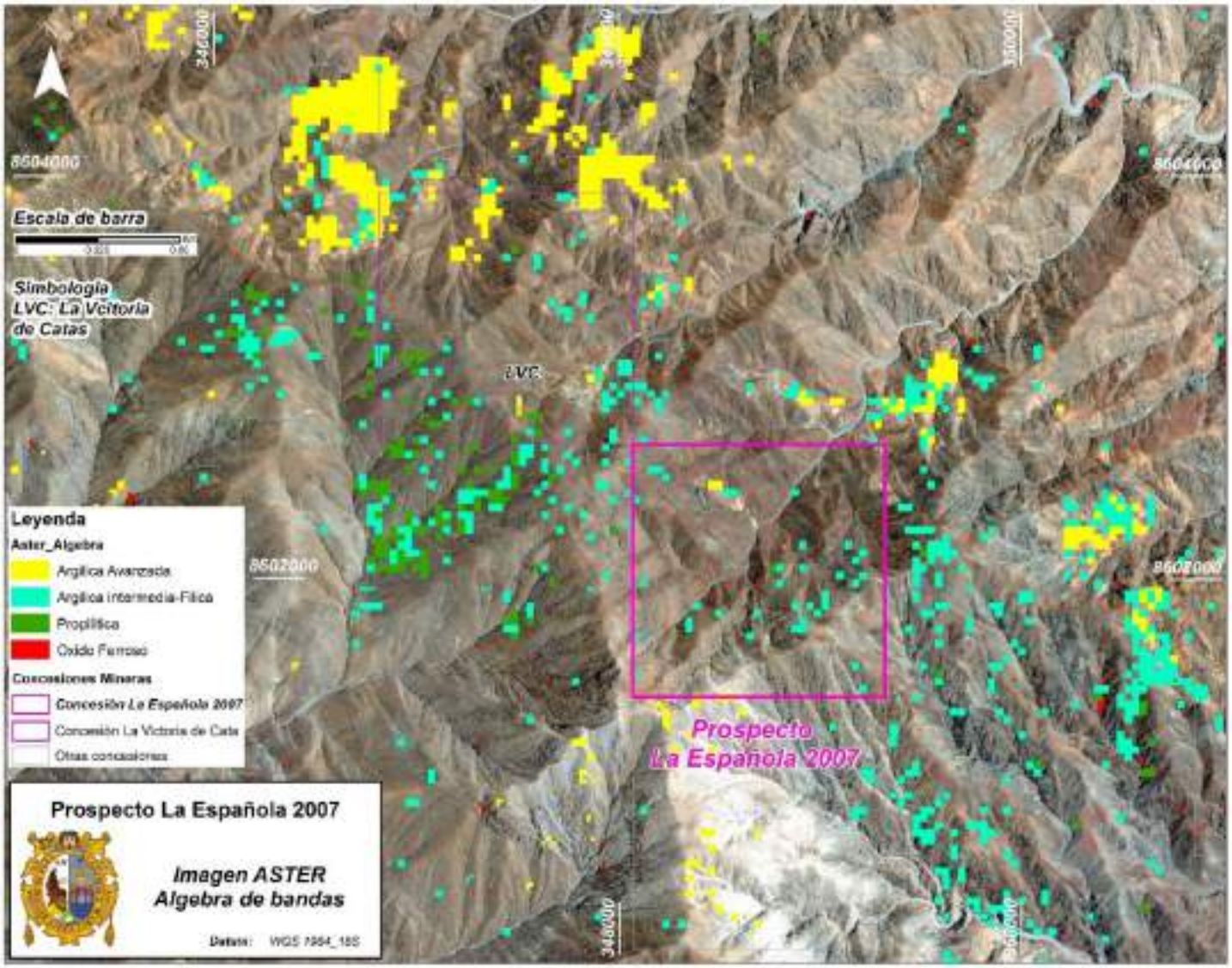


Fig. 88. Plano de alteraciones hidrotermales usando el algebra de bandas ASTER, según la Tabla. Se destaca que en la concesión sectores donde reflejo ensambles de alteración como argílica avanzada y argílica intermedia-fílica (Fuente: autor).

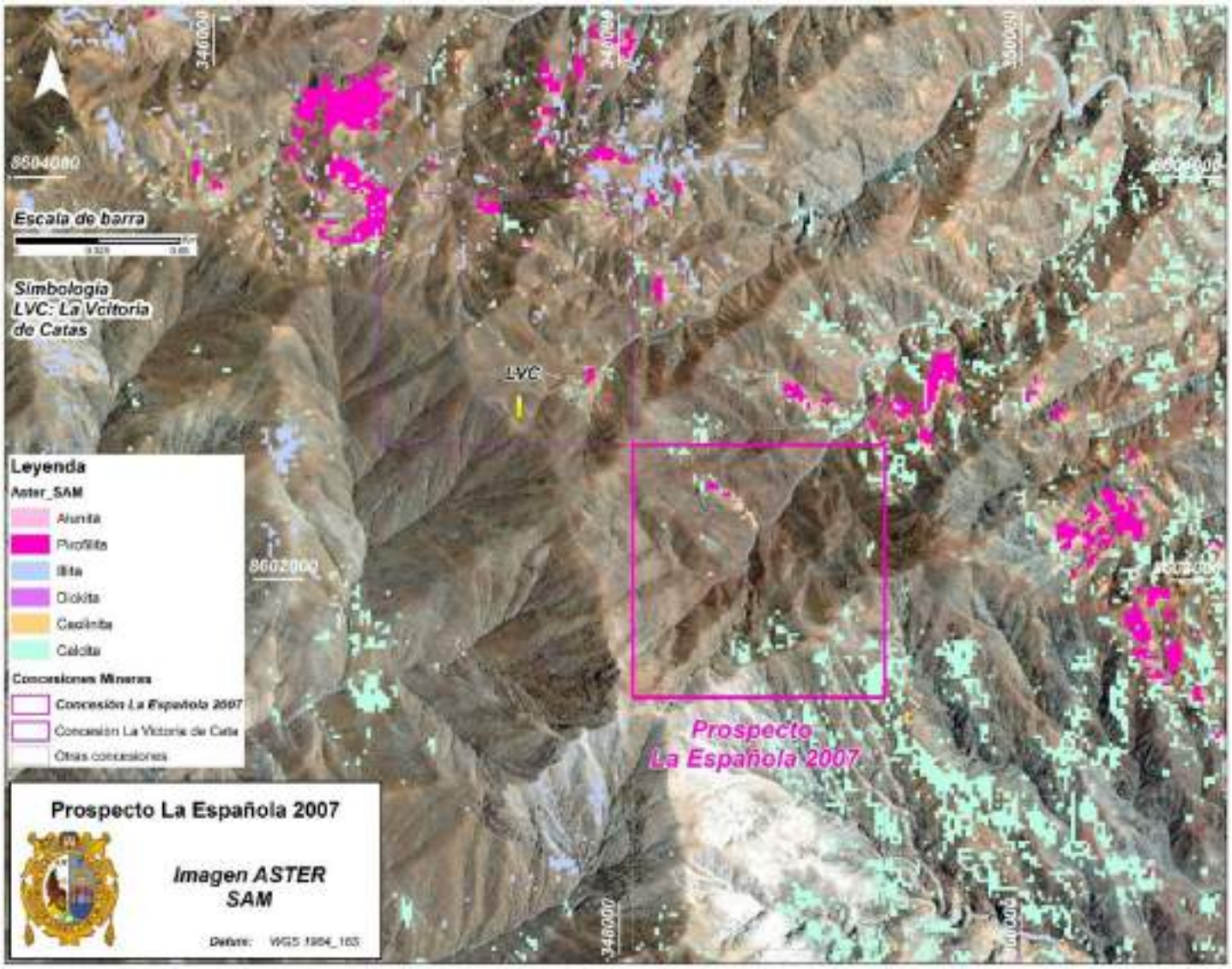


Fig. 89. Plano de alteraciones hidrotermales usando SAM. Se destaca que en la concesión sectores donde reflejo minerales de alteración como caolinita, pirofilita, calcita y dickita (Fuente: autor).

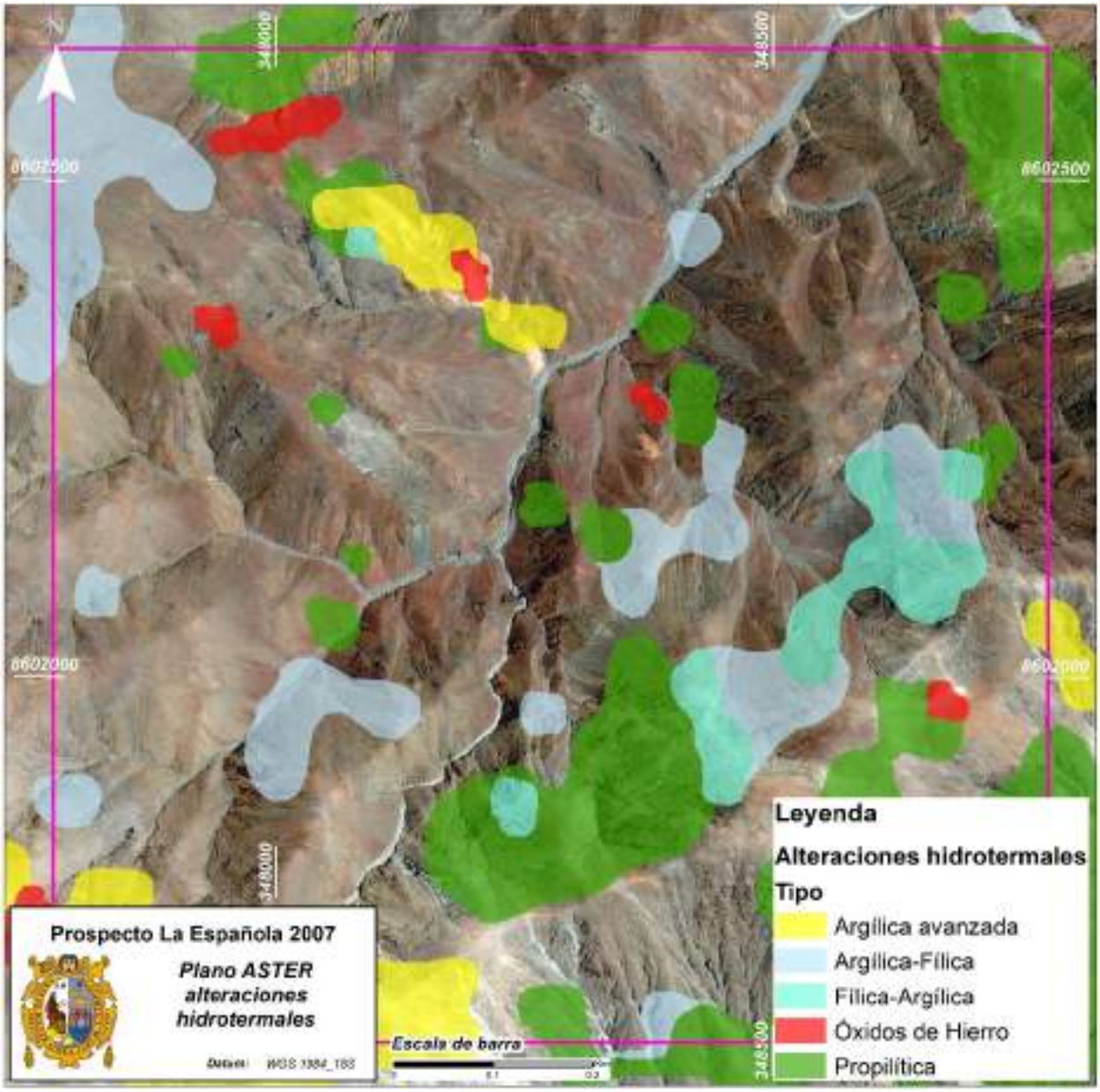


Fig. 90. Plano de alteraciones hidrotermales de imagen ASTER (Fuente: autor).

CAPITULO 6: INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En base a lo anteriormente expuesto, se puede inferir que el magmatismo responsable de las rocas ígneas en el área de estudio, pertenecen a la serie toleítica a calcoalcalina, típica de la génesis de depósitos tipo IOCG (Chen et al., 2013).

Este magmatismo estuvo vinculado al contexto de subducción, asociado a períodos de extensión durante el Cretácico Superior (Polliand et al., 2005), desencadenados por una subducción oblicua en dirección N a N15°, con un ángulo de convergencia de placas inferior a 45-50° (Soler, 1990). Esta fase de extensión habría propiciado el adelgazamiento de la corteza hasta alcanzar los 35 km, dando lugar al ascenso de magmas primitivos desde la conexión mantélica. Estas características de subducción y periodos de extensión fueron también señaladas por Richards et al. (2012) como parte de la configuración tectónica de depósitos tipo IOCG con bajo contenido de fS2.

También, dicho magmatismo originó rocas ígneas máficas que se encuentran dentro de la Super Unidad Cochahuasi del Cretácico Superior. Esta superunidad exhibe un carácter bimodal (Injoque et al., 1995), una característica común en las rocas ígneas asociadas a depósitos tipo IOCG (Richards et al., 2012). Además, estas rocas ígneas están mayormente vinculadas a la mineralización de Cu-Au, siendo uno de los principales elementos económicos en los depósitos tipo IOCG según Hitzman et al. (1992), Sillitoe (2003), Williams et al. (2005), entre otros.

De acuerdo con lo presentado por Richards et al. (2012), existen dos escenarios tectonomagmáticos para la formación de depósitos tipo IOCG con bajo contenido de fS2 y alto fO2 (Fig. 91): (1) En el primer escenario, en condiciones oxidadas empobrecidas en fS2 en entornos compresivos, se produce una mínima o nula saturación de sulfuros durante el fraccionamiento, lo que conduce a magmas derivados enriquecidos en Cu-Au. Estas condiciones son raras en arcos magmáticos fanerozoicos, siendo más comunes en arcos magmáticos precámbricos que originan depósitos tipo IOCG. (2) El segundo escenario ocurre en condiciones oxidadas empobrecidas en fS2 durante la segunda etapa de fusión parcial (contribución de elementos incompatibles y alto CO2) de los cúmulos de arco ricos en anfiboles con un menor aumento de sulfuros residuales ricos en Cu-Au. Este escenario se manifiesta en entornos extensionales distales o de tras-arco, proporcionando un suministro de magmas enriquecidos en Cu-Au con un alto gradiente geotérmico, favoreciendo la formación de depósitos tipo IOCG. Este último escenario es hipotético para el área de estudio.

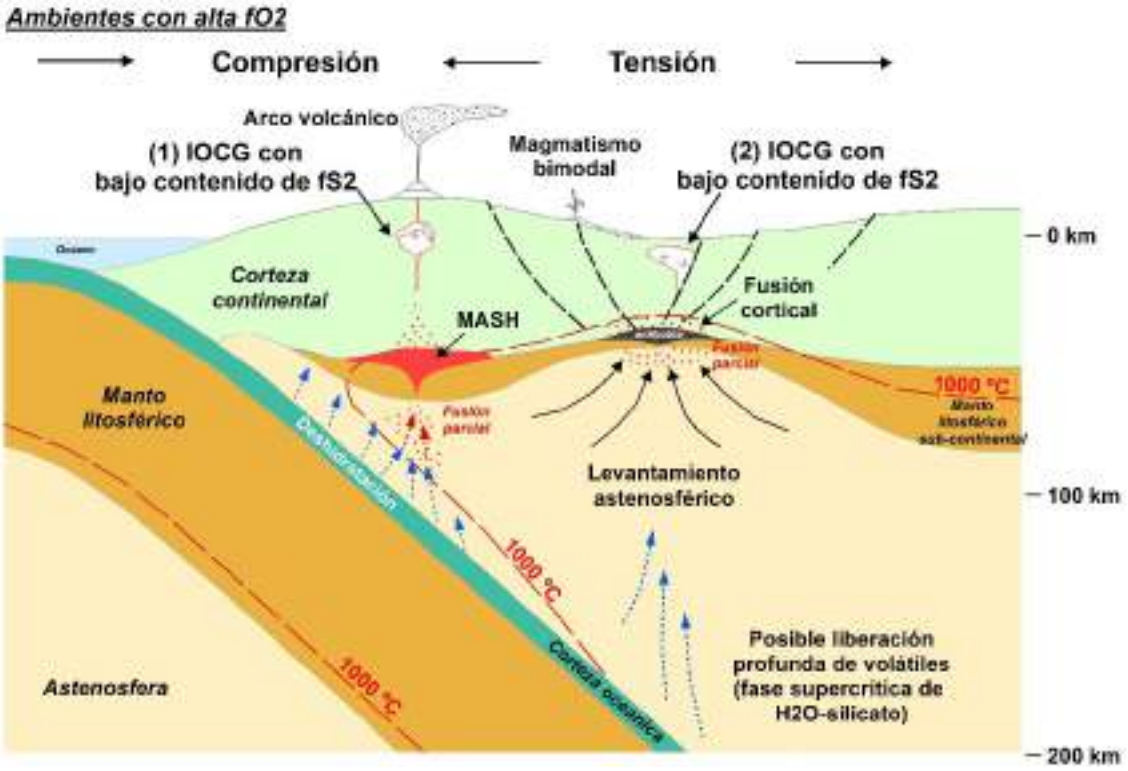


Fig. 91. Escenarios de condiciones de fusión astenosférica y litosférica profunda en un arco magmático (Richards et al., 2012).

Las rocas ígneas se agruparon en tres eventos distintos: (1) El evento temprano, representado por la Diorita de Plagioclasa-Hornblenda, se relaciona con un magmatismo que experimentó oxidación e hidratación mediante la influencia de fluidos ricos en CO2 y Cl, debido a un metasomatismo leve de la cuña astenosférica. Este evento posiblemente marca los primeros indicios del intrusivo mineralizante, (2) El evento intermedio, asociado a la Diorita de Hornblenda-Plagioclasa, se vincula a magmas más oxidados e hidratados, afectados por fluidos ricos en CO2 y Cl debido al metasomatismo de la cuña astenosférica. Este evento está relacionado con el intrusivo mineralizante inferido, (3) Los eventos tardíos, representados por la Microdiorita y el Pórfido Andesítico, están vinculados a magmas más reducidos y menos hidratados, con presencia limitada de fluidos ricos en CO2 y Cl, sugiriendo una posible fase post-mineralización.

Estos eventos reflejan la evolución de magmas característicos para la generación de depósitos tipo IOCG, según lo propuesto por Richards et al. (2012) y Barton (2014), quienes destacaron la influencia de fluidos ricos en CO2 y Cl en magmas oxidados empobrecidos en azufre.

Estos eventos ígneos intruyen rocas sedimentarias clásticas estratificadas con estructuras secundarias como laminación paralela, laminación cruzada, lentes de areniscas, nódulos calcáreos y “boudinage” de areniscas. Se observan ocasionalmente horizontes de calizas grainstone, con una potencia total que varía de 200 a 500 metros, indicando su pertenencia a la secuencia sedimentaria del Grupo Morro Solar del Cretácico Inferior (León & De la Cruz, 2003). La estratificación de esta secuencia sedimentaria se

caracteriza en su mayoría por ángulos abruptos, posiblemente influenciada por la tectónica andina o la intrusión de los cuerpos ígneos de la Super Unidad Cochahuasi (Injoque et al., 1995).

En términos generales, se identificaron tres sistemas estructurales predominantes: (1) El sistema N-S y sus variantes NNE-SSW y NNW-SSE, posiblemente vinculados a eventos tectónicos asociados con la tectónica del Cretácico Inferior, caracterizada por una subducción oblicua (N-S a N15º) entre placas tectónicas (Soler, 1990), (2) El sistema NW-SE y sus variantes, que podrían estar relacionados con eventos tectónicos del Cretácico Superior, marcados por un cambio en el ángulo de subducción de <~70º a <45-50º (Soler, 1990; Salazar & Landa, 1993), facilitando el ascenso de fluidos hidrotermales, (3) El sistema NE-SW y sus variantes, que podrían asociarse con eventos tectónicos del Paleoceno, evidenciando un cambio en el ángulo de subducción a <30º y una rotación de la dirección de convergencia a N40º-50º (Soler, 1990; Cobbing, 1999).

En cuanto a las alteraciones hidrotermales, se interpretaron en envolventes de temperatura y ubicación, desde clorita+calcita±ARC (baja temperatura/distal, propilítica) → clorita±epidota±calcita±ARC → clorita+actinolita → actinolita+clorita (alta temperatura/proximal, calcosódica), con la presencia puntual de biotita secundaria. Se infiere la existencia de envolventes de alteración adicionales de biotita secundaria+felsdespato potásico, actinolita, y feldespato calcosódico±escapolita±actinolita en profundidad. La asociación de minerales de alteración como actinolita, clorita y epidota en una aparente alteración Ca-Fe a Na-Ca-Fe-(Mg) es característica de depósitos tipo IOCG relacionados a rocas ígneas máficas (Skirrow, 2022). La presencia de clorita, calcita y arcillas se asocia a la parte distal en las rocas sedimentarias.

Estas alteraciones están sobreimpuestas por envolventes de alteración de ARC±caolinita (relacionada con vetas de calcita, magnetita y óxidos de hierro+cobre) → caolinita+esmectita±ARC (+illita según litogeoquímica) → esmectita+illita±caolinita, con algunos sectores que presentan sericita, sílice y adularia (corroborado con litogeoquímica). Los minerales de alteración de menor temperatura, como ARC's o sericita, relacionados con vetas de calcita, magnetita y óxidos de hierro+cobre, podrían corresponder a las partes altas de un depósito tipo IOCG vetiforme (Skirrow, 2022). Por otro lado, la presencia de caolinita, illita y esmectita junto a cuerpos de adularia y sílice en una zona de alteración hidrotermal (30m de ancho por 300m de largo), corresponden a fluidos hidrotermales de menor temperatura, ligados a componentes como Cl o H2S, que gradan de reducidos a oxidados, y presentan un pH ácido a neutro, siendo características de un evento Epitermal (Sillitoe & Hedenquist, 2003), y que presentan las leyes más bajas de Au, Ag, Pb, Zn y Cu. Además, la predominancia de baritina hojosa recubriendo fracturas podría ser otra posible expresión del estilo Epitermal.

La mineralización exhibe un predominio de minerales supérgenos sobre los hipógenos, interpretándose en una zonación que comprende limonita-goetita-hematita-óxidos de manganeso → limonita+goetita → hematita±magnetita → óxidos de cobre (±calcopirita) → crisocola+malaquita+óxidos de cobre (±calcopirita), especialmente en relación con las vetas. La presencia de jarosita-pirita, en su mayoría diseminada, está distribuida en la zona de alteración hidrotermal vinculada al evento Epitermal. Cabe

destacar que la presencia de minerales como calcopirita y magnetita, considerados minerales mena de un depósito tipo IOCG (Sillitoe, 2003), podrían ser los responsables de la abundancia de minerales supérgenos de hierro y cobre. Esto sugiere la existencia de zonas con mineralización de sulfuros y óxidos hipógenos en profundidad, relacionados con estructuras mineralizadas.

Las vetas y vetillas presentes fueron clasificadas según su mineralogía. La presencia de vetas de calcita y vetas de crisocola+malaquita±óxidos de cobre indica un predominio de fluidos hidrotermales multifacéticos relacionados con un componente magmato-hidrotermal, más reducidos y enriquecidos en ligandos como Cl y CO2, lo que representa características geoquímicas típicas de un depósito tipo IOCG. Además, estas vetas presentan leyes importantes de Au, Ag, Zn y Cu. En el caso de las vetas de óxidos de hierro+cobre y vetas de magnetita, se evidencia su relación con fluidos hidrotermales moderadamente oxidados y enriquecidos en ligandos como Cl, con decaimiento de la temperatura, todos provenientes de una fuente magmato-hidrotermal única. Estas vetas también exhiben características geoquímicas asociadas a un depósito tipo IOCG, siendo las vetas de óxidos de hierro+cobre especialmente ricas en Au, Ag, Zn y Cu, mientras que las vetas de magnetita muestran las mejores leyes de Fe. La presencia sectorizada de venillas de clorita, venillas de biotita secundaria y venillas de feldespato blanco+biotita secundaria±actinolita±epidota±sulfuros podría estar relacionada con un posible depósito tipo IOCG. Por otro lado, como se mencionó en párrafos anteriores, los cuerpos de adularia, empobrecidos en metales preciosos y base, corresponderían al evento Epitermal.

Las secciones interpretativas de litologías y estructuras, alteraciones hidrotermales, mineralización y vetas-vetillas se han representado gráficamente para ilustrar los resultados, interpretaciones y discusiones previas.

La interpretación sugiere la presencia de un sistema magmato-hidrotermal con baja fugacidad de S2 y moderada fugacidad de O2, dominado por ligandos de Cl y CO2, enriquecido en Fe, Cu y Au. A medida que evolucionaba, este sistema se hidrataba, generando fases inmiscibles con fluidos de moderada a baja fugacidad de O2, dominados por ligandos como Cl y CO2, capaces de transportar Cu, Fe, Au, Ag y Zn (relacionados con el depósito tipo IOCG). También se identificaron otros fluidos con alta fugacidad de O2, dominados por ligandos como Cl y H2S, capaces de transportar Fe, K y Si, llegando a perder fugacidad de O2 en las partes altas (evento Epitermal). Esta separación en fases ha sido estudiada por Hou et al. (2018) en depósitos IOA como Laco en Chile, donde se evidenció la separación de fases ricas en Fe y otras ricas en Si provenientes de una misma fuente. Además, las características del ambiente tectónico, litologías, alteraciones hidrotermales, conexión magmato-hidrotermal, posibles fluidos mineralizantes, elementos económicos y mineralogía de las estructuras presentadas han sido mencionadas por diversos autores en depósitos tipo IOCG y Epitermales, como Sillitoe (2003), Richards et al. (2012), entre otros.

En base a estas interpretaciones, se sugiere la existencia de un posible deposito IOCG vetiforme moderadamente profundo con expresiones superficiales, y con una posible conexión a un evento Epitermal en la parte central. Este planteamiento se alinea con las propuestas de Richards & Mumin (2013), quienes sugieren la existencia de una conexión genética entre depósitos tipo IOCG y Epitermales, respaldado por

evidencia presentada por Kreiner (2011) en Chile, así como también corroborado por Torres & Cerrón (2021) y respaldado por Bazán (2022) en Perú.

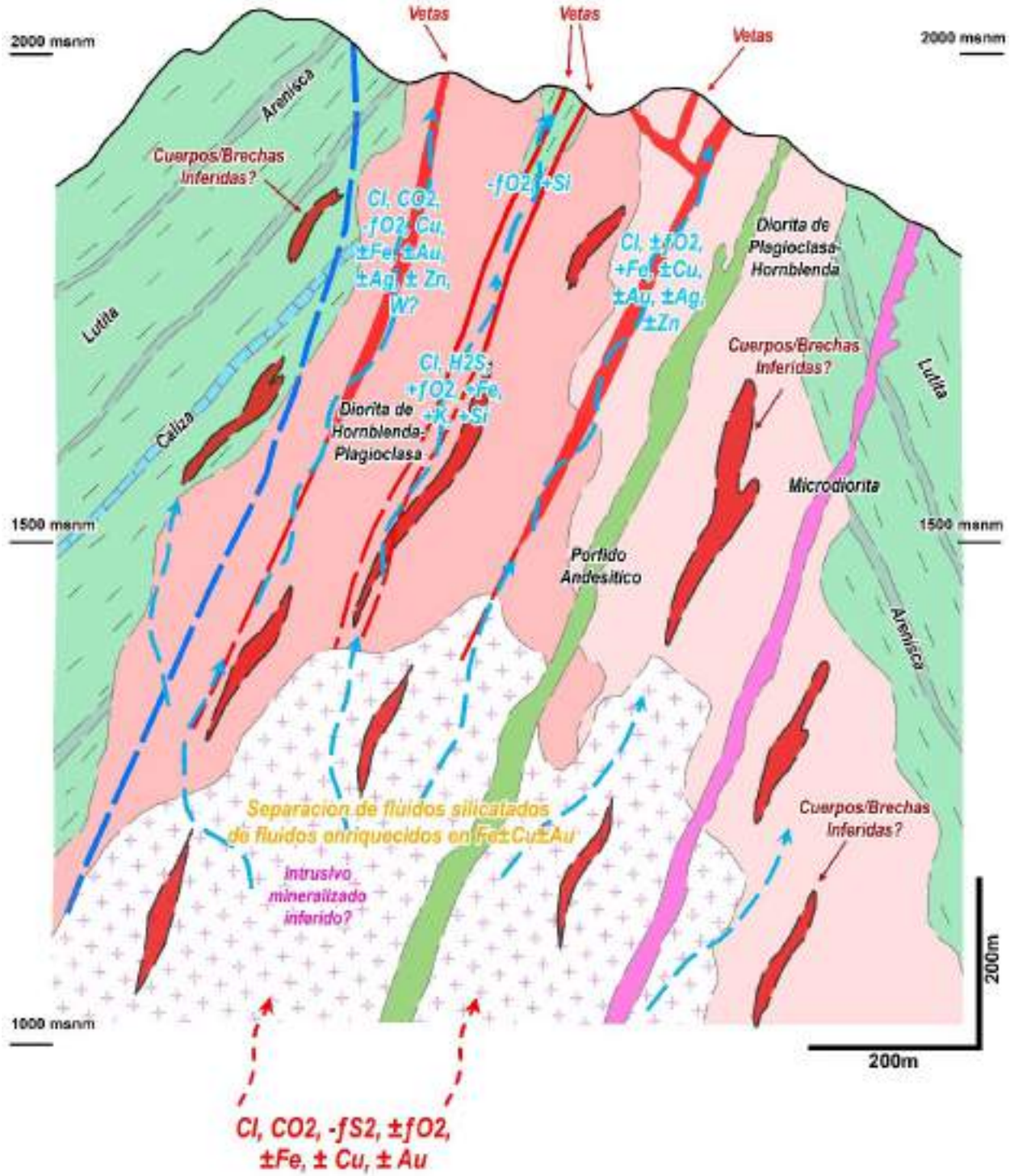


Fig. 92. Sección interpretativa de litología y estructuras con la posible evolución de fluidos magmato-hidrotermales (Fuente: autor).

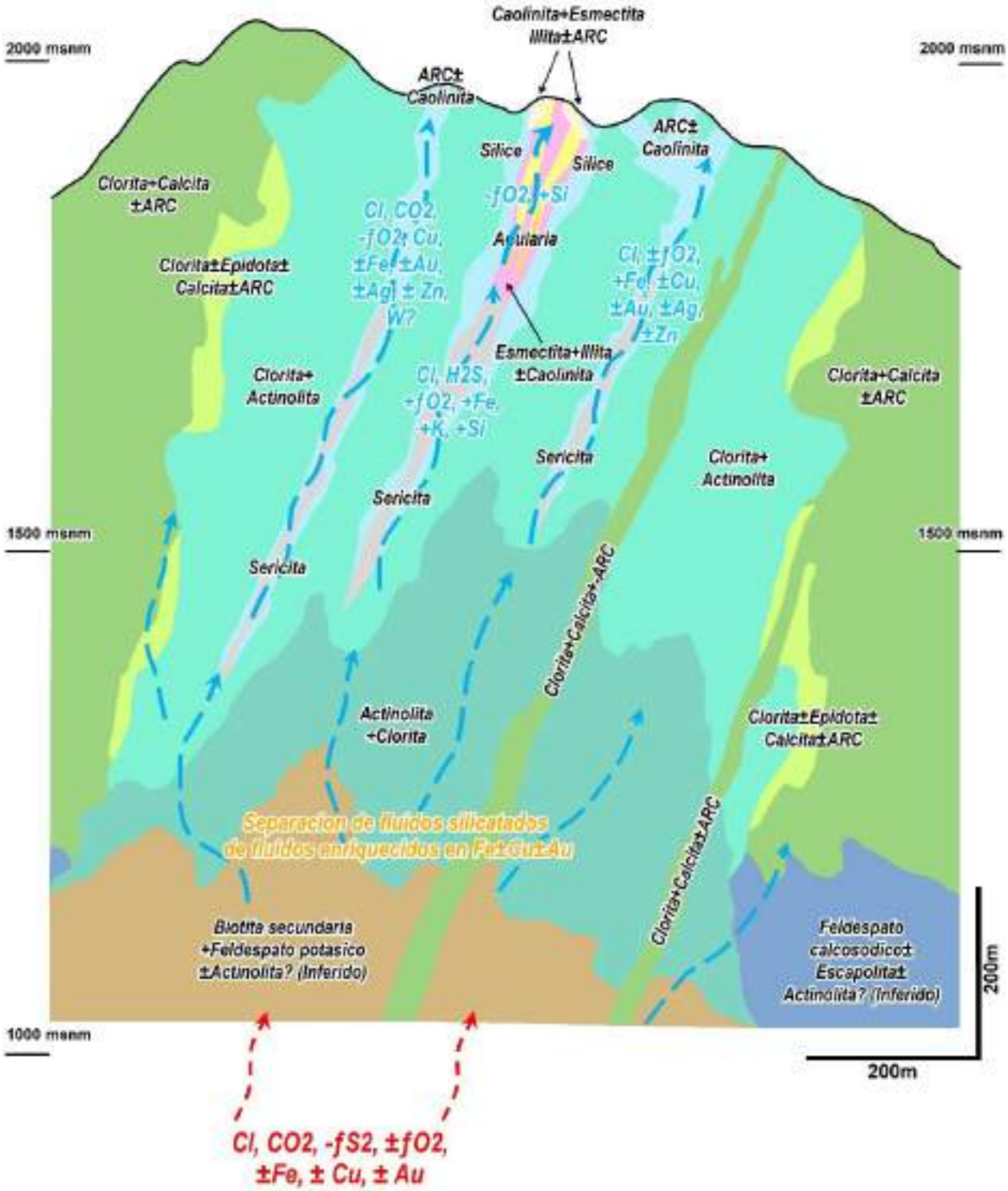


Fig. 93. Sección interpretativa de envolventes de alteración hidrotermal con la posible evolución de fluidos magmato-hidrotermales (Fuente: autor).

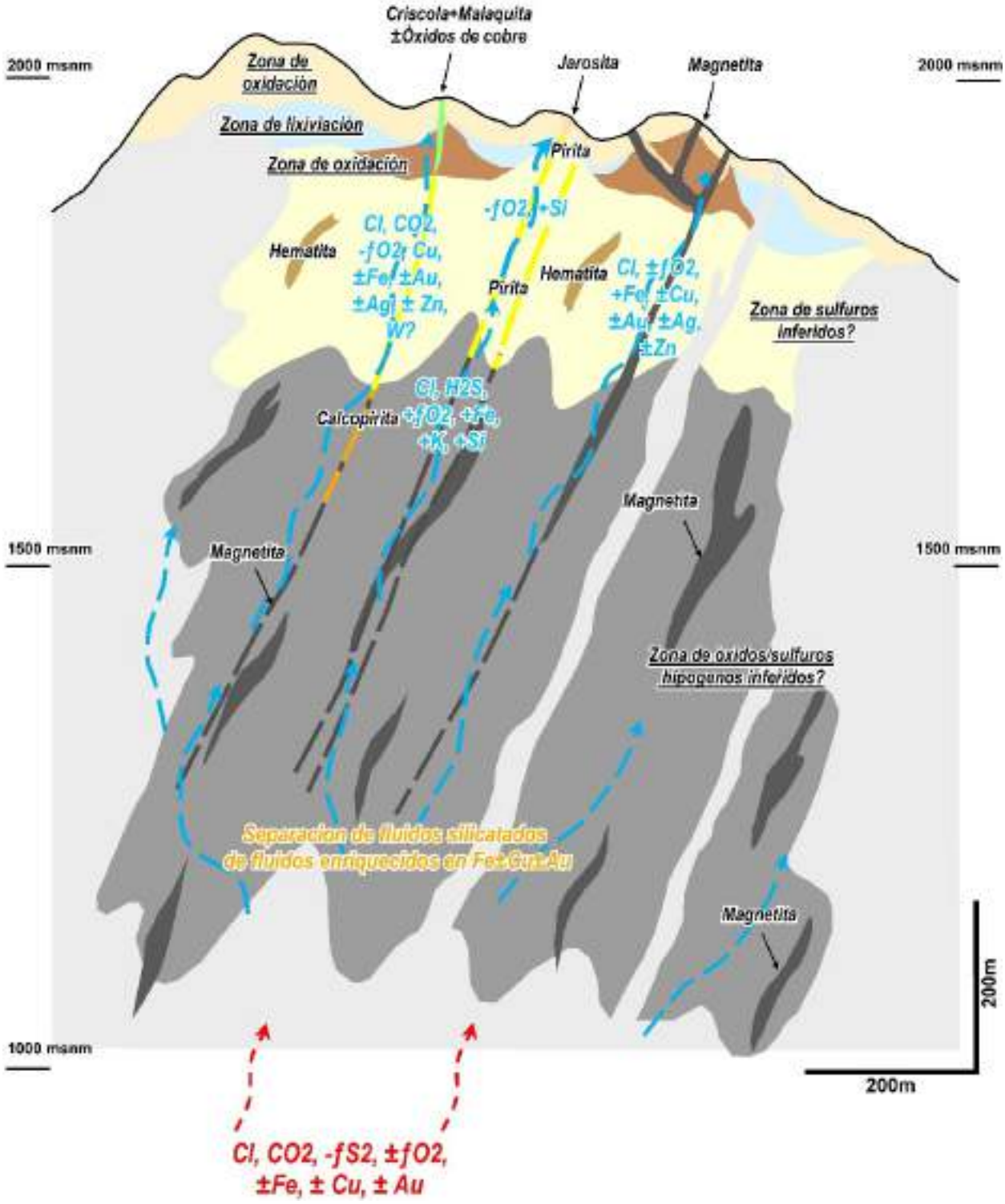


Fig. 94. Sección interpretativa de envolventes de mineralización hipógena-supérgena con la posible evolución de fluidos magmato-hidrotermales (Fuente: autor).

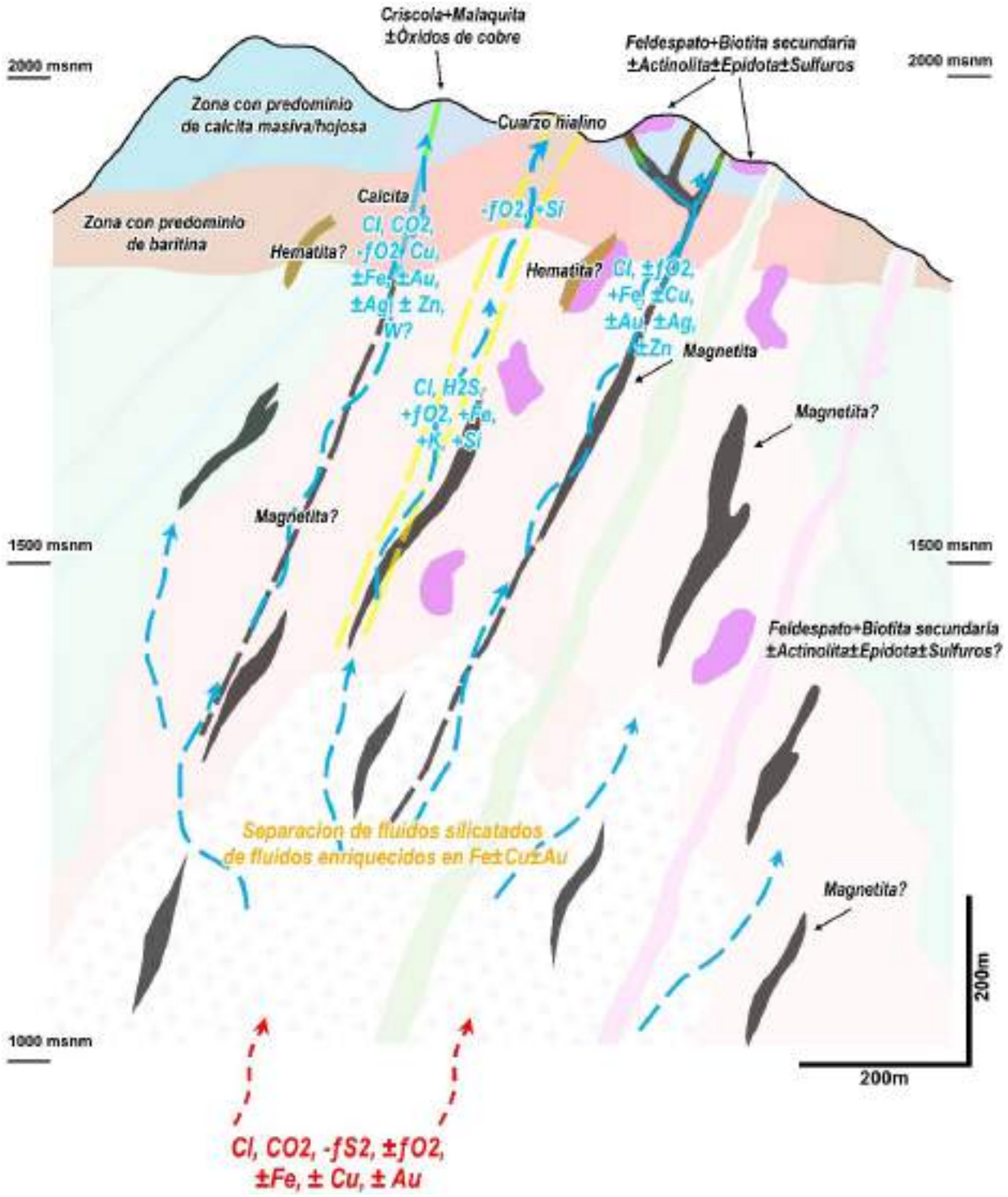


Fig. 95. Sección interpretativa de vetas y vetillas con la posible evolución de fluidos magmato-hidrotermales (Fuente: autor).

CONCLUSIONES

Presentamos las siguientes conclusiones respecto al prospecto La Española 2007.

Se identifica una secuencia sedimentaria del Grupo Morro Solar compuesta por lutitas, areniscas y, ocasionalmente, calizas grainstone, intruidas por rocas ígneas de composición diorítica de la Super Unidad Cochahuasi. Se han identificado tres sistemas estructurales principales: N-S, NW-SE y NE-SW, que dominan los procesos geológicos en el área.

La extensa alteración hidrotermal muestra una gradación en temperatura y pH con minerales como clorita, calcita, arcillas, epidota y actinolita, y una zona de alteración “más acida” con minerales como arcillas, caolinita, esmectita e illita rodeando estructuras silíceas masivas y cuerpos de adularia masiva. La mineralización evidencio un predominio de minerales supérgenos como limonita, goetita, hematita, óxidos de cobre, malaquita o crisocola sobre minerales hipógenos como calcopirita o magnetita, con una zonación asociada a vetas, mientras que en la zona de alteración más "ácida", predomina la diseminación de pirita y jarosita. En las vetas-vetillas destacan las vetas de calcita, crisocola+malaquita±óxidos de cobre, magnetita y óxidos de hierro+cobre, así como las venillas de clorita, biotita secundaria, feldespato blanco+biotita secundaria±actinolita±epidota±sulfuros, sugiriendo una relación con un posible depósito tipo IOCG, mientras que, las vetas de cuarzo hialino, cuerpos de adularia y zonas con baritina hojosa estarían vinculados al evento Epitermal.

El análisis geoquímico reveló anomalías de Au-Ag-Cu-Zn en el centro-norte, y anomalías de Fe al nor-este, definiendo una zonación geoquímica polimetálica. Las vetas de óxidos de hierro+cobre, vetas de crisocola+malaquita+óxidos de cobre y vetas de calcita muestran valores anómalos de Au, Ag, Zn y Cu. Por otro lado, el analisis litogeoquímico revelo que las rocas ígneas pertenecen al campo geoquímico de dioritas, con características metaluminosas y de serie transicional toleítica a calcoalcalina, relacionadas con un ambiente de subducción de un arco primitivo con magmas con contaminación cortical y moderada energía que fueron originados a un espesor cortical menor a 35Km, capaces de producir fluidos hidrotermales ricos en Cl o CO_2 vinculados a procesos de mineralización de Cu-Au. Inferimos que estos fluidos hidrotermales presentan diversas condiciones como oxidación o reducción, presencia de ligandos como H_2S, Cl o CO_2, y desarrollados multifacéticamente a partir de una misma fuente atrayendo en su ascenso diversos minerales de la roca caja.

Las firmas de teledetección identificaron arcillas y óxidos, interpretados como envolventes de alteraciones hidrotermales como argílica, argílica-fílica y propilítica contrastando con el cartografiado geológico.

Se concluye que el área está vinculada a un sistema magmato-hidrotermal con condiciones oxidadas y empobrecidas en azufre de entornos extensionales o de tras-arco, generando dos fases inmiscibles: una fase asociada a fluidos de moderada a baja fugacidad de O_2, con ligandos de Cl y CO_2 capaces de transportar al Cu, Fe, Au, Ag y Zn, indicando un posible depósito tipo IOCG moderadamente profundo con manifestaciones superficiales; y otra fase vinculada a fluidos con alta fugacidad de O_2 disminuyendo cerca de la paleosuperficie, ligandos de Cl y HS_2 capaces de transportar al Fe, K y Si, que indicarían el evento Epitermal en la parte central del área.

RECOMENDACIONES

Se recomienda llevar a cabo trabajos de exploración a mayor detalle, junto a otros estudios de laboratorio complementarios.

Entre dichos estudios, se sugieren estudios petrográficos para definir la composición de las rocas intrusivas, identificar minerales de alteración hidrotermal y analizar las gangas presentes en las estructuras mineralizadas. Asi mismo, estudios mineragráficos específicos de las estructuras mineralizadas permitirán identificar todos los minerales opacos como sulfuros o metales preciosos (oro), y comprender la paragénesis mineralógica. Adicionalmente, aplicar técnicas geoquímicas multielementales, ya sea por ICP-MS en muestras de exploración geoquímica o roca total (ICP-MS y XRF) para litogeoquímica.

Complementar estos estudios con dataciones de rocas intrusivas (U-Pb) y alteraciones hidrotermales (K-Ar) para corroborar las edades metalogenéticas. La adición de estudios de inclusiones fluidas determinaría la temperatura de homogenización y el porcentaje de salinidad del fluido hidrotermal de origen. Se sugieren estudios de firmas espectrales por Terraspec Halo para identificar los tipos de arcillas. Finalmente, se podría realizar de estudios de química mineral de la magnetita para obtener información más específica y completa.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, J., Santisteban, A. (2007). Estudio de los arcos magmáticos del Mesozoico y Cenozoico del sur del Perú, informe técnico interno. Lima: INGEMMET, DRME, 21 p.
- Aleman, A. M. y León, W. (2016a). The Early Cretaceous subqueous volcanism in the Pucusana Formation, Central Coastal Rangs of Peru: A Late Neocomian slab window. Sociedad Geológica del Perú, XVIII Congreso Peruano de Geología.
- Aleman, A. y León, W., (2016b). The lost "Chivateros Plateau" and the Neocomian flat slab along western margin of Gondwana: evidence at the Jurassic-Cretaceous contact in the Lima area. XVIII Congreso Peruano de Geología.
- Arcos, F. y Calderón, C. (2019). Actividad minera artesanal en la región Lima. INGEMMET, Boletín, Serie E: Minería, 14, 141 p., 7 mapas.
- Arevalo, C., Grocott, J., Martin, W., Pringle, M. y Taylor, G. (2006). Structural Setting of the Candelaria Fe Oxide Cu-Au Deposit, Chilean Andes (27º30' S). Economic Geology, vol. 101, 1–24.
- Barra, F., Reich, M., Selby, D., Rojas, P., Simon, A.C., Salazar, E. y Palma, G. (2017). Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotope approach. Ore Geology Reviews, 81, 62-78.
- Barton, M. y Young, S. (2002). Non-pegmatitic deposits of beryllium; mineralogy, geology, phase equilibria and origin: Beryllium; mineralogy, petrology, and geochemistry. Edited by E.S. Grew. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 50, pp. 591-691.

- Barton, M. y Johnson, D. (2004). Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny. Spec. Pub 33. The University of Western Australia, pp. 112-116.
- Barton, M.D. (2014). Iron Oxide(–Cu–Au–REE–P–Ag–U–Co) Systems. @Elsevier Ltd.
- Bau, M. (1996). Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. Contrib Mineral Petrol (1996) 123: 323–333.
- Bazán, O. (2022). Modelo genético de ocurrencias Fe-Cu-Au en Cerro Colorado Chico, Ancash y perspectivas de exploración en la costa norte del Perú. Tesis de maestría, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Unidad de Posgrado]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.
- Bissig, T., Ullrich, T., Tosdal, R.M., Friedman, R.M. y Ebert, S.W. (2008) The time-space distribution of Eocene to Miocene magmatism in the central Peruvian polymetallic province and its metallogenetic implications: Journal of South American Earth Sciences, v. 26, p. 16-35.
- Brimhall, G.H., Dilles, J.H. y Proffett, J.M. (2006). The Role of Geologic Mapping in Mineral Exploration.
- Camprubí, A. y Albinson, T. (2006). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 58(1), 27-81.
- Candente Gold Perú SAC (2018). Proyecto de exploración minera Lunahuana, Categoría I. Declaración e impacto ambiental (DIA). Informe interno de Candente Gold Perú SAC.
- Cardoso-Fernandes, J., Teodoro, A.C., Lima, A., Perrotta, M. y Roda-Robles, E. (2020). Detecting Lithium (Li) Mineralizations from Space: Current Research and Future Perspectives. Applied Sciences. 10(5): 1785.
- Cardozo, M. (1990). The Copara Metallotect in Central Peru: Geologic Evolution and Ore Formation. In: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J. (eds) Stratabound Ore Deposits in the Andes. Special Publication No. 8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, vol 8. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Carlotto V., Acosta H., Mamani M., Cerpa L., Rodriguez R., Jaimes F., Navarro P., Cueva E. y Chacaltana C. (2010). Los dominios geotectónicos del territorio peruano. XV Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. Exp. N° 9. P. 47-50.
- Carlotto V., Quispe J., Acosta H., Rodríguez R., Romero D., Cerpa L., Mamani M., Diaz-Martinez E., Navarro P., Jaimes P., Velarde T., Lu S. y Cueva E. (2009). Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú. 89 p.
- Ccallo, W., López, Y., Guo, W., Liu, J., Chen, S. y Duan, Z. (2021). Características litogeoquímicas y petrográficas en los bordes norte y sur del segmento Lima - Batolito de la Costa, comparada con el sureste de China. INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales, 35, 68 p., 1 mapa.
- Cerrón, J. (2019). Nuevos Datos e Interpretación de las rocas volcánicas “Basalto Montero”, Sur del Domo de Yauli, Junín – Perú. 8th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG).

- Cerrón, J. y Torres, J.A. (2019). Estudios geológicos, geoquímicos, petromineralógicos, de firmas espectrales e inclusiones fluidas en Cerro Colorado Chico, Ancash-Perú: ¿Evidencias de un posible yacimiento Tipo IOCG?. ProExplo 2019.
- Chen, H., Clark, A.H. y Kyser, T.K. (2010b). The Marcona Magnetite Deposit, Ica, South-Central Peru: A Product of Hydrous, Iron Oxide-Rich Melts?. Economic Geology, 105 (8): 1441–1456.
- Chen, H., Clark, A.H., Kyser, T.K., Ullrich, T.D., Baxter, R., Chen, Y. y Moody, T.C. (2010a). Evolution of the giant Marcona-Mina Justa iron oxide-copper-gold district, south-central Peru. Economic Geology. v.105, n.1, January-February 2010, pp. 155-185.
- Chen, H., Cooke, D.R. y Baker, M.J. (2013). Mesozoic Iron Oxide Copper-Gold Mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup. Economic Geology; 108 (1): 37–44.
- Cobbing, E.J. (1973). Geología de los cuadrángulos de Barranca,Ámbar, Oyón, Huacho, Huaral y Canta 22-h, 22-i, 22-j, 23-h, 23-i, 23-j—[Boletín A 26]. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico - INGEMMET.
- Cobbing, E.J. (1999). The Coastal Batholith and other aspects of Andean magmatism in Peru. Geological Society, London, Special Publications, pp. 111-122.
- Collado C. (2014). Geología, Geocronología, Petrología y Metalogénesis del Prospecto Cu-Mo Yanac, Ica, Perú; Tesis para optar Título de Maestría, Universidad de Brasilia, 117 pp.
- Cox, K.G., Bell, J. D. y Pankhurst, R. J. (1979). The Interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin, London, 450 p.
- Cueva, E., Mamani, M. y Rodríguez, R. (2010). Magmatismo y Geoquímica del volcanismo Albiano-Cenomaniano (Grupo Casma) y Maastrichtiano-Daniano entre Pucusana y Chimbote. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9, Cusco p. 921-925.
- Daniel, J. (2014). Comparison of Mesozoic magmatic evolution and iron oxide (-copper-gold) ('IOCG') mineralization, Central Andes and Western North America. Tesis doctoral, departamento de Geociencias, Universidad de Arizona. 363 p.
- Davidson, J., Turner, T. y Plank, T. (2013). Dy/Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes. Journal of Petrology, Vol. 54 (3), 525-537.
- Davies, J.F. y Whitehead, R.E. (2006). Alkali-Alumina and MgO-Alumina Molar Ratios of Altered and Unaltered Rhyolites. Exploration and Mining Geology, 15, 75-88.
- De Haller, A., Corfu, F., Fontboté, L., Schaltegger, U., Barra, F., Chiaradia, M., Frank, M. y Zúñiga A., J. (2006). Geology, geochronology, and Hf and Pb isotopic data of the Raúl-Condestable iron oxide copper-gold deposit, central coast of Peru: Economic Geology, v. 101 (2).
- Del Real, I., Reich, M., Simon, A.C., Deditius, A., Barra, F., Rodríguez, M.A., Thompson J. y Roberts, M. (2021). Formation of giant iron oxide-copper-gold deposits by superimposed, episodic hydrothermal pulses. Commun Earth Environ 2, 192.

- Einaudi, M.T. (1997). Mapping altered and mineralized rocks: An introduction to the Anaconda method: Unpublished report, Stanford, California, Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford University, 16 p.
- Galloso, A. y Sánchez, J. (1997). Reconocimiento geológico - minero de la Franja Aurífera Nasca – Ocoña. Lima: INGEMMET, Informe Técnico A6432, 45 p.
- GEOM (2021). Informe técnico de las concesiones La Española 2007 y La Victoria de Catas: observaciones correspondientes a la campaña de prospección geológica distrital. Informe interno para la Compañía Minera La Victoria de Catas.
- Govett, G.J.S. y Nichol, I. (1979). Lithogeochemistry in mineral exploration. Geophysics and Geochemistry in the Search of Metallic Ores; Peter J. Hood, editor; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 31, p. 339-362.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., y Hitzman, M. (2010). Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. Economic Geology, 105, 641-654.
- Grunsky, E. y De Caritat, P. (2017). Advances in the use of geochemical data for mineral exploration. Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration, edited by V. Tschirhart and M.D. Thomas, 2017, p. 441–456.
- Grunsky, E.C. (2010). The interpretation of geochemical survey data. Geochemistry: Exploration, Environment, Analaysis, 10, 27-74.
- Guevara, C. (1980). El Grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala. Sol. Soc. Geol. Perú, 67.
- Guo, L., Hou, L., Liu, S. y Nie, F. (2018). Rare Earth Elements Geochemistry and C–O Isotope Characteristics of Hydrothermal Calcites: Implications for Fluid-Rock Reaction and Ore-Forming Processes in the Phapon Gold Deposit, NW Laos. Minerals, 8, 438.
- Halley, S. (2016). Using the ALS ME-MS61 method to characterize igneous rocks in porphyry Cu systems. Mineral Mapping.
- Halley, S. (2020). Mapping Magmatic and Hydrothermal Processes from Routine Exploration Geochemical Analysis: Economic Geology.
- Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a reevaluation. Earth and Planetary Science Letters 203, 665–679.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. y Mitchell, S.F. (2007). Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th–Co Discrimination Diagram, Journal of Petrology, Volume 48, Issue 12, Pages 2341–2357.
- Hedenquist, J.W., Arribas, R., Gonzalez-Urien, E., Hagemann, S.G. y Brown, P.E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. y Einaudi, M.T. (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au-REE) deposit Precambrian Res., 58, pp. 241-287.

- Hou, T., Charlier, B., Holtz, F., Veksler, I., Zhang, Z. C., Thomas, R. y Namur, O. (2018). Immiscible hydrous Fe–Ca–P melt and the origin of Iron oxide-apatite ore deposits. Nat Commun 9: 1415.
- Injoque, J. (2002). Fe oxide-Cu-Au deposits in Peru: an integrated view. En: Porter, T. Michael, ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective. 2. ed., Linden Park, Sa: PGC Publishing, 2002, tomo 2, p. 97-113.
- Injoque, J., Valera, J. y Miranda, C. (1995). Geología del distrito Minero de Cata Cañete: Aspectos petrológicos y estructurales con mención en la mineralización de Cobre. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. v. 84, p. 45-80.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-548.
- Jacay, J. (2005). Análisis de la sedimentación del Sistema Cretáceo de los Andes del Perú Central. Revista del Instituto de Investigación de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, 8(15), 49-59.
- Jacay, J., y Sempéré, T. (2005). Emplacement levels of the coastal batholith in central Peru.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A. y Dumont, J.F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, edited by U. G. Cordani et al., pp. 481–559, Rio de Janeiro, Brazil.
- Jaillard, E. y Soler, P. (1996). Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18S) and its relation to geodynamics. Tectonophysics 259:47–53.
- Kay, R.W. y Kay, S.M. (2002). Andean Adakites: Three Ways to Make Them. Acta Petrológica Sínica. Vol. 18, 303-311.
- Kay, S. y Mpodozis, C. (2001). Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust. GSA Today, 4-9.
- Kelley, D.L., Benn, C., Riedell, K.B. y Johnson, T. (2010). The role of geochemistry in Andean copper discoveries. En The challenge of finding new mineral resources: global metallogeny, innovative exploration and new discoveries. Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists, Society of Economic Geologists. Special Publication, v.1, n.15, p. 271-286.
- Keppler, H. y Wyllie, P. J. (1990). Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes. Nature. Vol.348, 531-533.
- Kontak, D.J., Jackson, S.J. (1999). Documentation of variable trace and rare earth element abundances in carbonates from auriferous quartz veins in Meguma lode-gold deposits, Nova Scotia. The Canadian Mineralogist, Vol. 37, pp 469-488.
- Kreiner, D.C. (2011). Epithermal style iron oxide(-Cu-Au) (=IOCG) vein systems and related alteration. Tesis doctoral, Universidad de Arizona. 659 p.
- Lang J.R. y Baker T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. Mineral Deposita 36: 477489.

- León, W. y De La Cruz, O. (2003). Memoria descriptiva de la revision y actualizacion de los cuadrangulos de Mala (26-j), Lurin (25-j) y Lima (25-l). Escala 1:10000. INGEMMET. Memoria descriptiva. Pgs 15.
- Li, L., Xiong, X.L. y Liu, X.C. (2017). Nb/Ta Fractionation by Amphibole in Hydrous Basaltic Systems: Implications for Arc Magma Evolution and Continental Crust Formation. Journal of Petrology. Vol. 58(1), 3-28.
- Llerena, C.A., Valencia, K., Romero, D. y Peña, D.F. (2013). Potenciales reservorios naturalmente fracturados en la cuenca Salaverry relacionados con el magmatismo Hauteriviano-Barremiano (Formación Pucusana): nuevas dataciones U-Pb y Ar-Ar. Sociedad Geológica del Perú. Boletín. n.108, 2013, pp. 153-160.
- Madeisky, H.E. y Stanley, C.R. (1993). Identifying metasomatic zones associated with volcanic-hosted massive sulphide deposits using Pearce element ratio analysis: The Gangue, GAC—Mineral Deposits Division Newsletter, Issue 41, January, p. 5-7.
- Mamani, M., Carlotto, V., Santos, A., Rodríguez, J., Cueva, E., Chávez, E., Chávez., L., Cereceda, C., Rodríguez, R., Cacya, L. y Choquehuanca, S. (2010). Base de datos nacional de geoquímica para rocas ígneas del Perú. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9 (2010), Cusco p. 930-933.
- Mamani, M., Navarro, P., Carlotto, V., Acosta, H., Rodríguez, J., Jaimes, F., Santos, A.,Rodríguez, R., Chávez, L., Cueva, E. y Cereceda, C. (2010). Arcos magmáticos Meso-Cenozoicos del Perú. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9 (2010), Cusco p. 563-570.
- Mantle, G. W. y Collins, W. J. (2008). Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth. Geology. Vol. 36, 87-90.
- Marchena, A. (2019). Caracterización Petrográfica e Interpretación litogeoquímica del magmatismo de los proyectos Tía María-La Tapada, Los Calatos y Chipispaya (Arequipa-Moquegua-Tacna). Informe de suficiencia para optar el título profesional de Ingeniero Geólogo. Universidad Nacional de Ingeniería.
- Mars, J.C. y Rowan, L.C. (2006). Regional Mapping of Phyllic- and Argillic-Altered Rocks in the Zagros Magmatic arc, Iran, Using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Data and Logical Operator Algorithms. Geosphere, 2, 161-186.
- Martínez, W. y Cervantes, J. (2003). Rocas Ígneas en el Sur del Perú: Nuevos Datos Geocronométricos, Geoquímicos y Estructurales entre los Paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. Boletín N° 26, Serie D Estudios Regionales.
- McCuaig, T. y Hronsky, J. (2014). The Mineral System Concept: The Key to Exploration Targeting. Building Exploration Capability for the 21st Century, Karen D. Kelley, Howard C. Golden.
- Mccuaig, T.C. y Sherlock, R.L. (2017). Exploration Targeting. Proc. Explor. 17, 75–82.
- McDonough, W. F. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth, Chemical Geology, Volume 120, Issues 3–4, Pages 223-253.

- McKee, E.H. y Noble, D.C. (1982). Miocene volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateaus of south-central Peru. Geological Society of America Bulletin, 93(8): 657-662.
- Montano, H. (2010). Caracterización geoquímica de magmas y su relación con la formación de yacimientos en el norte del Perú. Informe de suficiencia para optar el título profesional de Ingeniero Geólogo. Universidad Nacional de Ingeniería.
- Montreuil, J.F., Corriveau, L. y Grunsky, E.C. (2013). Compositional data analysis of hydrothermal alteration in IOCG systems, Great Bear magmatic zone, Canada: to each alteration type its own geochemical signature. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis; 13 (4): 229–247.
- Mukasa, S.B. (1986). Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal Batholith, Peru: implication and tectonic processes. Geol. Soc. Amer. Bill., 97, p. 241-254.
- Myers, J. (1974). Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru between latitudes 10-ao 30, Bull Amer. Ass. Petr. Geol. 58, 474-487.
- Myint, A.Z., Wagner, T. y Fusswinkel, T. (2022). Calcite trace element geochemistry of Au deposits in the Singu-Tabeikkyin Gold District, Myanmar: Implications for the sources of ore-forming fluids, Ore Geology Reviews, Volume 145.
- Ninomiya, Y. 2004. Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and SWIR data. Proceedings of SPIE 5234, Sensors, systems and next-generation satellites 7: 180-190.
- Noble, D., Farrar, E. y Cobbing, E. (1979). The Nazca Group of South-Central Peru: Age, Source, and Regional Volcanic and Tectonic Significance. Earth and Planetary Science Letters, 45(1), 80-86.
- OSNACA. (2015). Ore samples normalized to average crustal abundance.
- Oyarzun, R. (2011). Introducción a la Geología de Minas: Exploración & Evaluación. Ediciones GEMM-Aula2puntonet.
- Palma, G., Reich Morales, M., Barra Pantoja, L., Ovalle, J., Real, I. y Simon, A. (2021). Thermal evolution of Andean iron oxide-apatite (IOA) deposits as revealed by magnetite thermometry.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. (1987) Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6:233–248.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W. y Tindle A.G. (1984). Trace discrimination diagrams for the Tectonics Interpretationof granitic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69:33-47.
- Pearce, J.A. (1996). A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Wyman, DA, Ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Geological Association of Canada, Short Course Notes, Vol. 12, 79-113.
- Pfiffner, O.A. y Gonzalez, L. (2013). Mesozoic–Cenozoic Evolution of the Western Margin of South America: Case Study of the Peruvian Andes. Geosciences 3, no. 2: 262-310.
- Pilger, R.H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes: Journal of the Geological Society, v. 141, pp. 793-802.
- Pitcher, W.S. (1977). Anatomía de un batolito. Sociedad Geológica del Perú. Boletín. t.60, 1979

- Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D. (1985). Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes. Glasgow: Blackie & Son.
- Polliand, M., Schaltegger, U., Frank, M. y Fontboté, L. (2005). Formation of intra-arc volcanosedimentary basins in the western flank of the central Peruvian Andes during late Cretaceous oblique subduction: field evidence and constraints from U-Pb ages and Hf isotopes. International Journal of Earth Sciences. v.94, n.2, April 2005, pp. 231-242.
- Reyes, J. (2016). Características geológicas de la mineralización de Cu y Ag tipo manto en rocas volcánicas basales del Grupo Calipuy: Segmento Santiago Chuco. XVIII Congreso Peruano de Geología.
- Reyes, J. (2019). Sobre el potencial de mineralización de Cu, Au tipo IOCG en la costa norte del Perú, paralelo 9º - 12º. ProExplo 2019.
- Richards, J.P. y Mumin, A.H. (2013). Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. Geology; 41 (7): 767–770.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. y Fletcher, T. (2012). High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. Econ. Geol., 107, pp. 295-332.
- Robert, F., Brommecker, R., Bourne, B.T., Dobak, P.J., McEwan, C.J., Rowe, R.R. y Zhou, X. (2007). Models and Exploration Methods for Major Gold Deposit Types. Ore Deposits and Exploration Technology.
- Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, 352.
- Romero, D., Valencia, K., Alarcón, P., Peña, D. y Ramos, V. (2013). The offshore basement of Perú: Evidence for different igneous and metamorphic domains in the forearc. Journal of South American Earth Sciences, Volumen 42, Pages 47-60.
- Rosas, B.S. y Fontboté, L. (1995). Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior - Jurásico Inferior) en un perfil SW-NE en el centro del Perú. Volumen Jubilar Alberto Benavides, Sociedad Geológica del Perú, pp. 279 - 309.
- Ross, P.S. y Bédard, J.H. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Sciences. 46(11): 823-839.
- Rowan, L.C., Hook, S.J., Abrams, M.J. y Mars, J.C. (2003). Mapping Hydrothermally Altered Rocks at Cuprite, Nevada, Using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), a New Satellite-Imaging System. Economic Geology 98(5):1019-1027.
- Rowan, L.C. y Mars, J. (2003). Lithologic Mapping in the Mountain Pass, California Area Using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Data. Remote Sensing of Environment, 84, 350-366.

- Ruiz-Armenta J.R. y Prol-Ledesma R.M. (1995). Técnicas de procesamiento de imágenes en la exploración de yacimientos minerales de origen hidrotermal. Física de la tierra, ISSN 0214-4557, Nº 7, 1995, Ejemplar dedicado a: Geofísica aplicada, pp. 105-138.
- Salazar, H. y Landa, C. (1993). Geología de los cuadrángulos de Mala, Lunahuaná, Tupe, Conaica, Chincha, Tantará y Castrovirreyna. Hojas: 26-j, 26-k, 26-l, 26-m, 27-k, 27-l, 27-m. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 44, 97 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/1
- Sempere, T., Carlier, G., Carlotto, V., Jacay, J., Jimenez, N., Rosas, S., Soler, P., Cardenas, J. y Boudesseul, N. (1999). Late Permian-Early Mesozoic Rifts in Peru and Bolivia, and their bearing on Andean-age Tectonics. Abstracts. Fourth International Symposium on Andean Geodynamics (Germany).
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Neraudeau, D., Cardenas, J., Rosas, S. y Jiménez, N. (2002). Late Permian – Middle Jurassic lithosphericthinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. Tectonophysics 345,153–181.
- Sempere, T., Jacay, J., Pino, A., Bertrand, H., Carlotto, V., Fornari, M., Garcia, R., Jiménez, N., Marzoli, A., Meyer, C., Rosas, S. y Soler, P. (2004). Estiramiento Litosférico del Paleozoico Superior al Cretáceo Medio en el Perú y Bolivia. Publicación Especial Sociedad Geológica del Perú, Volumen 5, Pág. 45-79.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T.H., Shephard, G.E., Talsma, A.S., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. y Chandler, M.T. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Science Reviews, 113, 212-270.
- Sillitoe, R.H. (2003). Iron Oxide-Copper-Gold Deposits: An Andean View. Mineralium Deposita, 38, 787-812.
- Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W. (2003) Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. Society of Economic Geologists, Special Publications, No. 10, 315-343.
- Sillitoe, R.H. y Thompson, J.F.H. (1998). Intrusion–Related Vein Gold Deposits: Types, Tectono-Magmatic Settings and Difficulties of Distinction from Orogenic Gold Deposits. Resource Geology, vol. 48, issue 4, pp. 237-250
- Skirrow, R. (2022). Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. Ore Geology Reviews, Volume 140.
- Soler, P. (1990). Cronología y distribución espacial del magmatismo en el Perú central durante el cretácico superior y el cenozoico: Relaciones con las modalidades de la subducción de la plaza Nazca (Farallón) debajo del continente sud-americano. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 81, 81-86.
- Soler, P. y Bonhomme, M.G. (1990) Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. Special Pap., J. Geol. Soc. Am. 241:173–192
- Spearman, C. (1904). The proof and measurement of association between two things. The American Journal of Psychology, 15(1), 72–101.

- Sun, S. y McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: A.D. Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, London, 313-345.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1985). The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell.
- Teixeira, N.A., Ganade, C.E., Matos, F., Campos, L.D. y Carvalho, M.T. (2015). Alkaline Porphyry Copper Deposits and IOCG – What is the link?. Repositorio Institucional de Geociencias - RIGEO
- Torres, A., Cerrón, J., y López, D. (2020). Localización y evidencias geológicas enfocados en la determinación del yacimiento tipo IOCG Cerro Colorado Chico, Ancash-Perú. Rev. del Instituto de Investigación FIGMMG-UNMSM, vol. 23, n° 45, pp. 63 - 74.
- Torres, J.A. y Cerrón, J.F. (2021). Vetas epitermales y su relación con un posible depósito tipo IOCG en Cerro Colorado Chico, Ancash-Perú. Rev. Inst. investig., Fac. minas metal. cienc. geogr., vol 24, n° 47. pp. 155 – 162.
- Valencia Muñoz, M.M., Lozada Valdivia, V., León Lecaros, W.R., Martínez Valladares, W. y Marchena Campos, A.A. (2018). GE33a-4: Estudio Metalogenético de la Faja magmática Jurásico – Cretáceo, asociado a los depósitos minerales tipo IOCG y Pórfidos entre Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna. Informe anual: Bloque Norte.
- Valencia, M., Santisteban, A., Marchena, A. y León, W. (2021). Características geológicas y geoquímicas de los depósitos minerales de la faja magmática cretáceo-paleógena entre Huancavelica y Tacna-bloque norte. INGEMMET, Boletín, Serie B: Geología Económica, 72, 270 p., 18 mapas.
- Vidal, C.E. (1985). Metallogenesis associated with the Coastal Batholih of Peru: a review, p. 243-249 en Pitcher et al. “Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes”. Glasgow: Blackie Halstead Press, 329 p.
- Wauschkuhn, A. y Thum, R. (1982). The Condestable Mine, a Volcano-exhalative Deposit in the Mesozoic Coastal Belt of Central Peru. In: Amstutz, G.C., et al. Ore Genesis. Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, vol 2. Springer, Berlin, Heidelberg.
- White, N.C. y Hedenquist, J.W. (1995) Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics and Exploration. SEG Newsletter, 23, 9-13.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., Haller, A.D., Mark, G., Oliver, N.H. y Marschik, R. (2005). Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology 100th Anniversary, Volume pp. 371–405.
- Wilson, J. (1984). Geología de los Cuadrángulos de Jayanca (13-d), Incahuasi (13-e), Cutervo (13-f), Chiclayo (14-d), Chongoyape (14-e), Chota (14-f), Celendín (14-f), Pacasmayo (15-d), Chepén (15-e). INGEMMET (A) ,38, 104pp.
- Zappettini, E., Miranda-Angles, V., Rodríguez, C., Palacios, O., Cocking, R. (2001). Mapa metalogénico de la región fronteriza entre Argentina, Bolivia, Chile y Perú (14ºS y 28ºS).

- Zhu, Z. (2016). Gold in iron oxide copper–gold deposits, Ore Geology Reviews, Volume 72, Part 1, Pages 37-42.

ANEXOS

Tabla 9. Resultados geoquímicos para las muestras analizadas en laboratorio de INGEMMET.

Codigo de muestra	Labotario	Digestion	Ensayo	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Fe (pct)
21002	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.591	14.2	75101	2.5	522	12.21
21003	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	2.358	4.1	63336	13	856	18.49
21004	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.108	2	49919	2.5	184	12.3
21005	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.044	2.1	42571	2.5	193	6.72
21006	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.770	4.1	34788	118	134	8.82
21007	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	2.710	3.8	16864	212	899	27.44
21008	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.378	16.4	18693	2.5	146	5.52
21009	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	1.869	6.2	57437	18	483	14.61
21010	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	1.664	2.6	12510	51	61	5.3
21011	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.255	3.4	15109	23	227	3.2
21012	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.059	0.25	89	2.5	21	20.59
21013	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.021	0.8	371	5	4	6
21014	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.005	0.25	35	2.5	4	2.48
21015	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.028	0.25	35	2.5	4	2.05
21016	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.003	0.25	35	2.5	10	2.06
21017	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.118	13.3	702	98	40	23.83
21018	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.012	0.25	85	2.5	24	6.64
21051	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	2.237	2.2	32472	2.5	50	53.68
21052	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	1.538	2.8	1034	2.5	10	42.32
21053	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.161	0.6	11946	2.5	19	61.3
21054	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.408	3.7	6945	2.5	49	51.92
21055	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.373	1.6	10700	2.5	91	51.97
21056	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.027	0.25	445	2.5	20	29.09
21057	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	2.654	31.1	59074	1165	5150	21.98
21058	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.485	7.4	62413	11	1275	14.81
21059	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.579	7.2	36974	87	1181	14.2
21062	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.320	2.5	68925	2.5	1932	14.23
21063	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	1.719	1	45139	26	1137	28.35
21064	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.010	0.6	43	2.5	21	2.35
21065	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.012	0.25	33	2.5	6	2.23
21066	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.052	0.25	43	2.5	4	6.63
21067	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.028	0.25	37	2.5	5	8.01
21068	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.039	0.25	42	2.5	12	13.6
21069	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.014	0.25	8	7	0.5	19.08
21070	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.018	0.25	123	2.5	5	8.08
21071	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.005	0.25	14	2.5	2	3.76
21072	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.008	0.25	54	2.5	4	5.63
21081	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y gravimetria	10.2	49.2	10462	489	235	59.05
21101	INGEMMET	Digestion multiacida y ensayo al fuego	Espectrofotometría de Absorción atómica y AAS-FLAMA	0.167	0.25	18707	2.5	49	4.25

Tabla 10. Resultados geoquímicos para las muestras de roca en laboratorio Bureau Veritas.

Litologia	Diorita de Plagioclasa-Hornblenda	Diorita de Plagioclasa-Hornblenda	Diorita de Plagioclasa-Hornblenda	Diorita de Hornblenda-Plagioclasa	Diorita de Hornblenda-Plagioclasa	Diorita de Hornblenda-Plagioclasa	Diorita de Hornblenda-Plagioclasa	Diorita de Hornblenda-Plagioclasa	Microdiorita	Porfido Andesitico	Porfido Andesitico	Porfido Andesitico
Codigo de muestra	21021	21023	21030	21019	21020	21024	21026	21028	21027	21022	21025	21029
Al2O3 (pct)	13.79	15.12	14.15	15.96	15.46	15.11	14.16	17.50	15.20	16.34	13.86	14.74
CaO (pct)	6.23	3.69	7.46	7.96	5.32	4.42	6.64	7.64	3.81	6.81	1.20	2.57
Cr2O3 (pct)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
Fe2O3 (pct)	13.53	13.83	12.44	14.29	12.39	13.05	10.00	11.11	7.56	11.23	8.73	4.56
K2O (pct)	0.55	1.48	0.42	1.32	1.21	1.30	0.54	0.64	0.46	1.60	0.99	0.39
MgO (pct)	4.08	2.59	3.64	4.54	3.92	4.29	3.34	3.81	1.77	4.97	2.71	1.98
MnO (pct)	0.27	0.20	0.28	0.35	0.29	0.26	0.24	0.25	0.20	0.20	0.12	0.13
Na2O (pct)	3.81	4.09	4.06	3.89	4.53	3.45	4.45	4.24	5.92	3.37	4.72	6.96
P2O5 (pct)	0.20	0.24	0.25	0.34	0.20	0.19	0.23	0.24	0.39	0.18	0.29	0.19
SiO2 (pct)	56.31	57.34	56.03	49.55	55.25	56.64	59.12	53.19	63.66	54.41	66.53	67.82
TiO2 (pct)	1.23	1.41	1.26	1.80	1.42	1.29	1.28	1.38	1.03	0.87	0.84	0.62
LOI (pct)	6.1	1.1	1.5	2	2.2	3.7	2.4	4.6	1.1	1.6	2.4	2.9
S (pct)	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.005	0.005	0.01	0.01	0.02
C (pct)	0.92	0.03	0.02	0.14	0.15	0.23	0.35	0.59	0.01	0.02	0.01	0.39
Ba (ppm)	187	873	83	638	462	477	93	339	71	687	375	133
Be (ppm)	0.5	1	0.5	1	1	1	0.5	1	0.5	1	0.5	0.5
Ce (ppm)	24.4	37.9	16.4	56.5	28.7	25.1	17.4	31.4	35.9	30.5	29.8	26
Co (ppm)	17	10.1	12.9	25.5	17.8	16.5	95.6	21	13.2	32.6	16.4	13.7
Cs (ppm)	0.9	1.1	0.3	1.4	2	0.9	1.2	2.5	0.9	1.6	1.3	0.2
Dy (ppm)	3.76	5.66	2.97	5.85	4.57	3.97	4.11	4.19	5.2	3.68	2.54	2.16
Er (ppm)	2.72	3.66	2.3	3.73	3.06	2.93	3.26	2.63	3.35	2.28	1.95	1.38
Eu (ppm)	0.81	1.35	0.48	1.81	1.16	1.11	0.67	1.52	1.11	1.16	0.69	0.58
Ga (ppm)	21.8	19.9	25	21.5	20.5	19.8	16.6	18.3	17.5	18.4	15.4	12.7
Gd (ppm)	3.49	5.4	2.5	6.59	4.45	3.57	3.3	4.43	5.8	3.84	2.7	2.16
Hf (ppm)	2.9	4	2.1	5.2	3.4	3.2	2.8	3	4.7	3.1	4.9	3.4
Ho (ppm)	0.93	1.3	0.76	1.33	1.1	0.96	1.1	0.93	1.15	0.82	0.6	0.48
La (ppm)	11.9	18.3	7.7	26.9	13.4	12.5	8.6	14.4	16.1	14.2	14.6	14.9
Lu (ppm)	0.43	0.6	0.42	0.59	0.56	0.52	0.44	0.43	0.6	0.35	0.42	0.25
Nb (ppm)	3.4	3.8	2.4	5.4	3.1	2.8	3.2	3.2	4.8	3	6.3	8.5
Nd (ppm)	12.2	19.6	8.5	28.5	16	12.7	9.4	17.1	20.1	15.1	13.4	10.1
Ni (ppm)	10	10	30	21	10	10	10	27	10	30	10	33
Pr (ppm)	2.99	4.8	2.05	7.02	3.78	3.18	2.2	4.05	4.72	3.72	3.55	2.8
Rb (ppm)	9.5	32.1	4.6	34.4	34.8	34.7	9.4	12.1	6.9	53.2	25.6	3.3
Sc (ppm)	25	28	24	41	34	35	18	34	18	36	18	12
Sm (ppm)	3.23	5.28	2.13	7.04	4.35	3.2	2.63	4.5	5.63	3.75	3.09	2.16
Sn (ppm)	0.5	4	0.5	1	1	3	0.5	2	0.5	2	0.5	2
Sr (ppm)	71.2	212.7	72.6	196.3	145.3	135.6	105.4	389.7	81.3	288.9	77.5	126
Ta (ppm)	0.2	0.3	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.4	0.6
Tb (ppm)	0.63	0.94	0.44	1.08	0.77	0.64	0.6	0.75	0.96	0.64	0.44	0.37
Th (ppm)	3.2	4.3	2	7.1	3.6	3.4	2.9	2.9	4.8	5.3	9.3	4.7
Tm (ppm)	0.43	0.59	0.38	0.58	0.5	0.47	0.48	0.4	0.54	0.36	0.35	0.22
U (ppm)	1.8	1.5	2	2.2	1.2	1.3	1.8	1	2.7	1.5	3	1.3
V (ppm)	336	212	311	461	385	358	324	354	21	278	116	67
W (ppm)	2.2	1.2	2.8	0.9	1.7	3.4	3	1.6	1.7	3	1.7	1.3
Y (ppm)	27.6	34.1	23.4	36.3	29.3	26.3	30	26.4	32.1	22.4	18.5	13.9
Yb (ppm)	2.61	3.47	2.2	3.57	2.97	2.8	2.76	2.44	3.27	2.08	2.22	1.3
Zr (ppm)	101.4	141.6	78.1	186.7	117.2	108.9	99.5	110.3	170.5	99	172.5	127.5
Nb/Y	0.12	0.11	0.10	0.15	0.11	0.11	0.11	0.12	0.15	0.13	0.34	0.61
Zr/TiO2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Nb/Ti	4.60	4.49	3.18	5.02	3.64	3.62	4.16	3.88	7.77	5.77	12.54	22.97
V/Sc	13.44	7.57	12.96	11.24	11.32	10.23	18.00	10.41	1.17	7.72	6.44	5.58
Hf/Zr	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
(Dy/Yb)n	0.96	1.09	0.90	1.10	1.03	0.95	1.00	1.15	1.06	1.18	0.77	1.11
(La/Sm)n	2.38	2.24	2.33	2.47	1.99	2.52	2.11	2.07	1.85	2.44	3.05	4.45
La/Yb	4.56	5.27	3.50	7.54	4.51	4.46	3.12	5.90	4.92	6.83	6.58	11.46
Sr/Y	2.58	6.24	3.10	5.41	4.96	5.16	3.51	14.76	2.53	12.90	4.19	9.06
Ta/Nb	0.06	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.06	0.07
Ce/Y	0.88	1.11	0.70	1.56	0.98	0.95	0.58	1.19	1.12	1.36	1.61	1.87
(Sm/Yb)n	1.35	1.66	1.05	2.15	1.59	1.24	1.04	2.01	1.87	1.96	1.51	1.81
Eu/Eu*	0.74	0.77	0.63	0.81	0.80	1.00	0.69	1.04	0.59	0.93	0.73	0.82
(Nb/Ta)n	0.98	0.73	0.69	0.78	0.89	0.81	0.92	0.92	0.69	0.86	0.91	0.81
U/Th	0.56	0.35	1.00	0.31	0.33	0.38	0.62	0.34	0.56	0.28	0.32	0.28
Sr/Ba	0.38	0.24	0.87	0.31	0.31	0.28	1.13	1.15	1.15	0.42	0.21	0.95

Tabla 11. Resultados geoquímicos para las muestras de vetas y zonas de alteración hidrotermal en laboratorio Bureau Veritas.

Tipo	Zona argilizada (Caolinita+esmectita +-ARC)	Cuerpo de adularia	Zona silicificada+ pirita	Veta de calcita	Veta de calcita	Veta de calcita	Veta de óxidos de hierro+cobre	Veta de magnetita	Veta de magnetita
Código de muestra	21016	21069	21066	21008	21010	21030	21079	21055	21060
Laboratorio	Bureau Veritas	Bureau Veritas	Bureau Veritas	Bureau Veritas	Bureau Veritas	Bureau Veritas	Bureau Veritas	Bureau Veritas	Bureau Veritas
Digestión	Fusión de borato de litio	Fusión de borato de litio	Fusión de borato de litio	Fusión de borato de litio	Fusión de borato de litio	Fusión de borato de litio	Fusión de borato de litio	Fusión de borato de litio	Fusión de borato de litio
Ensayo	ICP-MS/ES	ICP-MS/ES	ICP-MS/ES	ICP-MS/ES	ICP-MS/ES	ICP-MS/ES	ICP-MS/ES	ICP-MS/ES	ICP-MS/ES
Al2O3 (pct)	13.59	9.27	13.77	3.95	3.08	0.26	9.46	1.89	0.57
CaO (pct)	0.23	0.37	0.59	16.53	67.01	94.82	2.57	1.37	0.08
Cr2O3 (pct)	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3 (pct)	2.91	27.82	8.75	8.34	13.76	2.45	13.79	82.29	94.89
K2O (pct)	4.42	7.30	3.34	0.53	0.03	0.45	0.62	0.17	0.12
MgO (pct)	0.87	0.21	0.17	2.66	2.52	0.31	3.67	0.42	0.13
MnO (pct)	0.02	0.01	0.01	0.36	1.24	0.57	0.18	0.22	0.08
Na2O (pct)	0.60	1.50	4.59	0.43	0.11	0.10	0.87	0.08	0.01
P2O5 (pct)	0.10	0.19	0.11	0.07	0.10	0.03	0.09	0.13	0.02
SiO2 (pct)	76.77	52.18	67.44	66.95	12.06	0.98	68.00	13.36	4.02
TiO2 (pct)	0.46	1.15	1.23	0.17	0.10	0.01	0.74	0.06	0.07
LOI (pct)	3.3	22.7	7.6	12.5	35.1	43	4.8	4.2	0.8
S (pct)	0.26	7.16	4.76	0.03	0.02	0.02	0.03	0.19	0.05
C (pct)	0.03	0.02	0.02	2.84	8.96	11.72	0.47	0.19	0.02
Ba (ppm)	757	4247	2443	42	16	10	217	85	502
Be (ppm)	0.5	0.5	1	0.5	0.5	0.5	0.5	2	1
Ce (ppm)	37.9	9.2	5.6	23	39.9	6.7	15.3	12.6	1.8
Co (ppm)	2.6	6.7	100.6	21.1	75.2	6.9	30.3	451.2	115.8
Cs (ppm)	1	1	0.4	0.5	0.2	0.05	0.6	0.2	0.2
Dy (ppm)	1.61	0.95	1.29	11.7	30.03	10.01	1.91	5.17	0.45
Er (ppm)	1.41	1.34	1.89	9.8	30.22	11.59	1.23	2.74	0.28
Eu (ppm)	0.39	0.42	0.35	1.31	3.26	0.45	0.86	1.37	0.17
Ga (ppm)	14.4	7.9	7.9	6.8	9.2	0.9	13.7	21.9	28.3
Gd (ppm)	1.59	0.56	0.74	8.55	15.07	5.18	2.14	4.61	0.49
Hf (ppm)	5.4	8	10.1	1.9	0.3	0.05	1.6	0.2	0.2
Ho (ppm)	0.43	0.33	0.44	3.14	7.78	3.2	0.43	0.91	0.09
La (ppm)	15.3	5.7	2.8	10.7	18.9	3.4	8	6.1	0.5
Lu (ppm)	0.31	0.48	0.64	1.66	4.42	2.73	0.18	0.21	0.04
Nb (ppm)	7.5	9.6	11.5	3	0.6	0.05	1.3	2.7	3.9
Nd (ppm)	19.8	2.5	2.5	15.3	27.2	4.5	8.2	9	1.3
Ni (ppm)	10	10	10	23	10	10	21	22	10
Pr (ppm)	5.02	0.8	0.68	3.17	5.05	0.88	1.9	1.64	0.22
Rb (ppm)	118.4	101.2	53.8	13.4	0.9	0.4	9.4	3.7	5.9
Sc (ppm)	23	8	7	13	56	15	22	14	7
Sm (ppm)	3.31	0.52	0.57	5.71	8.79	2.18	2.06	3.32	0.44
Sn (ppm)	9	2	2	1	2	0.5	2	33	4
Sr (ppm)	64.9	197.1	154.8	51.3	105.8	98.7	23.4	64	17.2
Ta (ppm)	0.6	0.7	0.9	0.3	0.1	0.05	0.1	0.05	0.1
Tb (ppm)	0.28	0.12	0.16	1.69	3.11	1.18	0.34	0.75	0.08
Th (ppm)	10.9	10.7	16.1	2.1	0.4	0.1	1.7	0.4	0.1
Tm (ppm)	0.27	0.29	0.38	1.57	4.08	2.07	0.18	0.3	0.04
U (ppm)	3.1	3	4.1	1.4	1.7	0.4	1.1	0.5	0.3
V (ppm)	64	40	36	64	23	9	221	104	208
W (ppm)	2.5	7.3	3	1.7	0.25	1.5	4.1	245.8	10.8
Y (ppm)	12.3	9	13.7	100.9	261	114.1	12.2	26.2	2.6
Yb (ppm)	1.77	2.26	2.86	9.79	30.82	14.15	0.98	1.79	0.1
Zr (ppm)	197.6	260.9	356	73.3	9.2	3.7	50.5	6.5	0.7
ΣREE	101.69	34.47	34.6	207.99	489.63	182.32	55.91	76.71	8.6
ΣLREE	83.31	19.7	13.24	67.74	118.17	23.29	38.46	38.64	4.92
ΣHREE	18.38	14.77	21.36	140.25	371.46	159.03	17.45	38.07	3.68
Eu/Eu*	0.52	2.38	1.65	0.57	0.87	0.41	1.25	1.07	1.12
Ce/Ce*	1.06	1.06	1.00	0.97	1.00	0.95	0.96	0.98	1.33
Dy/Dy*	0.35	0.23	0.34	0.86	0.84	0.81	0.76	1.47	2.03
La/Yb	8.64	2.52	0.98	1.09	0.61	0.24	8.16	3.41	5.00
Y/Ho	28.60	27.27	31.14	32.13	33.55	35.66	28.37	28.79	28.89