



UNIVERSIDAD DE SONORA

MAESTRÍA EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y
METALOGENETICO DEL CUADRÁNGULO HUÉPAC-
MOCTEZUMA, CENTRO-NORESTE DE SONORA, MÉXICO**

Tesis

Que para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

Presenta:

LUIS GUSTAVO ZÚÑIGA HERNÁNDEZ



Hermosillo, Sonora. Noviembre, 2010

Proyecto: 49528-F

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10

Octubre 11, 2010. FAX 259 21 11

DR. FRANCISCO ABRAHAM PAZ MORENO

Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología
Universidad de Sonora
P r e s e n t e

Por este conducto y de la manera más atenta, me permito someter a su consideración, el siguiente tema de tesis para su aprobación, intitulado:

“ESTUDIO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y METALOGENÉTICO DEL CUADRÁNGULO HUÉPAC- MOCTEZUMA, CENTRO-NORESTE DE SONORA, MÉXICO“.

Esto es con el fin de que el alumno: **LUIS GUSTAVO ZÚÑIGA HERNÁNDEZ**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

ATENTAMENTE

DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDÍN
Director de Tesis



EL SABER DE MIS HIJOS.
HARA MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10
FAX 259 21 11

14 de Octubre de 2010.

DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDÍN

Director de Tesis
Departamento de Geología
Universidad de Sonora
Presente

Por este conducto le comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Usted, intitulado:

**"ESTUDIO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y
METALOGENÉTICO DEL CUADRÁNGULO HUÉPAC-
MOCTEZUMA, CENTRO-NORESTE DE SONORA, MÉXICO".**

Esto es con el fin de que el alumno: **LUIS GUSTAVO ZÚÑIGA HERNÁNDEZ**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes Sinodales:

DR. INOCENTE GUADALUPE ESPINOZA MALDONADO
DR. EFRÉN PÉREZ SEGURA
DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDÍN
DR. MARTIN ANDRÉS VALENCIA MORENO

PRESIDENTE
SECRETARIO
VOCAL
VOCAL

Sin otro en particular, quedo de Usted.

ATENTAMENTE

"El saber de mis hijos hará mi grandeza"

DR. FRANCISCO ABRAHAM PAZ MORENO
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología

C.c.p. Interesado
.C.c.p. Archivo



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10

FAX 259 21 11

NOMBRE DE LA TESIS:

**"ESTUDIO GEOLÓGICO, GEOQUÍMICO Y METALOGENÉTICO DEL
CUADRÁNGULO HUÉPAC-MOCTEZUMA, CENTRO-NORESTE DE
SONORA, MÉXICO".**

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

LUIS GUSTAVO ZÚÑIGA HERNÁNDEZ

EL QUE SUSCRIBE, CERTIFICA QUE HA REVISADO ESTA TESIS Y QUE LA ENCUENTRA EN FORMA Y CONTENIDO ADECUADA, COMO REQUERIMIENTO PARCIAL PARA OBTENER EL TÍTULO DE GRADO EN LA UNIVERSIDAD DE SONORA.


DR. INOCENTE G. ESPINOZA MALDONADO

EL QUE SUSCRIBE, CERTIFICA QUE HA REVISADO ESTA TESIS Y QUE LA ENCUENTRA EN FORMA Y CONTENIDO ADECUADA, COMO REQUERIMIENTO PARCIAL PARA OBTENER EL TÍTULO DE GRADO EN LA UNIVERSIDAD DE SONORA.


DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDÍN

EL QUE SUSCRIBE, CERTIFICA QUE HA REVISADO ESTA TESIS Y QUE LA ENCUENTRA EN FORMA Y CONTENIDO ADECUADA, COMO REQUERIMIENTO PARCIAL PARA OBTENER EL TÍTULO DE GRADO EN LA UNIVERSIDAD DE SONORA.


DR. EFRÉN PÉREZ SEGURA

EL QUE SUSCRIBE, CERTIFICA QUE HA REVISADO ESTA TESIS Y QUE LA ENCUENTRA EN FORMA Y CONTENIDO ADECUADA, COMO REQUERIMIENTO PARCIAL PARA OBTENER EL TÍTULO DE GRADO EN LA UNIVERSIDAD DE SONORA.


DR. MARTIN ANDRÉS VALENCIA MORENO

ATENTAMENTE
"El saber de mis hijos hará mi grandeza"


DR. FRANCISCO ABRAHAM PAZ MORENO
COORDINADOR DE PROGRAMA
MAESTRÍA EN CIENCIAS-GEOLOGÍA



EL SABER DE MIS HIJOS
HARÁ MI GRANDEZA
MAESTRÍA EN CIENCIAS
GEOLOGÍA
DEPTO. DE GEOLOGÍA

FAPM*AG

Agradecimientos

Primeramente deseo expresar mi agradecimiento al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por haberme apoyado con la beca de posgrado **No. 208713** para la realización de mis estudios. A mi director de tesis, el Dr. Lucas H. Ochoa Landín por su apoyo incondicional desde antes del comienzo de este proyecto de tesis, hasta la culminación del mismo, en el cual siempre fungió como un excelente mentor tanto en aspectos geológicos, como personales. También agradezco al Dr. Martin Valencia Moreno, por todo el apoyo prestado para este trabajo, el cual incluye el apoyo financiero del Proyecto **49528-F: “Magmatismo, deformación y metalogenia Laramide: análisis de la subducción y el papel de la litosfera en el norte de México”**, con el cual fue posible la realización de este proyecto de tesis. Agradezco también al Dr. Efrén Pérez Segura, que siempre mantuvo su puerta abierta para discutir cualquier aspecto de la geología, y por el apoyo con su equipo de laboratorio. Gracias, al Dr. Inocente Guadalupe Espinoza Maldonado, por aceptar participar en el jurado de revisión de tesis, el cual realizo comentarios y sugerencias que mejoraron este trabajo. También deseo expresar mis agradecimientos a mi hermano el M.C. Hugo Alonso Zúñiga Hernández, por su ayuda prestada en el trabajo de campo, así como por sus comentarios y revisiones a este trabajo. También de igual forma agradezco a Rafael del Rio Salas, por su compañerismo y soporte en el trabajo de laboratorio, de campo y en este texto. Agradezco al M. C. Francisco Javier Quintanar Ruiz, por su apoyo en el desarrollo de las visitas a campo en el área del valle del río Sonora. A la Universidad de Sonora, en especial al Departamento de Geología y a su programa de posgrado, por todas las enseñanzas durante mi etapa de estudiante. Mucha de la preparación inicial de las muestras de geoquímica y el análisis de rayos X fueron realizados en los laboratorios del Departamento de Geología, en donde agradezco la ayuda del geólogo Jesse Urrutia, al Dr. Francisco Abraham Paz Moreno, y al M. C. Abraham Mendoza. Así mismo, agradezco a la estación regional noroeste de geología de la UNAM, en especial a la geóloga Adriana Aimé Orcí Romero y al químico Pablo Peñaflores por toda la asistencia otorgada para el uso de la infraestructura de los laboratorios. Los análisis de microsonda fueron realizados en la Universidad de Arizona por intermedio del Dr. Joaquín Ruiz, con el apoyo del Dr. Kenneth J. Domanik a los que agradezco por toda su ayuda.

Este trabajo lo dedico a toda mi familia

En especial a mi esposa y a mi hija

INDICE

	Pag.
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....	1
I.1.- Localización de área de estudio.....	3
I.2.- Antecedentes.....	3
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO - TECTÓNICO REGIONAL.....	6
2.1.-Introducción.....	6
2.2.- Rocas proterozoicas.....	6
2.3.- Rocas paleozoicas.....	7
2.4.- Rocas mesozoicas.....	10
2.5.- Rocas cenozoicas.....	14
2.6.- Geología económica.....	15
2.6.1.- <i>Distrito San Felipe</i>	15
2.6.2.- <i>Distrito El Jaralito</i>	16
2.6.3.- <i>Distrito Cumobabi</i>	16
2.6.4.- <i>Distrito Washington</i>	16
2.6.5.- <i>Distrito Moctezuma</i>	17
2.6.6.- <i>Mina El Gachi</i>	17
CAPÍTULO 3: DEPÓSITOS WASHINGTON Y CUMOBABI.....	18
3.1. -Introducción.....	18
3.2.- Depósito Washington.....	21
3.2.1.- Introducción.....	21
3.2.2.- Trabajos previos.....	21
3.2.3.- Geología del depósito Washington.....	22
3.2.3.1.- Unidad A.....	23
3.2.3.2.- Unidad B.....	25
3.2.3.3.- Unidad C.....	26
3.2.4.- Brecha Washington.....	27
3.2.4.1.- Alteración y Mineralización.....	28

3.3.- Depósito Cumobabi.....	30
3.3.1.- Introducción.....	30
3.3.2.- Historia del depósito y trabajos previos.....	30
3.3.3.- Geología del distrito Cumobabi.....	32
3.3.3.1.- Brecha San Judas: mineralización y alteración.....	36
3.4.- Geoquímica de los depósitos Washington y Cumobabi.....	37
3.4.1.- <i>Elementos mayores</i>	37
3.4.2.- <i>Elementos traza y tierras raras</i>	43
3.5.- Isotopos estables de S de los depósitos Washington y Cumobabi.....	46
3.5.1.- Introducción.....	46
3.5.2.- Metodología.....	47
3.5.3.- Resultados.....	47
CAPITULO 4: DEPÓSITO OPOSURA.....	49
4.1.- Localización.....	49
4.2.- Trabajos Previos.....	52
4.3.- Geología del área de Estudio.....	53
4.3.1.- Toba Volcánica Inferior.....	55
4.3.2.- Formación Las Arenillas.....	56
4.3.3.- Toba Candelaria.....	59
4.4.- Edad de las rocas y mineralización.....	60
4.5.- Isotopos estables de S.....	64
4.6.- Geotermometría del depósito.....	66
4.6.1.- Inclusiones fluidas.....	66
4.6.2.- Geotermometría de S.....	67
CAPITULO 5: ESTUDIO GEOQUÍMICO, ISOTÓPICO Y GEOTERMOBAROMÉ- TRICO DE LOS PLUTONES LARAMÍDICOS DEL ÁREA CENTRO-NORTE DEL ESTADO DE SONORA.....	70
5.1.- Introducción.....	70
5.2.- Química de granitoides.....	75
5.2.1.- Elementos mayores.....	75

5.2.2.- Elementos traza y tierras raras.....	80
5.3.- Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	84
5.4.- Método Geobarométrico: Aluminio en hornblenda.....	89
5.4.1.- Anfíboles.....	89
5.4.2.- Calibraciones del método.....	90
5.4.3.- Condiciones del método.....	94
5.4.3.1.- Composición de roca.....	94
5.5.- Análisis de la granodiorita LT-20-07.....	94
5.5.1.- Procedimiento.....	94
5.5.2.- Química de las fases minerales.....	96
5.5.2.1.- <i>Plagioclasas</i>	96
5.5.2.2.- <i>Hornblendas</i>	97
5.5.2.3.- <i>Biotitas</i>	98
5.6.- Termometría: plagioclasa-hornblenda.....	100
5.7.- Análisis de los resultados.....	101
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN.....	108
6.1.- Geotermobarometría.....	108
6.1.1.- Relación con los depósitos de la región.....	108
6.1.2.- Implicaciones regionales.....	109
6.2.- Clasificación del depósito Oposura.....	112
6.3.- Posible relación entre los sistemas tipo pórfido cuprífero Washington y Cumobabi y el depósito distal Oposura.....	114
CAPITULO 7: CONCLUSIÓN.....	116
BIBLIOGRAFÍA.....	118

RELACIÓN DE FIGURAS

Figura 1.1.- Mapa de localización de área de estudio.....	4
Figura 2.1.- Localización de poblados y localidades mencionadas en la geología regional.....	8
Figura 2.2.- Geología regional de área de estudio.....	9
Figura 3.1.- Columna estratigráfica del depósito Washington.....	22
Figura 3.2.- Mapa geológico local del área del depósito Washington.....	23
Figura 3.3.- Fotografías de la unidad A del área del depósito Washington.....	24
Figura 3.4.- Fotografías de la unidad B del área de la mina Washington.....	25
Figura 3.5.- Fotografías de la unidad C del área de la mina Washington.....	27
Figura 3.6.- Fotografías de la brecha Washington.....	29
Figura 3.7.- Imágenes del distrito de Cumobabi.....	34
Figura 3.8.- Fotomicrografías de muestras del área de Cumobabi.....	35
Figura 3.9.- Geología local de la zona central del distrito de Cumobabi.....	36
Figura 3.10.- Diagrama de clasificación química de rocas volcánicas de las áreas Washington y Cumobabi.....	40
Figura 3.11.- Diagrama de clasificación de K_2O contra SiO_2 de las secuencias volcánicas de la zona de Cumobabi.....	40
Figura 3.12.- Diagrama AFM para las rocas volcánicas de área de Washington.....	41
Figura 3.13.- Diagrama de variaciones de óxidos mayores con respecto a SiO_2 , para las secuencias de rocas volcánicas de las áreas de Washington y Cumobabi (Diagramas de Harker).....	42
Figura 3.14.- Diagrama multielementos de las rocas volcánicas del distrito Washington, normalizados a Condrita tipo C1.....	45

Figura 3.15.- Diagrama de Tierras Raras de las rocas volcánicas del distrito Washington, normalizado a Condrita tipo C1.....	45
Figura 3.16.- Histograma de valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ para las muestras de Py de los depósitos Washington y Cumobabi, centro-norte de Sonora.....	48
Figura 3.17.- Comparación de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ para las muestras de Py de los depósitos Washington y Cumobabi, con otros pórfidos cupríferos de la región y del mundo.....	49
Figura 4.1.- Mapa de localización del depósito Oposura, mostrando las principales vías de comunicación y poblados cercanos.....	51
Figura 4.2.- Modelo de elevación del área de estudio, vista de planta de la Sierra La Cieneguita.....	52
Figura 4.3.- Geología local del área de Oposura.....	54
Figura 4.4.- Fotografías de la unidad Toba Volcánica Inferior	56
Figura 4.5.- Fotografías de la Formación Las Arenillas.....	58
Figura 4.6.- Toba litocristalina candelaria.....	59
Figura 4.7.- Fotografías mostrando el estilo de mineralización del depósito Oposura.....	61
Figura 4.8.- Fotomicrografías de estudio mineralográfico del depósito Oposura.....	62
Figura 4.9.- Espectro resultado del análisis de difracción de rayos x, realizado a una muestra molida del mineral rosa pálido del depósito Oposura.....	63
Figura 4.10.- Histograma de valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ para las muestras de sulfuros del depósito Oposura.....	65
Figura 4.11.- Comparación de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ para las muestras de sulfuros del depósito Oposura, con otros skarns de la región y del mundo.....	66
Figura 4.12.- Fotomicrografía de inclusiones fluidas en esfaleritas del depósito Oposura.....	67
Figura 4.13.- Diagrama de pares minerales mostrando el resultado del cálculo de temperatura del depósito Oposura, a partir de los pares isotópicos en sulfuro.....	69
Figura 5.1.- Mapa geológico general de la región.....	72
Figura 5.2.- Composición modal de los granitoides recolectados, clasificación a partir del conteo de puntos.....	73

Figura 5.3.- Granodiorita del rancho Las Cabecitas.....	74
Figura 5.4.- Diagrama de variación de SiO ₂ contra álcalis total (Na ₂ O+K ₂ O) para rocas plutónicas	77
Figura 5.5.- Diagrama AFM, para las rocas ígneas del área, comparada en área sombreada con los granitoides laramídicos	78
Figura 5.6.- Diagrama de variación SiO ₂ contra K ₂ O para rocas plutónicas.	78
Figura 5.7.- Microfotografía de la muestra LCU-12-07 que corresponde a un pórfido monzogranítico mineralizante en brecha San Judas, Cumobabi.....	79
Figura 5.8.- Diagrama del índice de alcalinidad de las rocas estudiadas.....	80
Figura 5.9.- Diagrama multielementos para el conjunto de granitoides, normalizado a Condrita tipo C1.....	83
Figura 5.10.- Diagrama de tierras raras para el conjunto de granitoides, normalizado a Condrita tipo C1.....	83
Figura 5.11.- Diagrama de correlación ³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar vs ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar de la granodiorita de biotita hornblenda LT-20-07.....	85
Figura 5.12.- Fechamientos de rocas plutónicas de la región, correspondientes al cinturón Laramidico.....	88
Figura 5.13.- Diferentes calibraciones del geobarómetro del contenido de aluminio en hornblenda.	92
Figura 5.14.- Instrumentación utilizada en la preparación y análisis de microsonda electrónica.....	95
Fig. 5.15.- Clasificación de plagioclasas y feldespatos de la granodiorita LT-20-07.....	96
Figura 5.16.- Diagrama de clasificación de hornblendas analizadas de la muestra LT-20-07.....	97
Figura 5.17.- a) Diagrama mostrando la clasificación de las biotitas. b) c) y d) diagramas de discriminación de magmas.....	98
Figura. 5.18.- Temperaturas de emplazamiento. a) geotermómetro A, b) geotermómetro	100

Fig. 5.19.- Alteración parcial de las hornblendas de la muestra LT-20-07. a) Ubicación de análisis en la microsonda. b) Contorno de átomos de Si p.u.f. en el cristal de Hb. c) Contorno de la profundidad puntual calculada	102
Fig. 5.20.- Diagrama Al ^T vs Al ^{IV} , mostrando el efecto que produce una alteración parcial de las hornblendas en la muestra LT-20-07.....	102
Figura 5.21.- Diagrama aluminio total contra Profundidad para los resultados de la muestra LT-20-07.....	103
Figura 5.22.- Mapa de distribución de aplicaciones del método geobarométrico aluminio en hornblenda, en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos, por diferentes autores (ver Tabla 5.8).....	106
Figura 6.1.- Mapa de distribución del cinturón laramidico del noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos.....	111
Figura 6.2.- Ubicación del depósito Oposura dentro de un patrón típico de zonación para un skarn de Zn.....	113

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla 3.1.- Análisis de elementos mayores expresados en porcentaje en peso en la parte superior de la tabla, y en la parte inferior los resultados del cálculo de la norma CIPW para las rocas volcánicas recolectadas.....	39
Tabla 3.2.- Resultados de los análisis geoquímicos de tierras raras (REE) con valores expresados en partes por millón, para las rocas volcánicas del distrito Washington.....	44
Tabla 3.3.- Resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza con valores expresados en partes por millón, para las rocas volcánicas del distrito Washington.....	44
Tabla 3.4.- Resultados de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ en piritas de la brecha Washington y brecha San Judas.....	48
Tabla 4.1.- Resultados de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ en sulfuros del depósito Oposura.....	65
Tabla 5.1.- Código de muestra y localización de granitoides en las cercanías del área de estudio.....	71
Tabla 5.2.- Análisis de elementos mayores y el cálculo de la norma CIPW para las rocas ígneas recolectadas.....	76
Tabla 5.3.- Resultados de los análisis geoquímicos de tierras raras (REE) con valores expresados en partes por millón, para las muestras de granitoides.....	81
Tabla 5.4.- Resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza con valores expresados en partes por millón, para las muestras de granitoides.....	82

Tabla 5.5.- Resumen de los resultados de la geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	85
Tabla 5.6.- Compilación de edades radiométricas publicadas en la literatura, para los granitoides laramídicos de la región.....	86
Tabla 5.7.- Resultados de los análisis de biotitas de la muestra LT-20-07.....	99
Tabla 5.8.- Compilación bibliográfica de la aplicación del método geobarométrico del contenido de aluminio en hornblenda.....	107
Tabla 6.1.- Fechamientos realizados en los depósitos Cumobabi, Washington, Oposura, y otras zonas cercanas.....	115

Resumen

Los yacimientos Washington y Cumobabi, son depósitos caracterizados por presentar cuerpos de brechas con mineralización de Cu-Mo; estas brechas se encuentran relacionadas espacial y temporalmente a intrusiones hipabisales relativamente pequeñas de tipo monzogranítico que afloran de forma contigua a las brechas mineralizadas, lo cual es común en depósitos relacionadas a sistemas de tipo pórfido cuprífero. En cambio, el depósito Oposura presenta una mineralización de Zn, Pb y Ag, sin una aparente relación cercana a un intrusivo, por lo que es considerada como un skarn distal. Estos y otros depósitos son el resultado de una actividad magmática muy importante, en toda la región de Sonora, la cual ocurrió en el lapso de entre 90 y 50 Ma (Damon et al., 1983). El proceso extensional conocido como Basin and Range, que afectó el margen noroeste de México y suroeste de Estados Unidos durante el Terciario tardío, que fue el causante de la exposición de estos sistemas mineralizados, algunos de los cuales fueron enriquecidos por procesos supergénicos. La región está compuesta por un basamento de rocas proterozoicas de naturaleza ígnea, las cuales son cubiertas por rocas paleozoicas sedimentarias de miogeoclinal y rocas sedimentarias del jurásico y cretácico, estas últimas a su vez son cubiertas por la extensa secuencia de rocas volcánicas laramídicas del cretácico superior – terciario inferior, e intrusionadas por cuerpos monzoníticos y granodioríticos relativamente más jóvenes. Los estudios cartográficos y petrográficos de las diferentes zonas, indica que el área de Cumobabi expone la zona más profunda del sistema pórfido cuprífero, el cual está representado por una amplia zona de alteración potásica, con la presencia de molibdeno asociado a la mineralización de cobre. En el área de Washington se expone la zona de un nivel superior dentro de la columna de alteración, que corresponde a la alteración sericítica y propilítica, con pequeñas zonas de alteración argílica. A diferencia de los depósitos anteriormente mencionados, el depósito Oposura presenta una alteración calcosilicatada de baja temperatura, la cual es diferente a la alteración típica tipo pórfido cuprífero. La temperatura de formación de los depósitos Washington y Cumobabi se encuentra en promedio en el rango de 400-420°C a diferencia del depósito Oposura, el cual presenta una temperatura de formación de 282°C. Los resultados obtenidos en los tres depósitos por medio del estudio isotopos estables de S, indican que éstos provienen de un

origen puramente magmático. Por otra parte, los fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita, realizados en la granodiorita del rancho Las Cabecitas y en la monzonita que se encuentra al sur de Cumobabi, arrojaron edades de 57.3 ± 1.3 y 51 ± 6 Ma respectivamente, las cuales concuerdan con las edades de mineralización de la región. Así mismo, los patrones geoquímicos de magmatismo calco-alcalino metaluminoso de las rocas plutónicas, confirman que estos fueron producidos en ambiente tectónico de margen continental convergente, aunque en parte estos resultados revelan que las firmas originales fueron modificados por el intenso evento hidrotermal causante de la mineralización en esta zona. Una profundidad de emplazamiento, de entre 6.52 y 7.05 km, calculada por el método de Al en hornblenda, para la granodiorita del rancho Las Cabecitas, se encuentra muy por encima de las profundidades de formación promedio de los depósitos tipo pórfido cuprífero, sistemas magmático-hidrotermales que se forman a profundidades promedio de 1.5 a 2 km. Por lo cual se propone que el plutón del rancho Las Cabecitas representa una cúpula laramidica, de donde posiblemente emanaron los cuerpos ígneos causantes de la mineralización de los depósitos Washington, Cumobabi y Oposura, y que su ubicación actual con respecto a estos sistemas hidrotermales, es producto del desmembramiento y rotación durante la extensión terciaria.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

El avance del conocimiento sobre la geología, tectónica y mineralización en el noroeste de México, aunado al desarrollo y aplicación de nuevas técnicas analíticas, permiten hacer observaciones y comparaciones entre diferentes tipos de depósitos minerales y estilos de mineralización. El estado de Sonora se caracteriza principalmente por la presencia de mineralización tipo pórfido de cobre. Este estilo de mineralización está relacionado a la actividad hidrotermal, ligada a cuerpos ígneos emplazados en los niveles superiores de la corteza terrestre, que fueron formados dentro de un ambiente tectónico de subducción. En Sonora, estos depósitos se encuentran representados principalmente por los depósitos de Cananea y La Caridad, los cuales cuentan con una larga historia de explotación y grandes reservas de mineral que los ubican dentro de los más importantes en el noroeste de Norte América. Generalmente este tipo de depósitos se encuentran asociados espacial y temporalmente con depósitos de tipo skarn de metales base. En algunos casos esta relación llega a ser bastante obvia, como sucede con los skarns de Puertecitos, Sierra de Cobre-Campana y Elisa, relacionados con el pórfido cuprífero de Cananea, Sonora, México (Meinert, 1982), Carr Fork relacionado al pórfido cuprífero Bingham, Utah, USA (Einaudi, 1981), Big Gossan relacionado al pórfido Cu-Au Ertsberg, Irian Jaya (Meinert *et al.*, 2003), Porphyry Mountain relacionado con el pórfido Copper Mountain Porphyry en el Distrito Minas Gaspé, Quebec, Canada (Meinert *et al.*, 2003), Groundhog relacionado a los pórfidos Continental, Copper Flat y Santa Rita en Nuevo México, USA (Meinert, 1987), entre otros. En este estudio caracterizan genéticamente los depósitos Cumobabi, Washington y Oposura (Figura 1.1). Los dos primeros exhiben una relación clara con sistemas tipo pórfido cuprífero, con una edad de formación casi contemporánea a la edad de la roca volcánica huésped de la mineralización; la cual corresponde a la parte superior de la secuencia volcánica de la Formación Tarahumara. Así mismo, los dos primeros depósitos están relacionados temporal y espacialmente a plutones laramídicos. Sin embargo, el tercero no muestra una relación clara con intrusivos de algún tipo o edad. Este último ha tenido varias clasificaciones; desde depósitos exhalativos tipo Kuroko (Barnard, 1979; Marrs, 1979; Marrs *et al.*, 1981), hasta depósitos de reemplazamiento tipo skarn (Deen, 1983, Deen *et al.*, 1988). El objetivo principal de este proyecto es intentar establecer la relación genética, espacial y temporal de estos tres depósitos, con la actividad magmática-

hidrotermal laramidica en el Noroeste de México. Los objetivos particulares son los siguientes:

- Caracterizar los depósitos de Washington, Cumobabi y Oposura en base a sus aspectos geológicos.
- Identificar las rocas asociadas, paragénesis mineralógica y metálica, alteración hidrotermal.
- Definir las condiciones de formación de los yacimientos, incluyendo: temperatura, presión, fuente de fluidos involucrados, entre otros.
- Comparación de estos depósitos con otros similares en Sonora y en el mundo, tratando de ver similitudes y diferencias.
- Aprovechando el hecho de que estos depósitos se encuentran aparentemente dentro de un mismo bloque levantado o *horst*, realizar un estudio geotermobarométrico en las rocas plutónicas de la región, con el objetivo de establecer un nivel de exposición de los depósitos de esta clase.
- Estudiar el magmatismo asociado desde un punto de vista petrográfico, geoquímico y temporal.
- Ubicar los depósitos desde un contexto geológico y metalogenético regional.

En este trabajo se pretende resaltar esas relaciones con la aplicación de distintas técnicas analíticas como: petrografía, mineragrafía, geocronología de Ar-Ar en granitoides, isótopos estables, inclusiones fluidas y geotermobarometría, combinado con la información previamente realizada por diferentes autores.

1.1.-Localización de área de estudio

Los tres depósitos minerales que se consideran en el presente estudio se localizan en la parte centro-norte del estado de Sonora, a una distancia aproximada de 120 km al noreste de la ciudad de Hermosillo (Figura 1.1). Estas áreas incluyen la zona mineralizada de Cumobabi la cual se encuentra a 22 km al suroeste del poblado de Cumpas; la brecha Washington ubicada a 14 km al este del poblado de Huépac, y el depósito de Oposura localizado a 11 km al suroeste del poblado de Moctezuma (Figura 1.1). Las tres zonas se encuentran dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental. Las dos primeras áreas se ubican en los flancos de la Sierra Verde, bordeada al oeste por el valle del río Sonora y hacia el este por el valle del río Moctezuma, con una altitud máxima de 1700 msnm y una orientación entre 12 – 16 ° al NW, con valles intermontanos con una altitud promedio de 500 – 700 msnm. Al sureste de esta sierra dentro de la Sierra Cieneguita se encuentra el depósito Oposura.

1.2.-Antecedentes

En esta región han sido llevados a cabo diversos estudios geológicos y de carácter minero, de los cuales se mencionan los siguientes. Téllez Herrera (1969) realiza un trabajo enfocado en la geología regional de una superficie de 20 km² hacia el este de la mina Cumobabi. Mills y Hokuto (1971) describen la geología y mineralización de tungsteno que se presenta en el área de El Jaralito al oeste de Baviácora. Cendejas Cruz y Bárcenas Ramírez (1976) hicieron una evaluación geológica del pórfido cuprífero Transvaal, en donde realizaron una descripción de los principales aspectos litológicos, estructurales, de alteración y mineralización, así como una recopilación de las teorías existentes sobre los pórfidos cupríferos y el origen de las brechas. Rivera Ibarra (1978) documenta la geología del depósito Cobre Rico ubicado a 3.5 km en línea recta hacia el noroeste del Tajo San Judas. Roldán Quintana (1979) realiza un estudio geológico-minero del área del distrito de San Felipe, describiendo la geología y estructura de las rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias con un rango de edad del Cretácico Superior al Reciente, así como de los trabajos mineros de la zona, encontrando que los depósitos existentes son en su mayoría metasomáticos, con sulfuros de plomo y zinc, así como valores económicos de sulfuros



Figura 1.1. Mapa de localización de área de estudio, mostrando la ubicación de los yacimientos minerales estudiados, así como la localización del rancho Las Cabecitas.

de cobre y plata, además de la presencia de algunas vetas mesotermales. Simmons y Sawkins (1983) realizan un estudio en donde caracterizan la alteración, mineralización, así como estudios de inclusiones fluidas de la brecha Washington al este del Rancho de Huépac. Rodríguez-Castañeda (1988) describe las rocas plutónicas y sedimentarias precámbricas, sedimentarias paleozoicas, volcánicas jurásicas y sedimentarias cretácicas del área de Tuape, dividiéndolas en diferentes unidades. Solano-Chávez (1986), caracteriza el área Juanita localizada a 1 km al suroeste de la mina San Judas en el distrito de

Cumobabi, donde se descubrió una con trazas de molibdeno. Deen y Atkinson (1988) estudian las rocas volcánicas y los depósitos minerales del distrito de Moctezuma, enfocados al origen y formación del depósito Oposura, así como en la secuencia volcánica que la encajona, llegando a la conclusión de que se trata de un skarn de Zn. Carranza Heredia (1988) estudió el área al noroeste de Cumpas, describiendo la mina El Gueriguito, que se caracteriza por el desarrollo de una brecha de falla mineralizada, en el contacto andesita-riolita, así como el estudio de una secuencia de edad Cretácico Superior a Terciario inferior, compuesta por rocas volcánicas con sedimentos calcáreos estratificados, cortadas por un pórfido hipabisal de composición intermedia. Mead *et al.* (1988) estudian la provincia de tungsteno del noroeste de México, determinando la relación temporal de esta provincia con otras provincias de la Cordillera, describiendo los depósitos de tungsteno del batolito de Aconchi, incluyendo las minas del distrito de El Jaralito. Roldán Quintana (1989) realiza una descripción de la geología, estructuras de las rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias que afloran en la Hoja Baviácora H12D23, así como una breve observación en cuanto a los yacimientos. En este mismo año, Roldán Quintana *et al.* (1989) describen las pegmatitas de la Sierra El Jaralito, desde un punto de vista económico y genético, las cuales se ubican al suroeste de Baviácora y en los alrededores de Mazocahui. Gayón Aragón (1989) realiza un estudio geológico estratigráfico del volcanismo terciario del área de Botaborachi al NW de Moctezuma, 10 km al norte-noreste del depósito Oposura. Roldán Quintana (1994) realiza un estudio de la sierra La Oposura, al este del valle de Moctezuma, describiendo la geología de las rocas sedimentarias paleozoicas y terciarias, así como de los cuerpos plutónicos, volcánicos y diques pegmatíticos que afloran en la zona. Marrs (1979) y Marrs *et al.* (1981) realizan un estudio geológico enfocándose en la descripción de las rocas, la mineralización y el tipo de ambiente deposicional del depósito Oposura, concluyendo que este depósito es de tipo VMS. Gómez (1981) realiza un reporte del proyecto Oposura, describiendo la estratigrafía, la mineralización y el problema estructural presente en el proyecto Oposura. Scherkenbach (1982) y Scherkenbach *et al.* (1985) efectúa estudios petrográficos, determinación de edades de las rocas plutónicas, y un estudio de inclusiones fluidas con el fin de determinar los parámetros que regulan la mineralización del molibdeno y el posible origen de las brechas.

CAPITULO 2: MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO REGIONAL

2.1.-Introducción

La geología expuesta actualmente en el noroeste de México, se compone de diferentes tipos de rocas con un amplio rango de edades. En el estado de Sonora se tiene reportada una de las columnas estratigráficas más completas del país, que va desde el Precámbrico hasta el reciente. En este capítulo se describen, de manera general, las unidades litológicas que afloran en el norte-noroeste del estado, desde la más antigua a la más reciente.

2.2.- Rocas proterozoicas

Las rocas más antiguas cercanas a la zona de estudio afloran en el área de Tuape, aproximadamente a 50 km al noroeste del poblado de Huépac (Figura 2.1), las cuales fueron divididas en tres unidades por Rodríguez Castañeda (1988), el gneis San Isidro con una edad preliminar aparente (U-Pb en zircón) de ~1675 Ma, el granito El Tuti asignado al Precámbrico en base a características petrográficas similares al granito de Cananea de 1400 Ma. Hacia el este del área de Tuape, se encuentra el área de Teguachi en donde han sido reportadas tres unidades Precámbricas por Rodríguez-Castañeda (1994). La primera es el Complejo El Alamito, el cual se compone por esquisto y gneis, y algunos diques máficos y graníticos, con una edad U-Pb en zircons de 1650 Ma. La segunda unidad es la granodiorita El Jacalón con una edad U-Pb de 1700 Ma, y el granito micrográfico Santa Margarita con una edad de 1100 Ma por el método U-Pb, realizado por T. H. Anderson (Rodríguez-Castañeda, 1994). Hacia el oeste de Huépac, en el área de Opodepe, afloran rocas proterozoicas que corresponden a una secuencia metamórfica constituida por filitas, anfibolitas y gneises, con una edad U-Pb en zircons de 1730 ± 9.1 Ma del gneis (Valenzuela-Navarro *et al.*, 2003). En el área comprendida entre Teguachi y Tuape, aflora una ortocuarcita denominada Los Changos, la cual es considerada como de edad cámbrica por Rodríguez Castañeda (1988). Esta ortocuarcita tiene un espesor promedio de 50 m y se encuentra cabalgando al granito precámbrico Santa Margarita y a las rocas jurásicas del área (Rodríguez Castañeda, 1988; Anderson y Silver, 2005). Estas rocas precámbricas forman el basamento de la región, y se encuentran cubiertas discordantemente por rocas paleozoicas y mesozoicas como sucede en la Sierra del Tule al norte de Cananea (González León, 1986) en donde las rocas carbonatadas paleozoicas descansan discordantemente

sobre un granito precámbrico, y en el área de Tuape donde rocas volcánicas jurasicas sobreyacen discordantemente a rocas precámbricas (Rodríguez-Castañeda, 1988).

2.3.- Rocas paleozoicas

Durante el Paleozoico la actividad tectónica no fue muy importante, lo cual es demostrado por las potentes secuencias sedimentarias de origen marino y continental, depositadas en un ambiente predominante de plataforma continental, que se extendían a lo largo del margen occidental del cratón norteamericano, las cuales completan casi toda la columna estratigráfica paleozoica, y se encuentran distribuidas en forma de cuerpos aislados, fallados y plegados, en la parte central y norte del estado de Sonora. En el área del Jaralito al oeste del poblado de Baviácora (Figura 2.1 y 2.2) afloran rocas carbonatadas de edad paleozoicas compuestas por calizas, lutitas, margas, areniscas y conglomerados, en forma de techos colgante sobre el batolito de Aconchi, formando zonas de skarn ricas en tungsteno. En el área del distrito de Cananea (Figura 2.1) afloran rocas paleozoicas de plataforma, mayormente cuarcitas y rocas carbonatadas las cuales son cubiertas por una secuencia de rocas volcanoclásticas de la Formación Elenita (Emmons 1910; Valentine 1936; Wodzicki 1995).

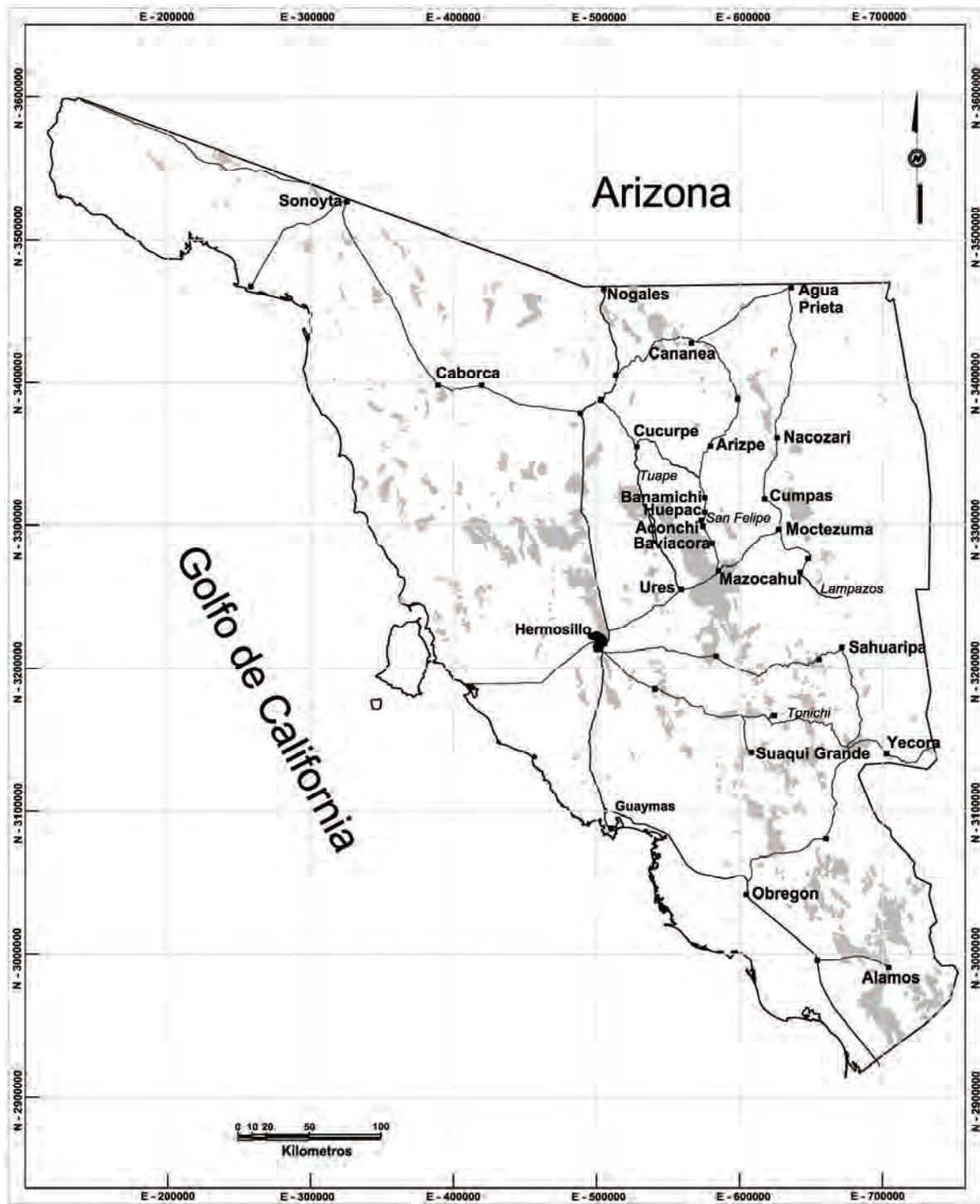


Figura 2.1. Localización de poblados y localidades mencionadas en la Geología Regional, en color gris se observa la distribución de los granitoides laramídicos de Sonora de acuerdo a una compilación realizada en base a mapas del Servicio Geológico Mexicano.

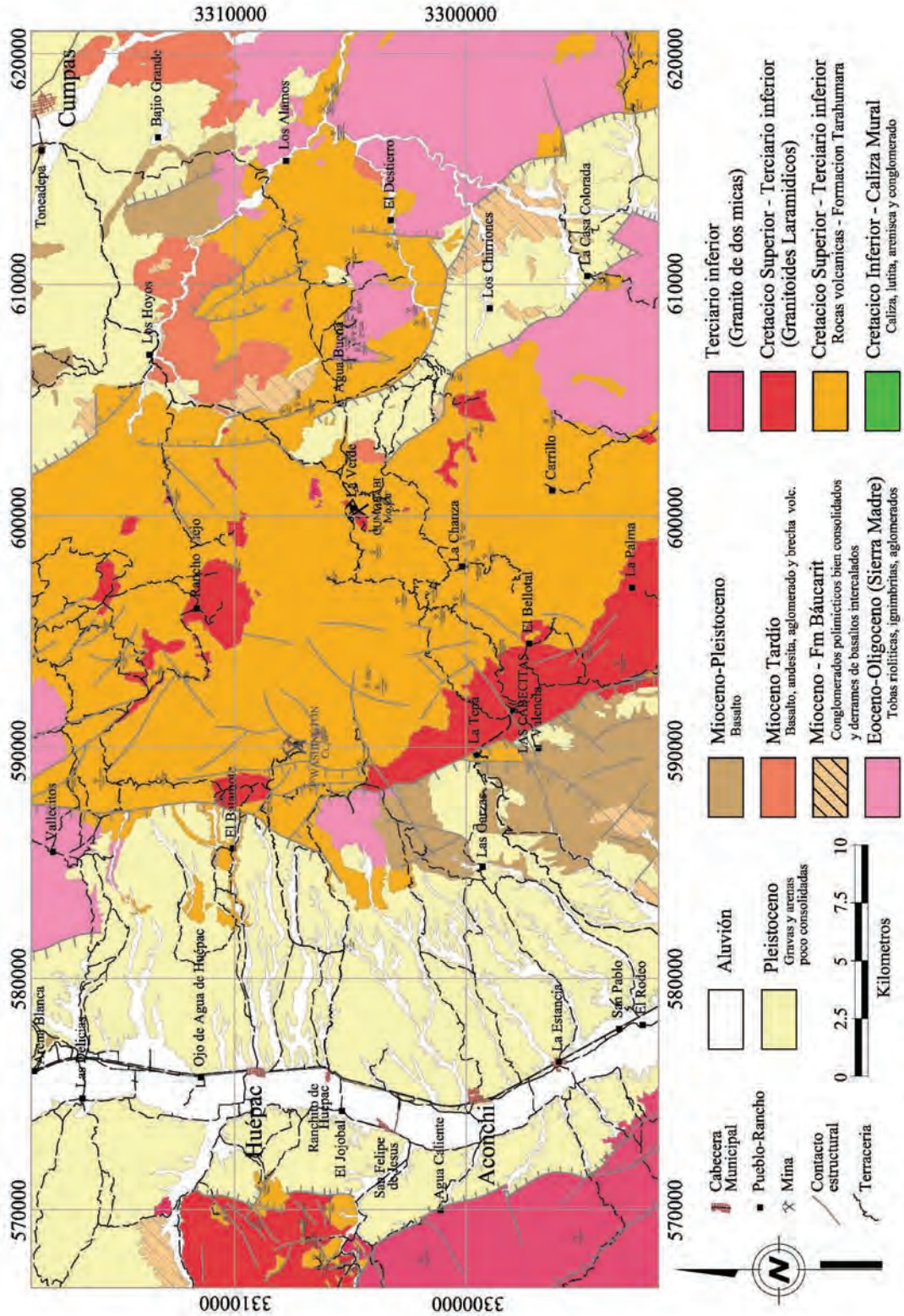


Figura 2.2 Geología regional del área de estudio, mostrando los depósitos minerales de la región, así como las cabeceras municipales, poblados y ranchoes. Modificado de las cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano, Aconchi H12D13, Cumpas H12D14, Roldán Quintana (1991).

2.4.- Rocas mesozoicas

Las localidades más importantes de rocas triásicas en Sonora, son aquellas pertenecientes a la Formación Antimonio al oeste de Caborca (Figura 2.1), formada por lodolitas, calizas, limolitas, areniscas y lutitas fosilíferas (González León, 1980), así como el Grupo Barranca que aflora en la parte central de Sonora, el cual contiene yacimientos de carbón (antracita) y grafito, en donde la elevada madurez del carbón es producto de un metamorfismo regional de muy bajo grado y de contacto localmente alto (Weber *et al.*, 1980). En las zonas cercanas al área de estudio no han sido identificadas rocas de esta edad.

Al oeste de Nacozari en la Sierra Copercuin (Figura 2.1), McAnulty (1970) cartografió una unidad compuesta por cuarcitas, grauvacas, y tobas soldadas interestratificadas, llamada Formación Lily, sobreyacidas por cuarcita masiva de 20 m de espesor, la cual gradúa a un conglomerado calcáreo, lentes y capas de caliza impura, nombrada Formación Copercuin. A partir de una muestra de toba de la Formación Lily se obtuvo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 174 Ma, la cual la ubica en el Jurásico Medio (Anderson *et al.* 2005). Mientras que las capas ricas en carbonatos de la Formación Copercuin, fueron consideradas por McAnulty (1970) equivalentes a la Caliza Mural del Cretácico Inferior. En el área del distrito de Cananea (Figura 2.1) afloran rocas de la Formación Elenita (Valentine, 1936) la cual consiste de una secuencia de flujos riolíticos y tobas, intercaladas con andesitas, areniscas, cuarcitas y conglomerados, tentativamente asignadas al Triásico-Jurásico de acuerdo a correlaciones con afloramientos similares en la parte sur de Arizona, que han sido fechadas entre 220 y 192 Ma (Wodzicki, 1995). Así como la Formación Henrieta, la cual consiste de flujos de dacitas, riolitas y tobas, intercaladas con aglomerados, latitas y andesitas, asignada a Jurásico Medio-Tardío 165 – 150. En el área de Cucurpe (Figura 2.1), Rangin (1977) describió una secuencia volcanoclástica, caracterizada por grauvacas con intercalaciones de coladas volcánicas de carácter andesítico y en menor parte riolítico, cubierta por lutitas escamosas fosilíferas de color rojo o gris, la fauna de estas lutitas es representativa del Oxfordiano (Jurásico Tardío).

Las rocas que predominan durante la primera mitad del Cretácico en el centro y norte de Sonora corresponden a sedimentos de cuenca, los cuales se extendieron continente adentro desde el golfo de México, como resultado de un “rifting” intracontinental que comenzó en el Jurásico Medio. A las rocas sedimentarias formadas dentro de esta cuenca se

les denomina Grupo Bisbee (Ransome *et al.*, 1904), y están compuestos de la base a la cima por el Conglomerado Glance, Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura. Exceptuando a la Caliza Mural, que se formó en un ambiente marino somero, las otras unidades son continentales, representando depósitos aluviales y fluviales (Baron-Szabo y González-León, 1999). En el área de Cerro de Oro, que se encuentra al sur del poblado Rayón, el Grupo Bisbee está representado por la Formación Cerro de Oro, Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura. La Formación Cerro de Oro sobreyace discordantemente a rocas precámbricas y cámbricas. Las Formaciones sedimentarias cretácicas en el área de Lampazos al sureste de Tepache, son equivalentes en tiempo pero no en litología a las formaciones del Grupo Bisbee, siendo las Formaciones El Aliso, Agua Salada y Lampazos equivalentes en edad a las Formaciones Cerro de Oro, Morita y Caliza Mural, mientras que las Formaciones Espinazo del Diablo y Nogal son equivalentes en edad a la Formación Cintura del área de Cerro de Oro (Baron-Szabo y González-León, 1999). En el área del distrito minero de San Felipe afloran rocas del Cretácico Inferior, constituidas de calizas y areniscas de estratificación mediana a fina, y regularmente afloran como techos colgantes. A estos se les asigna una edad Aptiano-Albiano con base a la presencia de *Orbitolina Texana* (Mead, *et al.*, 1988).

Durante el Jurásico Temprano, una variación en el límite de placas fue el responsable de un cambio de un régimen transformante a un régimen de subducción el cual desarrolló un arco continental (Tosdal *et al.*, 1989). En el Cretácico, el arco magmático migró hacia el oeste (Damon *et al.*, 1983a), donde permaneció estacionario por ~35 Ma formando los batolitos peninsulares entre 140 y 105 Ma (Silver y Chappell, 1988). Después, durante la Orogenia Laramide (90-40 Ma), y como consecuencia de un descenso del ángulo de subducción (Gastil, 1983; Dickinson, 1989), la actividad magmática migró hacia el este. El fin del magmatismo laramídico está marcado por un descenso en la convergencia de placas y la migración del arco volcánico hacia el oeste (Damon *et al.*, 1981). Este periodo de tiempo geológico denominado laramide, se caracteriza por volcanismo, intensa compresión y deformación, así como un plutonismo en toda la región oeste de Norteamérica. La deformación compresiva producida durante el periodo laramídico es claramente expresada en la estructura de las rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas (Shafiqullah *et al.*, 1980). Las rocas volcánicas producidas durante esta época

se identifican por presentar una composición andesítica a dacítica, conteniendo intercalaciones de aglomerados, areniscas, brechas volcánicas y algunos horizontes calcáreos, afectados principalmente por alteración propilítica; esta secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas son correlativas con la Formación Tarahumara en el noroeste de México. El rango de edad de esta formación ha sido establecida por diferentes métodos, al este de Huépac (Figura 2.1 y 2.2) donde aflora un nivel de pedernal de agua dulce dentro de esta formación, y donde han sido reportados microfósiles de plantas acuáticas extintas del tipo Haloragaceae (subclase: Rosidae), *Tarahumara sophiae*, que han sido establecidas dentro del Cretácico Superior, Campaniano-Maesstrichtiano (Hernández-Castillo y Cevallos-Ferrís, 1999) y diatomeas no marinas, fósiles que indican una edad de 70 Ma (Chacón-Baca, et al., 2002). También se han documentado microfósiles asociados con estromatolitos del Cretácico Superior (Campaniano-Maesstrichtiano) (Campesi-Beraldi, *et al.*, 2004). En el área del Arroyo El Obispo al suroeste de Tónichi (Figura 2.1), la Formación Tarahumara fue dividida en tres miembros, una muestra de zircón en una toba lítica de composición ácida del miembro inferior presenta una edad U-Pb de 72.5 Ma y un zircón de una ignimbrita del miembro superior indica una edad de 69.7 Ma (McDowell *et al.*, 2001). En el área Arroyo La Uvalama – Cerro Tarais que se encuentra a aproximadamente a 14 km al sureste del pueblo de Suaqui Grande (Figura 2.1) en una secuencia con un espesor mínimo de 2500 metros de rocas volcánicas, fue dividido en tres miembros, una muestra de la base de la secuencia del miembro inferior fue fechada por el método U-Pb presentando una edad de 89 Ma y una muestra de la toba lítica del miembro superior presenta una edad de 70.2 Ma (McDowell *et al.*, 2001). Al norte de Arizpe (Figura 2.1) las rocas volcánicas contemporáneas a la Formación Tarahumara, nombradas unidades Alcaparros (González-León *et al.*, 2000), corresponde a una secuencia de rocas volcánicas andesíticas y volcanoclásticas con una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 72.1 ± 0.4 y 69.1 ± 0.4 . En el área de Cananea, la Formación Mesa, que consiste de tobas andesíticas, lahares y flujos volcánicos, presenta una edad por el método K-Ar en roca total de 67.4 ± 3.4 Ma (Meinert, 1982) y una edad similar por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 69 ± 0.2 Ma fue aportada por Wodzicki (1995). Dos Muestras de diferentes flujos volcánicos en el área del depósito El Alacrán presentan una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 72.6 ± 1.0 y 65.9 ± 0.4 Ma (González-León *et al.*, 2000)

La actividad ígnea durante esta época está representada por extensos cuerpos batolíticos que afloran en los estados de Baja California (Batolito Peninsular), Sonora (Batolito Sonorense) (Figura 2.1) y Sinaloa (Batolito de Sinaloa), donde gran parte de su extensión es disimulada debajo de la vasta cubierta de la unidad superior de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (Mcdowell y Clabaugh, 1979). Generalmente estas rocas presentan una composición que varía de granito a granodiorita y en menor proporción cuarzdiorita a cuarzomonzodiorita, dominados por una mineralogía de plagioclasa, feldespato alcalino, hornblenda y biotita. El periodo de intrusión presenta un rango de 90-40 Ma y son de gran importancia económica debido a su conocida asociación con los depósitos de pórfidos cupríferos en Sonora de acuerdo a Sillitoe (1976), los cuales pertenecen a una de las provincias más importantes de manifestaciones de pórfidos de Cu en el mundo. Recientemente ha sido fechada la mineralización relacionada a los pórfidos cupríferos más importantes de Sonora y Sinaloa por el métodos Re-Os en molibdenitas, estableciendo un rango de edad entre 50-61 Ma para la mineralización primaria (Paleoceno – Eoceno Temprano) (Barra *et al.*, 2005). En la parte centro de Sonora, en la sierra de Aconchi (Figura 2.2) forma el cuerpo intrusivo más grande de Sonora, extendiéndose 80 km en una dirección norte-noroeste, formando un bloque bordeado por fallas normales (Roldán Quintana., 1979). Como fue mostrado por Roldán Quintana (1991), esta sierra consiste de al menos dos pulsos magmáticos, uno laramídico (51.9-69.6 Ma) y otro del Terciario medio (36 Ma). El batolito El Jaralito que corresponde al pulso laramídico, presenta una litología que varía de granito, granodiorita, cuarzomonzonita a cuarzo diorita, con una edad de 51-69 Ma (Mead, 1982; Roldán Quintana, 1991). El Batolito de Aconchi (Figura 2.2) que corresponde al pulso más joven, presenta una composición granítica peraluminosa, con la presencia de muscovita primaria y granate rojo, el cual tiene una edad K-Ar de 35.96 ± 0.70 (Roldán Quintana, 1991). Por otro lado, el stock de composición félsica que produjo la mineralización del distrito de San Felipe (Figura 2.2), que se encuentra en el borde noreste del batolito de Aconchi, tiene una edad de 50.47 ± 1.6 Ma (Roldán Quintana, 1979).

Durante de la época de 45 a 34 Ma existe un hiato en el desarrollo de magmatismo en el noroeste de México (Clark y Damon, 1982), volviendo a resurgir con el volcanismo

dominado por tobas y flujos de composición riodacítica de la unidad superior de la provincia de la Sierra Madre Occidental; esta unidad se encuentra confinada al intervalo de 34 - 27 Ma, sin embargo, la actividad persistió hasta los 23 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979). Esta gran acumulación de volcanismo se encuentra distribuida en la zona oriental del estado de Sonora, encontrándose solamente al este y norte del área de estudio, identificándola en las zonas altas de las áreas serranas. Esta unidad se puede comparar con tobas félsicas y rocas asociadas ampliamente distribuidas en el oeste de los Estados Unidos (McDowell y Clabaugh, 1979). Es importante mencionar que esta unidad se encuentra relativamente poco afectada por la tectónica extensional.

2.5.- Rocas cenozoicas

La tectónica extensional ha afectado todo el noroeste de Norteamérica desde el Oligoceno, y es la responsable de que actualmente grandes batolitos afloren principalmente en forma de “horst”, los cuales son flanqueados por cuencas rellenas con unidades fluvio-lacustres de la Formación Báucarit, con una orientación noroeste-sureste. La morfología actual es producto de la extensión “*Basin and Range*” que ocurrió en gran parte del estado de Sonora a partir de los 30 Ma (Lugo-Zazueta, 2006), produciendo zonas de extensión con fallas lítricas, graben y medio graben, rellenas por unidades de areniscas y conglomerados poco consolidados, los cuales presentan de forma intercalada flujos volcánicos principalmente de composición máfica, los cuales sirven de marcadores estratigráficos y cronológicos (Miranda-Gasca and DeJong, 1992). Dichos flujos máficos presentan una composición similar a la de los basaltos andesíticos que cubren la unidad superior de la Provincia de la Sierra Madre Occidental, conocidos como SCORBA (McDowell *et al.*, 1997). La mayoría de estas secuencias sedimentarias presentan un espesor de 100 – 500 m, y en muchas de las regiones se encuentran cubiertas de forma concordante con un volcanismo félsico, con una edad de 12.8 – 11.5 Ma. En el norte de Sonora la mayor deformación relacionada a la extensión terciaria ha sido registrada por los “metamorphic core complexes” (Nourse, 1994), los cuales presentan un rango de edad de formación similar a la de la formación de las cuencas en el estado de Sonora y Arizona (Nourse *et al.*, 1994). La Formación Báucarit es la unidad sedimentaria más importante y representativa que rellenan estas cuencas. Esta Formación está constituida por horizontes de arenisca,

conglomerado y hacia la parte superior, por rocas volcánicas interestratificadas de composición basáltica. El conglomerado es polimíctico mal clasificado, de color café claro a amarillento con tonos gris oscuro, con fragmentos subredondeados a angulosos. Los fragmentos son principalmente de rocas volcánicas a la base, y hacia la parte superior aumenta la proporción de roca granítica a granodiorítica, con ocasionales clastos de rocas sedimentarias y metamórficas (Bartolini, *et al.*, 1994).

2.6.- Geología económica

En toda el área central y norte del estado de Sonora, afloran rocas ígneas intrusivas y extrusivas de la orogenia laramide, así como rocas carbonatas del Jurásico y Cretácico, las cuales son el encajonante de una gran cantidad de prospectos, obras mineras antiguas y amplias zonas de alteración. Los tipos de mineralización más comunes en esta región son de tipo pórfido cuprífero, skarns, y zonas de reemplazamiento en rocas carbonatadas, con estructuras de vetas, mantos y brechas relacionadas. A continuación se realiza una breve síntesis de los depósitos minerales más sobresalientes de la región.

2.6.1.- Distrito de San Felipe

El distrito de San Felipe se localiza al oeste del poblado con el mismo nombre. Este distrito fue trabajado por varias compañías mineras, durante la década de los 70's. Las obras mineras que componen este distrito son Las Lamas, San Felipe, La Ventana, Artemisa, Santa Rosa, El Lavadero y La Mendocilla principalmente. El depósito San Felipe es del tipo hidrotermal y su mineralogía se compone por galena argentífera, esfalerita, calcopirita y pirita, mientras que los minerales secundarios son malaquita, azurita, crisocola, plata nativa, cerusita, anglesita y covelita. El cuarzo es el mineral de ganga más importante, y en menor proporción la calcita. Las minas Santa Rosa y Las Lamas representan depósitos de contacto emplazados en techos colgantes, formados dentro de horizontes de calizas que controlan el reemplazamiento. Los minerales de mena en estos depósitos incluyen galena argentífera, esfalerita, calcopirita y scheelita. Como ganga cuarzo y calcita. El pórfido riolítico San Felipe parece ser la fuente de mineralización de este distrito, ya que Damon (1975, comunicación personal a Roldán-Quintana, 1979) obtuvo una edad K-Ar de 50.47 ± 1.06 Ma sobre un feldespato potásico del pórfido, y otro

fechamiento por el mismo método, reportado por Roldán Quintana (1979) en sericita asociada a sulfuros de plomo-zinc, dio 49.54 ± 0.2 Ma sugiriendo que ambos eventos son contemporáneos. A finales de los años 70's se encontraba en operación una planta de flotación selectiva, con una capacidad de 100 toneladas métricas por día, produciendo concentrados de zinc y de cobre-plomo-plata (Roldán Quintana, 1979); sin embargo, actualmente hay muy poca actividad en el distrito.

2.6.2.- Distrito El Jaralito

Otro distrito minero importante es el Jaralito, el cual se encuentra al oeste del poblado de Baviácora (Figura 2.1), siendo la mina San Antonio la más importante. Su mineralización ocurre dentro de un anticlinal recumbente de una secuencia de entre 15 a 20m de espesor constituida principalmente de mármol, donde se desarrolló un depósito de scheelita asociado a una zona de skarn progradante de granate-piroxeno y retrogradante de epidota-biotita (Mead *et al.*, 1988).

2.6.3.- Distrito Cumobabi

El distrito Cumobabi se encuentra a 22 km al suroeste del poblado de Cumpas, y corresponde a un sistema de alteración y mineralización de tipo pórfido de cobre-molibdeno, con la presencia de una gran cantidad de sistemas de brechas irregulares, con un contenido de cuarzo-turmalina, entre las cuales destacan San Judas, Transvaal y Cobre Rico. Estas brechas se encuentran dentro de rocas volcánicas e intrusivas calco-alcalinas de la Formación Tarahumara, formando un denso paquete en esta área. Las rocas volcánicas se encuentran cortadas por un plutón monzonítico con una edad K-Ar en biotita de 63.1 ± 1.7 Ma (Scherkenbach, *et al.*, 1982). La mineralización de este depósito se encuentra genéticamente ligada a esta intrusión y la mineralización está representada por una asociación de pirita, calcopirita, molibdenita, bornita, galena, esfalerita, tetraedrita, hematita, scheelita y pequeñas cantidades de magnetita y arsenopirita.

2.6.4.- Distrito Washington

Este distrito se ubica a aproximadamente 14 km al este de Huépac y a 10 km al noroeste del distrito de Cumobabi. Esta zona se caracteriza por contener un sistema de 13

brechas mineralizadas cortando una secuencia de rocas volcánicas de composición intermedia, ligeramente basculadas, siendo las brechas más importantes la Washington, Gilberto y San Lorenzo. Estas brechas presentan una asociación de cuarzo-turmalina más sericita, con una mineralización de pirita, calcopirita y molibdenita, junto con trazas de tetraedrita, esfalerita, galena y scheelita (Simmons y Sawkins, 1983). Las rocas volcánicas son cortadas en la cercanía a estas brechas por un cuerpo granodiorítico, con una edad por el método K-Ar en biotita de 56.4 ± 1.2 Ma (Damon *et al.*, 1983a).

2.6.5.- Distrito Moctezuma

Este distrito se localiza justo al suroeste del poblado del mismo nombre, el cual fue explorado y explotado ampliamente en el siglo pasado. Este distrito está representado por el depósito de plomo-zinc Oposura (Las Arenillas) el cual se encuentra encajonado dentro de una unidad sedimentaria calcárea con gran aporte volcánico, unidad que se encuentra interestratificada en una secuencia volcánica de carácter félsico, con mineralización de esfalerita y galena, con menor cantidad de pirita y calcopirita, así como trazas de tetraedrita-tennantita (Marrs y Guilbert, 1981; Gómez-H. 1981; Deen, 1983; Deen *et al.*, 1988). En los alrededores de este depósito se encuentra una serie de depósitos de vetas con de oro y plata, con presencia de barita y telururos, teluritos y teluratos (Gaines 1965, 1969, 1971), entre los que destacan la mina La Bambolla y Los Difuntos.

2.6.6.- Mina el Gachi

En el área de la mina el Gachi, ubicada al este del poblado de Arizpe, aflora una secuencia de rocas sedimentarias carbonatadas pertenecientes a las Formaciones Morita y Mural del Grupo Bisbee. Esta secuencia se encuentra rodeada por afloramientos de rocas volcánicas del Terciario temprano. La mineralización se caracteriza por lentes de mena regulares, con galena, esfalerita, pirita y arsenopirita, controladas estructuralmente y en discordancia a la estratigrafía local. El control estructural incluye eje de pliegues con una orientación NE, y un sistema de fracturas, pero sin una relación directa a un cuerpo intrusivo. Debido a estas características, además de la ausencia de minerales calcosilicatados típicos de un depósito tipo skarn, y un cuerpo intrusivo que aflore en el área, por lo cual Zúñiga-Hernández (2010) propone un origen distal de los fluidos mineralizantes.

CAPITULO 3: DISTRITOS WASHINGTON Y CUMOBABI

3.1.- Introducción

Los sistemas tipo pórfido cuprífero desarrollan diferentes estilos de mineralización relacionados en espacio y tiempo, como lo son mineralizaciones en zonas de brecha, diseminados y skarn. La extensión tanto vertical como horizontal de este sistema abarca varios kilómetros cuadrados de roca alterada, así como mineralizaciones polimetálicas más distales de tipo skarn y reemplazamiento, como ha sido sugerido por diferentes autores (Einaudi, *et al.*, 1981, Meinert, *et al.*, 2005). En México, Sonora es el mejor ejemplo de tener una serie de estilos de mineralizaciones relacionadas a sistemas de tipo pórfido cuprífero.

Los sistemas de brechas explosivas, que ocurren generalmente cercanos a la superficie terrestre, no es un fenómeno que ocurra exclusivamente cerca de ésta, incluso algunos de estos sistemas nunca alcanzan la superficie, y pueden estar relacionados a diferentes tipos de composiciones ígneas (Wright y Bowes, 1967). Una característica común en la formación de brechas es la presencia de volátiles expelidos de un plutón o de una masa ígnea hipabisal diferenciada; estos volátiles son liberados súbitamente de manera explosiva, debido a que la presión del gas excede la presión de atrapamiento (Wright y Bowes, 1967). Una característica particular es la formación de estructuras en forma de cono invertido, con un fracturamiento intenso (*breccia pipes*), las cuales sirven para el ascenso de fluidos, y a su vez actúan como una trampa estructural para la mineralización (Wright y Bowes, 1967). Si todo el paquete de rocas que sirve como barrera de escape del gas no es fracturado por las explosiones iniciales, el gas no escapará completamente y permanecerá disponible como un agente explosivo. El resultado es una alternancia de un incremento de presión (acompañado por un incremento de temperatura) cuando el sistema se encuentra estable y un descenso de presión (acompañado por un descenso de temperatura) cuando se logra avanzar en la etapa de fracturamiento. Las brechas de explosión se forman cuando no existen fracturas abiertas que comuniquen hacia la superficie, solamente al final de la etapa de fracturamiento, cuando el paquete de rocas encajonantes es quebrado y los gases ascienden rápidamente hacia la superficie, la etapa de fluidización es operativa y los fragmentos de la brecha se puede movilizar, produciendo una abrasión de los fragmentos de

roca (Wright y Bowes, 1967). Esta característica es la que hace que bloques se vuelvan extremadamente redondeados. Pero además de que el escape de gases a alta presión acarrea fragmentos de roca sólida, también lleva una mezcla rica en H₂O con algo de CO₂, el cual contendrá compuestos volátiles de Cl, F, y S (así como otros constituyentes volátiles).

Las brechas presentan características particulares, como son una asociación de cuarzo y turmalina, su cercanía a cuerpos intrusivos de carácter félsico, ya que algunos de estos se encuentran en las cercanías de pórfidos de cobre, hecho que también ocurre en la mayoría de las brechas de cuarzo-turmalina de Chile (Sillitoe y Sawkins, 1971). En Sonora se encuentran diferentes ejemplos de estos sistemas como lo son las brechas de cuarzo-turmalina de La Ventana en la cercanía del pórfido de Cu Suaqui Verde (Flores-Vázquez, 2006), las brechas del distrito minero de Cumobabi con mineralización de Cu-Mo (Scherkenbach, 1982), las brechas en el distrito minero de Buena Vista de Yécora con mineralización de Mo-W (Sansores-Bolivar y Wayne, 1977), así como las ya conocidas brechas de la Colorada, Demócrata, Cananea Duluth, y América Bonanza en el distrito minero de Cananea (Bushnell, 1988). Aunque el cuarzo es por mucho el mineral de ganga más importante dentro de estas estructuras, la presencia de turmalina en algunas de estas es muy importante, presentándose con un hábito radial, formando esferas desde varios milímetros a centímetros de diámetro, así como de forma masiva, y siempre en su variedad negra. Estos dos minerales se encuentran fuertemente relacionados con la pirita dentro de la alteración sericítica.

En Sonora existen relativamente pocos estudios detallados que ayuden a comprender las características de los fluidos mineralizantes de este tipo de depósitos. Pueden mencionarse el estudio de inclusiones fluidas relacionadas a la brecha La Ventana del distrito minero de Suaqui Verde, Flores-Vázquez (2006), donde se reporta, inclusiones fluidas trifásicas (L+V+S) en cristales de cuarzo, con temperaturas mayores a 300°C y fluidos altamente salinos (hipersalinos). También un estudio de la brecha Washington, en donde a partir de muestras de cuarzo y scheelita de la brecha, donde se obtuvieron temperaturas de homogenización en cuarzo de 250 a > 500 °C, así como temperaturas de homogenización en la scheelita, que variaron de 364° a > 550°C, lo cual indicaba la

posibilidad de dos eventos de atrapamiento, con salinidades de 4 – 16 % eq. NaCl para las inclusiones tipo I y 30 – 42 % eq. NaCl para las inclusiones tipo III. Scherckenbach et al. (1985) realizaron un estudio de las brechas San Judas y Transvaal en el distrito minero de Cumobabi, reportando temperaturas de homogenización en cuarzo de 300° – 440°C, con salinidades muy variables de 5 a 45 % eq. NaCl dependiendo el tipo de inclusión. Sansores-Bolivar y Wayne (1977) reportan un estudio de inclusiones fluidas en el distrito de Buena Vista de Yécora, en el cual obtuvieron valores de alta salinidad y ebullición de las soluciones hidrotermales con temperaturas de 200°C a 500°C, lo que sugiere un ambiente de baja presión (poco profundo), al formarse las brechas. También han sido llevado a cabo análisis de inclusiones fluidas en turmalinas cristalinas en Chile (Sillitoe y Sawkins, 1971), encontrando una asociación trifásica de L+V+S, formada a partir de fluidos en ebullición, con temperaturas de homogenización en el rango de 350° – 431° C, con salinidades de 8 – 32 % eq. NaCl. Siendo estas condiciones comunes de ambientes con una fuerte asociación magmática, típicamente asociadas a ambientes tipo pórfido de cobre (Sillitoe, 1976; Sansores-Boliver y Wayne, 1977).

Como ocurre con muchos depósitos minerales en el noroeste de México, estas brechas se encuentran emplazadas en rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. La Formación Tarahumara consiste predominantemente de flujos andesíticos a dacíticos con alteración propilítica, aglomerados y brechas volcánicas, todas de derivación local, junto con componentes piroclásticos félsicos subordinados (McDowell et al. 2001), así como delgados intervalos volcanoclásticos con intercalaciones de calizas de agua dulce que contienen plantas fósiles, las cuales ocurren generalmente hacia la parte superior de la secuencia.

3.2.- DEPÓSITO WASHINGTON

3.2.1.- Introducción

La mina Washington se localiza en la parte este de la sierra Las Palomas, a 14 km al este del poblado de Huépac, aproximadamente a 120 km al sur de Cananea y a 10 km al oeste-noroeste del depósito Cumobabi. Esta área contiene 13 brechas, unas de las cuales, la brecha Washington, contiene reservas de 1.2 millones de toneladas de mineral, con una ley de 1.7% de Cu, 0.14% de W, 0.058% Mo, 0.172 gr/ton de Au, y 15.85 gr/ton de Ag (Simmons y Sawkins 1983).

3.2.2.- Trabajos Previos

El Consejo de Recursos Minerales realizó un estudio de la geología regional y los recursos minerales del distrito, dentro del estudio geológico minero de la carta Aconchi H12D13 (Consejo de Recursos Minerales, 1999). Simmons y Sawkins (1983) realizaron un estudio en donde caracterizaron la alteración, mineralización, así como las inclusiones fluidas de la brecha Washington. A partir de muestras de cuarzo y scheelita de la brecha, obtuvieron temperaturas de homogenización en cuarzo de 250 a > 500 °C, con una mayoría en el rango de 260 a 425°C. Así como temperaturas de homogenización en la scheelita, que variaron de 364° a > 550°C, lo cual indicaba la posibilidad de dos eventos de atrapamiento. Las salinidades reportadas fluctúan de 4 - 16 % eq. NaCl para las inclusiones tipo I y 30 - 42 % eq. NaCl para las inclusiones tipo III. Los minerales hijos encontrados dentro de las inclusiones fluidas de tipo III, incluían halita, hematita y posiblemente calcopirita. En su estudio encontraron clatrato de dióxido de carbono durante el enfriamiento, con un punto de fusión de este clatrato de -1° C, lo cual corresponde a la disociación de presión a 10 bars en el sistema CO₂-H₂O; tal coexistencia de líquido y vapor en una inclusión fluida, que además homogeniza a temperaturas similares, indican una ebullición de las soluciones hidrotermales al momento del atrapamiento (Simmons y Sawkins, 1983). Ellos además proponen 1 km de profundidad para la formación de esta brecha en base a la presión determinada a partir de este estudio.

3.2.3.- Geología del depósito Washington

El depósito Washington se encuentra hospedado en las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara, representadas por una secuencia de rocas volcánicas de carácter intermedio, afectada por un fuerte fracturamiento y con alteración propilítica, la cual contiene de forma interestratificada una unidad sedimentaria con un gran aporte de material volcánico. La secuencia presenta un ligero basculamiento hacia el oeste-suroeste. Estas unidades fueron nombradas informalmente para este trabajo como unidades A, B y C (Figura 3.1) basándose solamente en características locales, estas unidades son cortadas por estructuras tipo brecha descritas en este estudio (Figura 3.2).

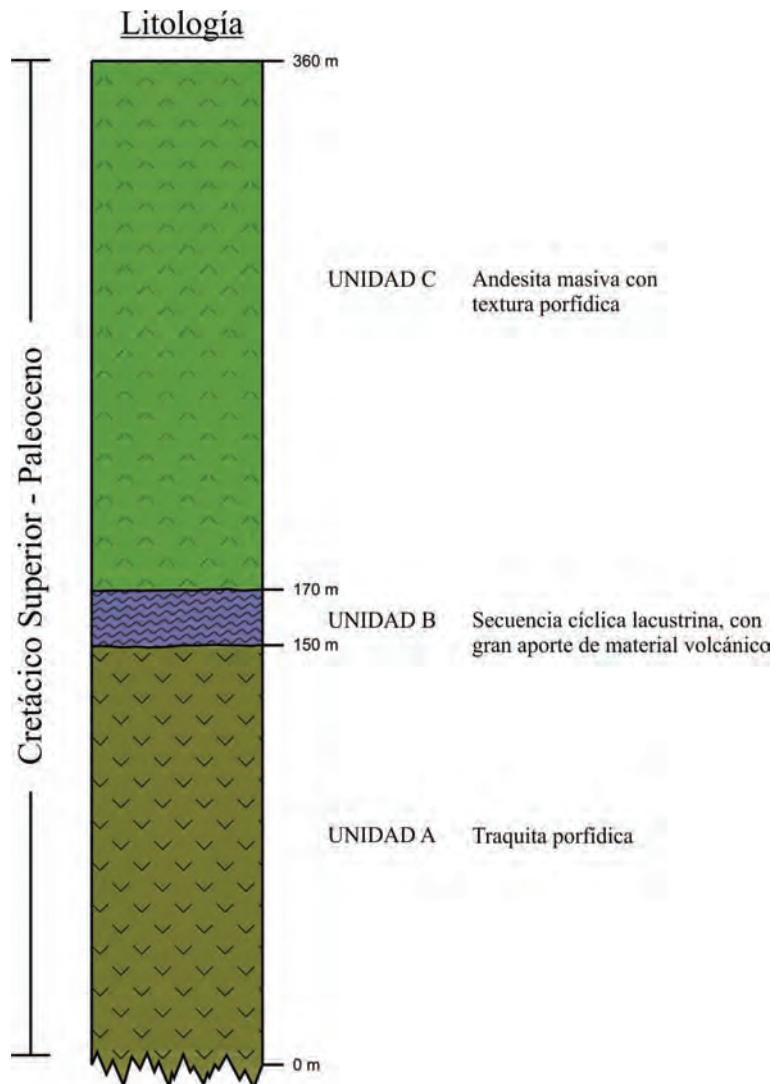


Figura 3.1. Columna estratigráfica del depósito Washington, al este del poblado de Huépac, Sonora.

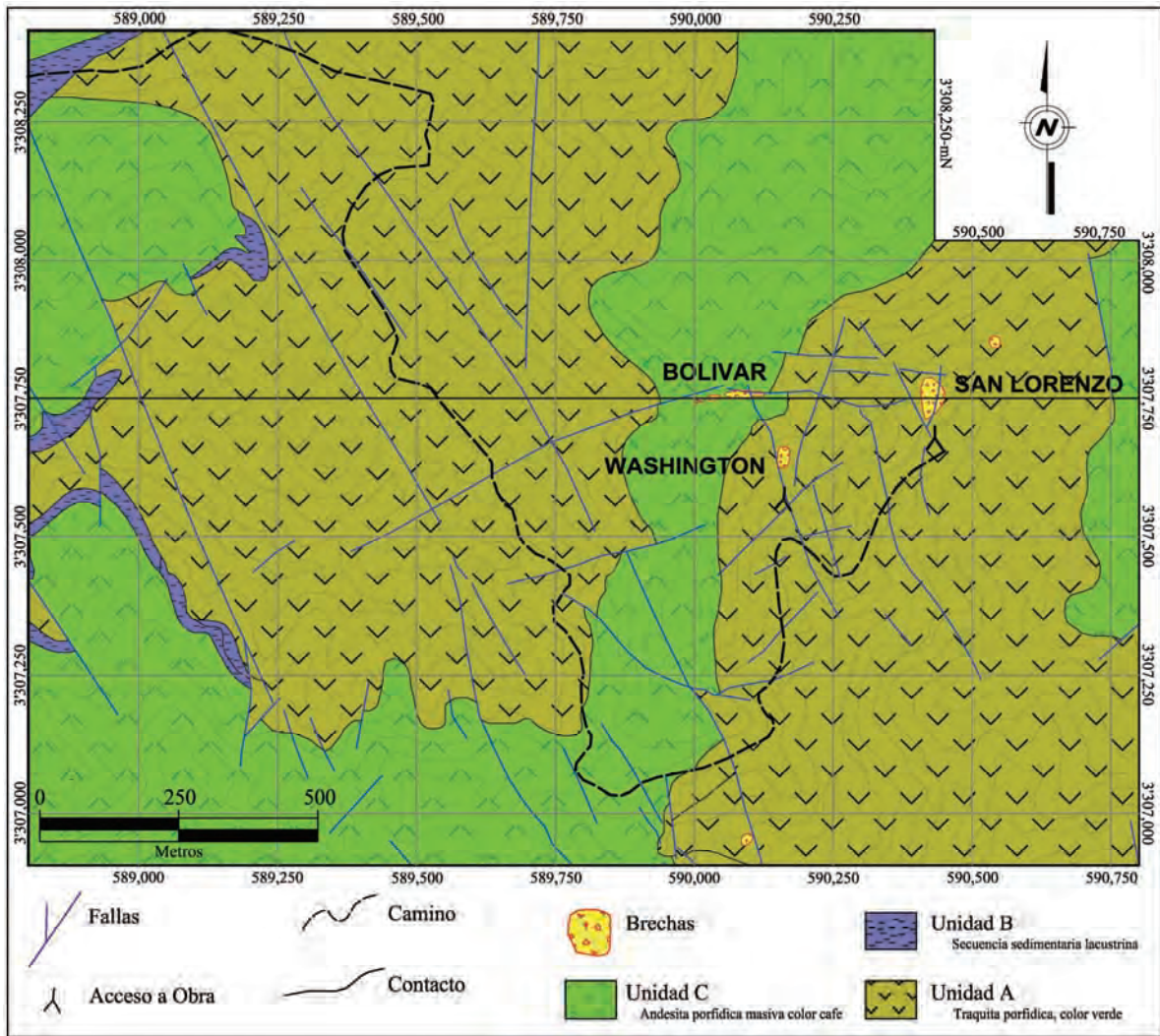


Figura 3.2. Mapa geológico local del depósito Washington. Modificada de mapa inédito de Minera Trans-Río, donde se muestran las principales brechas del área.

3.2.3.1.- Unidad A

La unidad A consiste de una traquita color verde claro a oscuro moderadamente fracturada, superficialmente intemperizada y con presencia de caliche en fracturas, así como de pequeñas y delgadas vetillas rellenas de pirita y clorita. Esta roca presenta una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y trazas de cristales de hornblenda, con de alteración a clorita. Los fenocristales tienen un tamaño promedio de 1 - 2 mm, inmersos en una matriz afanítica alterada a clorita. Petrográficamente los fenocristales se distinguen por poseer formas subhaciales a euédrales, mientras que la matriz está compuesta de pequeños cristales de feldespato con un tamaño de 0.1 mm en promedio, presentando una textura traquítica, con una disposición en forma de flujo (Figura 3.3B, C y D). Los

fenocristales de plagioclasa representan menos del 20% de la roca, muchos de los cuales se encuentran fracturados, pero aún es posible identificar la macla polisintética, donde más del 80% de estos fenocristales presenta una alteración a clorita y muscovita (Figura 3.3C). En cambio la proporción de los fenocristales de feldespato en comparación con las plagioclasas es menor, pero estos presentan menos evidencias de alteración sericitica. Los fenocristales de hornblenda solamente se identifican en forma de relictos, ya que han sido reemplazados por una asociación de cuarzo y clorita (Figura 3.3D).

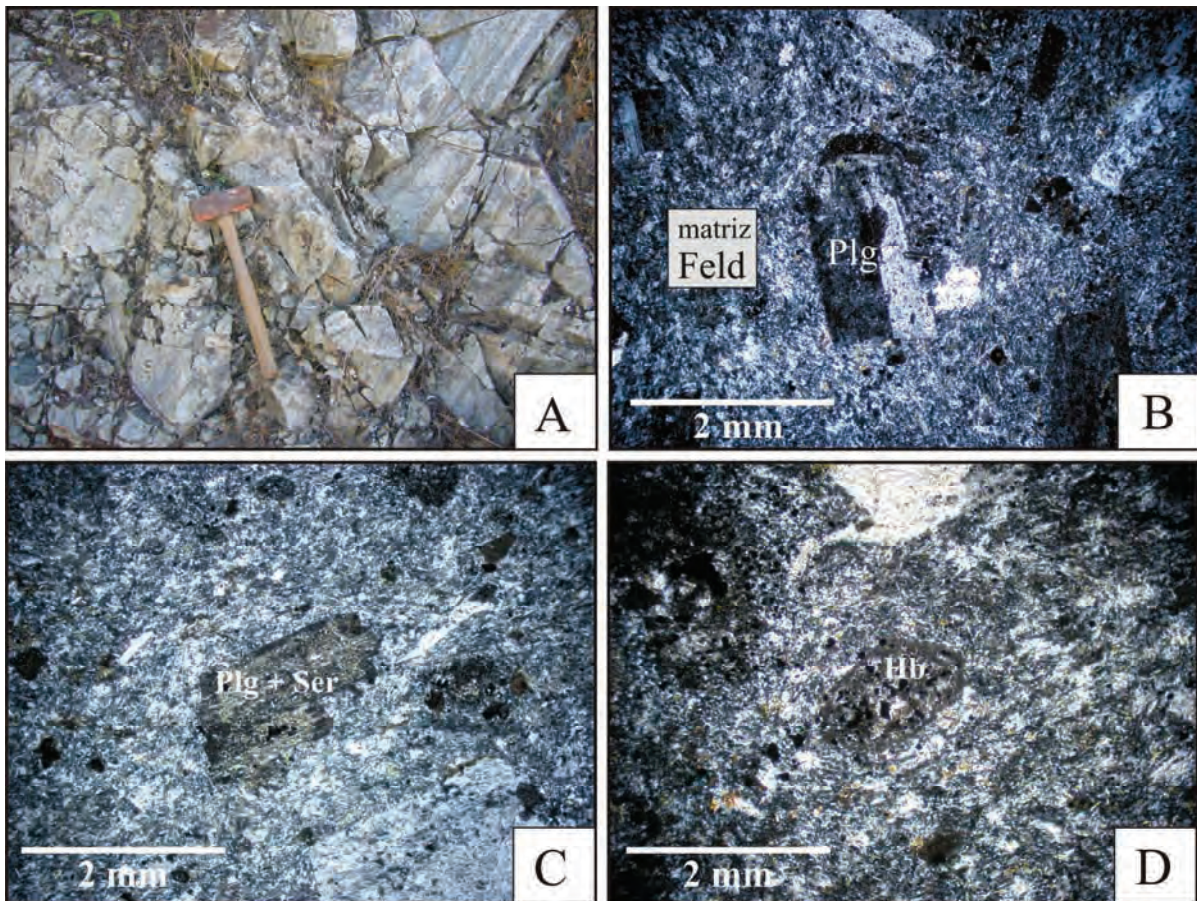


Figura 3.3. Fotografías de la unidad A del área del depósito Washington. A) Afloramiento de la unidad A, mostrando franjas cloritizadas. B) Fotomicrografía en sección delgada donde se puede observar un fenocristal de plagioclasa dentro de una matriz afanítica conformada por feldespatos. C) Fotomicrografía observándose un fenocristal de plagioclasa alterada a sericita dentro de una matriz traquítica de feldespatos. D) Fotomicrografía observándose los relictos de fenocristales de hornblenda alterada a una asociación de cuarzo y clorita.

3.2.3.2.- Unidad B

Esta unidad aflora en el camino que conduce a la mina Washington, apreciable en la zona oeste del mapa geológico local (Figura 3.2), y se encuentra interestratificada entre dos unidades volcánicas, mostrando un espesor variable de cinco a ocho metros. Es importante mencionar que hay zonas donde esta unidad no aflora, y el contacto entre las dos unidades volcánicas ocurre de manera concordante. En el afloramiento se distingue la presencia de micropliegues afectando a los microciclos (Figura 3.4A), los cuales no afectan a toda la unidad, por lo tanto se consideran sindeposicionales. La unidad B se constituye de pequeños ciclos o microciclos de estratos de un tamaño de 0.5 - 2 cm, cada microciclo comienza con un tamaño de grano de 0.05 - 0.2 mm, y termina gradualmente con un tamaño de grano de 0.01 mm (Figura 3.4C), mostrando una gradación normal ó positiva.

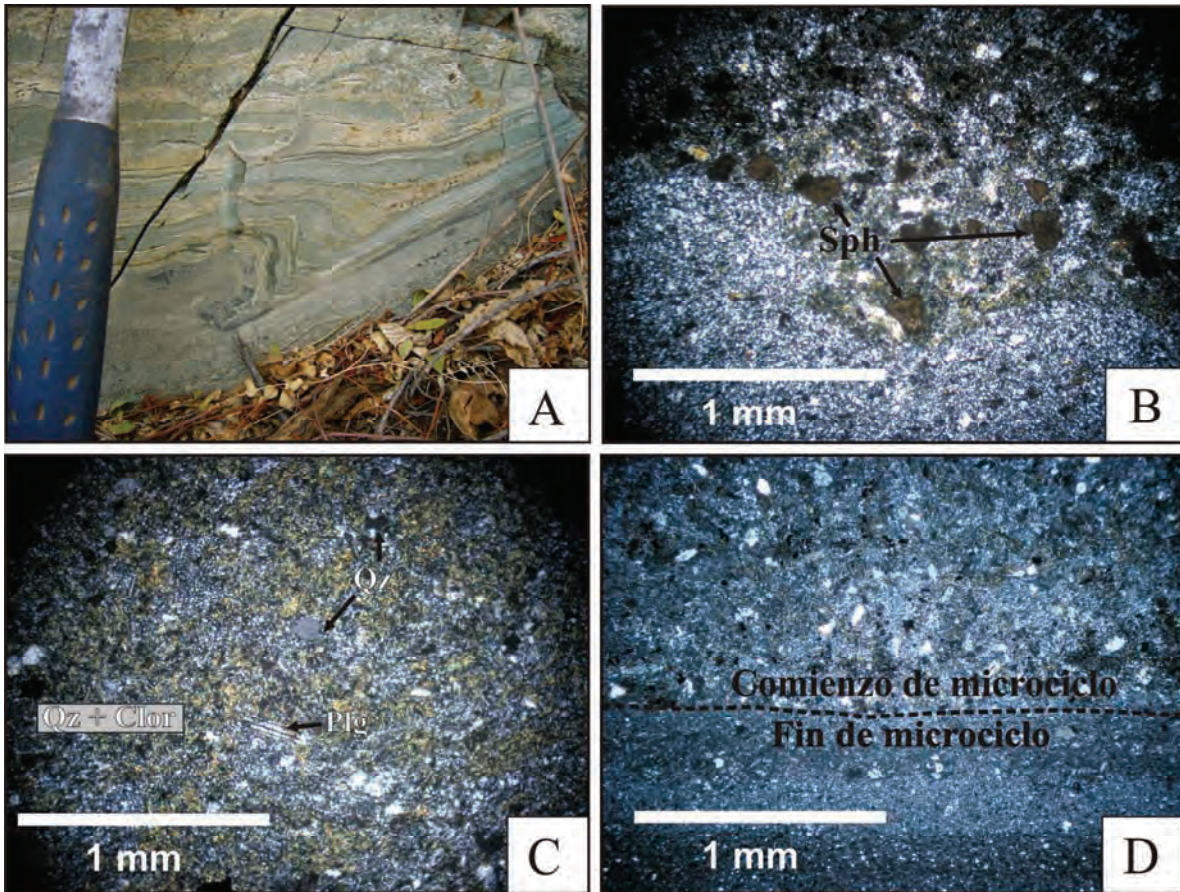


Figura 3.4. Fotografías de la unidad B del área de la mina Washington. A) Afloramiento de esta unidad donde se observan microciclos de estratificación delgada. B) Fotomicrografía de lámina delgada donde se muestran el cambio abrupto entre cada ciclo, así como algunos fragmentos de esfena y cuarzo. C) Fotomicrografía mostrando la presencia de cristales de plagioclasa, fragmentos de cuarzo, y una matriz rica en cuarzo, clorita, y trazas de muscovita. D) Fotomicrografía donde se muestra el fin de un ciclo y comienzo de otro.

La mineralogía encontrada en esta unidad se compone principalmente de cuarzo en forma de fragmentos, principalmente de forma angular (Figura 3.3B, C y D) en una matriz muy fina. Se observan además fragmentos de esfena, plagioclasa, feldespato alcalino, clorita y muscovita. Los fragmentos de plagioclasa presentan tamaños de ~0.2 mm, mostrando la macla polisintética (Figura 3.4C). La esfena fue observada solamente al inicio de un ciclo, con una forma semiredondeada, con un tamaño promedio de 0.1 mm. Es importante mencionar que la presencia de esfena en depósitos sedimentarios es muy rara, y ocurre solamente cuando la fuente del material es muy cercana. La clorita y muscovita se encuentran muy abundantes dentro de cada comienzo de ciclo, junto a la fase granulométrica de mayor tamaño, con un tamaño menor a 0.1 mm (Figura 3.4C). Debido a que esta unidad sedimentaria con un gran aporte de material ígneo, se compone de más de 80% de cuarzo y el 20% restante se compone fragmentos de cristales de origen ígneo, esta roca se clasifica como una subarkosa, de acuerdo a la clasificación de Folk (1974).

3.2.3.3.- Unidad C

Esta unidad se encuentra cubriendo de forma concordante a la unidad sedimentaria anteriormente descrita, aunque el contacto es un tanto difuso, debido a la alteración hidrotermal y al intenso fracturamiento. Esta unidad es conformada por una andesita porfídica con textura fluidal, compuesta por fenocristales de plagioclasa principalmente y feldespato alcalino en menor proporción (Figura 3.5B, C y D), los cuales presentan una forma subhedral a anhedral, con un tamaño de 1.5 a 2 mm, representando el 15% de la totalidad de la roca. Muchos de los fenocristales de plagioclasa aun presentan la macla polisintética. La matriz se encuentra formada por feldespatos con un tamaño promedio de 0.2 mm (Figura 3.5 B, C y D), con una disposición en forma de flujo.

La roca presenta una ligera alteración propilítica caracterizada por clorita, sericita y epidota, estos se encuentran afectando principalmente a los cristales de biotita (Figura 3.5A y C) y en menor grado a los cristales de plagioclasa y feldespato, tanto en la matriz como en los fenocristales (Figura 3.5).

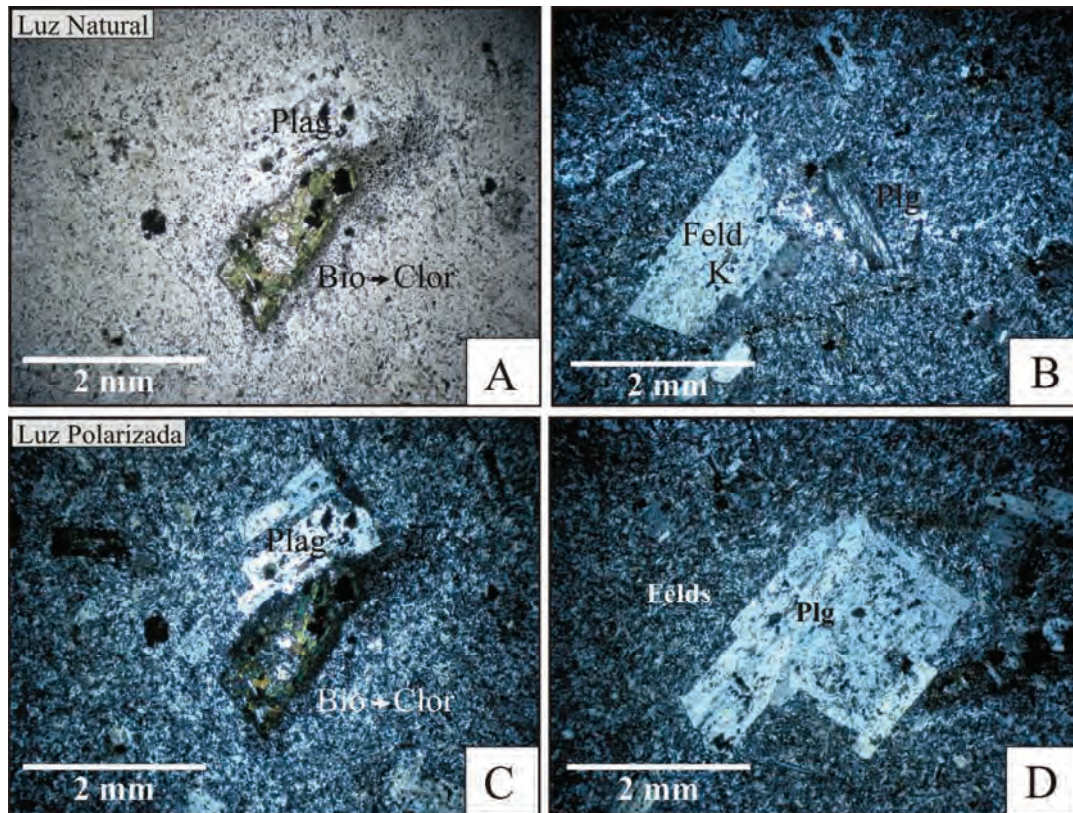


Figura 3.5. Fotografías de la Unidad C del área de la mina Washington. A) Fotomicrografía de lámina delgada en luz natural mostrando la alteración de biotita a clorita, en contacto con plagioclasa. B) Fotomicrografía en donde se observa la presencia de feldespato alcalino y plagioclasa en forma de fenocristales dentro de una matriz cristalina de feldspatos alcalinos. C) Fotomicrografía mostrando la imagen A en luz polarizada. D) Fotomicrografía observándose un fenocristal de plagioclasa moderadamente fresco dentro de una matriz de feldespato alcalino.

3.2.4.- Brecha Washington

Esta brecha en superficie presenta una forma irregular ovalada, orientada hacia el norte-noroeste, con un diámetro aproximado de 60 m, siguiendo la orientación de las estructuras más importantes del área (ver Figura 3.2). Esta brecha se encuentra adyacente a una falla de alto ángulo con una orientación principal NW12°SE. La estructura principal de la brecha se eleva por lo menos 20 m por encima de la superficie (Figura 3.6A) debido a la resistencia al intemperismo, producto de la dureza de la matriz de cuarzo que soporta a los fragmentos de la brecha, por lo cual resalta de forma excepcional en la topografía que la rodea. Esta brecha contiene fragmentos de rocas volcánicas de la roca encajonante, alterados por silicificación y con la presencia de sericita muy fina. Estos fragmentos presentan una forma rectangular con un tamaño de 10 cm a bloques de más de 1 m de longitud, pero en general forman bloques con dimensiones promedio de 20 X 10 cm

(Figura 3.6B y C). La forma tan homogénea que presentan estos fragmentos es solo una impresión debido a que solamente se pudo describir los bordes de la brecha, en donde el movimiento de los fragmentos es menor. Además se observó que en los alrededores de la brecha la roca volcánica está afectada por un patrón de fracturamiento que es de manera encontrada, formando bloques con esa característica. Estos bloques forman más del 70% de la brecha superficialmente, con relleno principalmente de cuarzo \pm sericita (Figura 3.6F) con la presencia de pirita acompañada de turmalina y en menor proporción de calcopirita (Figura 3.6D, E y F). En las zonas circundantes se encontraron evidencias de otras estructuras brechadas con un diámetro menor a 10 m. El contacto de esta brecha con la roca encajonante ocurre de manera cortante, y se encuentra limitado al oeste por una falla importante (Figura 3.2).

3.2.4.1. Alteración y mineralización

Las rocas volcánicas de composición intermedia del área están afectadas por una moderada alteración propilítica, identificada por el tono verde claro a oscuro que presentan estas rocas. En lámina delgada esta alteración se observa por la presencia de clorita en la matriz, comúnmente reemplazando a biotita y hornblenda. En los afloramientos superficiales no se identificó la presencia de alteración potásica. Los fragmentos de esta brecha corresponden a las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara, fuertemente alteradas. La alteración dentro de la brecha Washington es caracterizada por la asociación mineral cuarzo-sericitica, la cual se presenta fuertemente dentro de los fragmentos de roca, y con una formación de cuarzo secundario actuando como un cementante uniendo a los fragmentos, acompañado por la presencia de turmalina, pirita y menor calcopirita rellenando los espacios abiertos entre los fragmentos (Figura 3.6D, E y F). Los componentes antes mencionados no siempre se presentan en la misma proporción, ya que algunas zonas son ricas en sericita (Figura 3.6 F) y en otras la turmalina se encuentra fuertemente relacionada con el cuarzo (Figura 3.6D y E). Esta alteración es pervasiva, logrando desaparecer las características originales de la roca (Figura 3.6F). Esta brecha se encuentra fuertemente oxidada, caracterizada por hematita y jarosita (Figura 3.6A, B y C) producida por el fuerte intemperismo que afecta a la pirita. También se identificaron carbonatos de cobre lo que evidencia una etapa supergénica (Figura 3.6B).

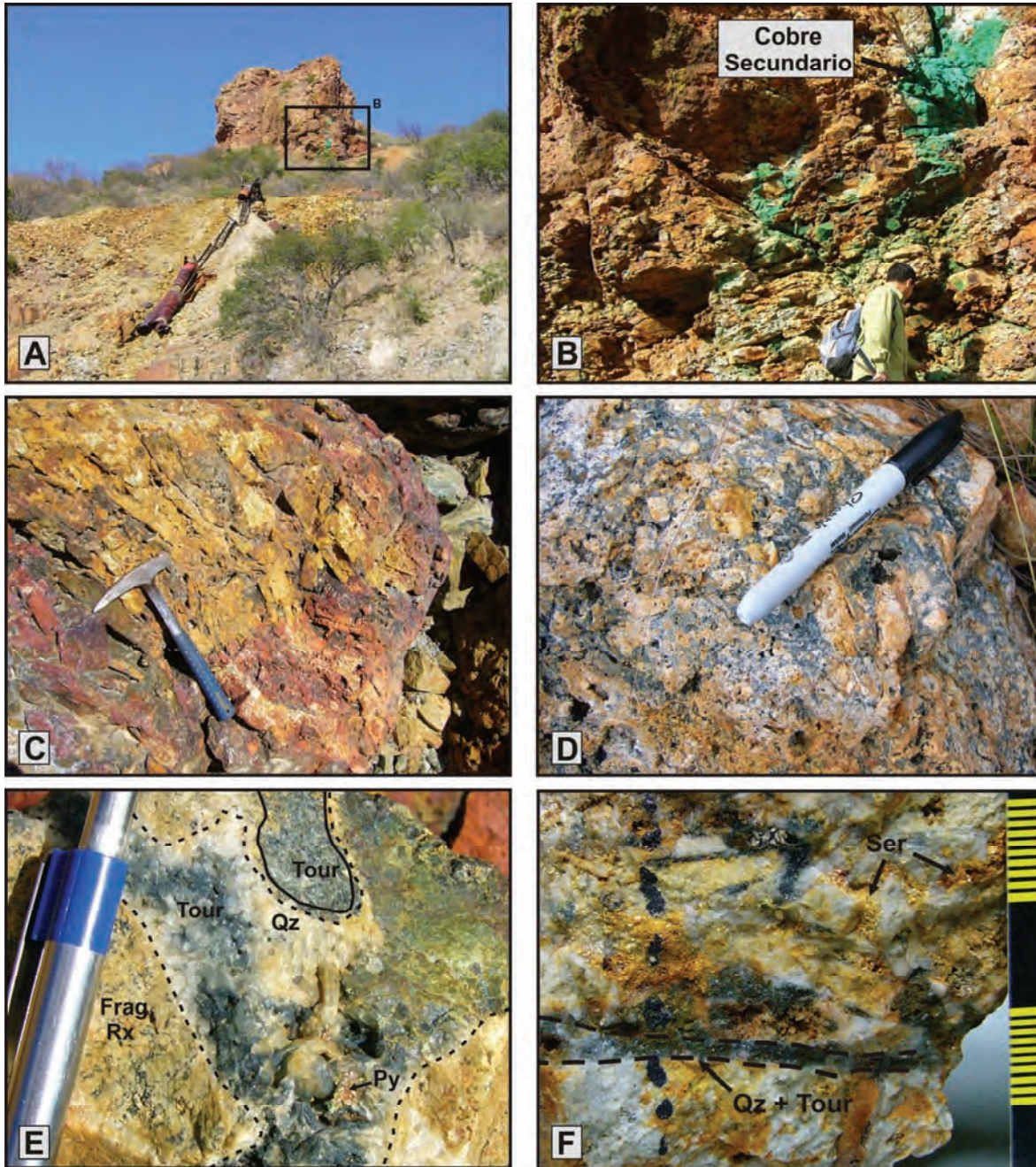


Figura 3.6. Fotografías de la brecha Washington. A) Fotografía mostrando algunas características de la brecha principal. B) Fotografía mostrando la característica externa de la brecha, con la presencia de cobre oxidado. C) Fragmento de la brecha principal, mostrando la distribución de los fragmentos de roca, afectado por una fuerte oxidación. D) Fragmentos de roca redondeados soportadas por una matriz de cuarzo + turmalina. E) Fragmentos de roca rellenos por una asociación de cuarzo + turmalina + pirita. F) Fragmento de muestra de mano de la brecha, con una alta presencia de sericita relleno los espacios entre los fragmentos de roca, con una ligera presencia de cuarzo + turmalina.

3.3. DISTRITO CUMOBABI

3.3.1.- Introducción

Este distrito se encuentra a 22 km al suroeste del poblado de Cumpas, presentando cerca de 35 cuerpos de brecha, la mineralización está restringida a este tipo de estructuras y zonas de stockwork (Scherkenbach *et al*, 1985). En 1980 este distrito se convirtió en el más importante productor de molibdeno en México y actualmente se encuentra inactivo, al igual que la planta de beneficio. Esta propiedad pertenecía al Grupo Frisco, pero Grupo México adquirió los derechos, incluyendo la mina El Molibdeno y otras.

3.3.2.- Historia del depósito y trabajos previos

Esta área se conoce desde el año de 1657, fecha en la que se descubrió el mineral de Real de San Juan Bautista, que se localiza a 15 kilómetros al este de Cumobabi, en donde se extraía principalmente plata, llegando a ser la primera capital de la Provincia de Sonora. Esta localidad fue abandonada en el año de 1751, quedando actualmente ruinas de sus construcciones (Solano-Chávez, 1986). Entre los años de 1903 y 1904, la empresa Transvaal Mining Copper Co., consolidó un grupo de denuncios incrementándose la actividad minera y para 1904 se terminó la construcción de una fundición en la población de Cumpas. Minerales de cobre, plata, plomo y zinc eran extraídos de las minas: El Archipiélago, La Última Chanza, Buckeye, Las Cabezas y el Transvaal; la zona del Buckeye debió ser la de mayor importancia ya que contaba con una fundición propia. En la Mina Cobre Rico se hicieron grandes obras de desarrollo pero al parecer no se extrajo mineral. En el año de 1906, la compañía desmanteló sus instalaciones en Cumpas por causas desconocidas, cesando así los trabajos en el Distrito La verde. Posteriormente en el año de 1965 la compañía minera Hermosillo inicio un programa de exploración sistemática con obras en la brecha San Judas y en 1966 esta empresa realiza un amplio programa de barrenación con diamante cuyo objetivo fue la cuantificación de reservas. En el año de 1967 la compañía minera Cananea, S.A. de C.V. lleva a cabo levantamientos geológicos regionales y locales, concluyendo con la perforación de un barreno de diamante en la brecha Transvaal. En 1969, La compañía minera Nacozari efectuó trabajos de reacondicionamiento en obras antiguas de la brecha Transvaal, así como trabajos de exploración. En 1974, esta misma compañía efectuó el reacondicionamiento de la mina

Cobre Rico, así como levantamientos geológicos con el objetivo de conocer sus posibilidades económicas. En 1971, el grupo Frisco realiza exploración regional utilizando una combinación de geoquímica-geofísica, técnicas relativamente nuevas para la época. En 1976 se inicia un programa de barrenación para explorar las áreas seleccionadas anteriormente, concluyendo con la formación en 1980 de la compañía Minera Cumobabi S.A. de C.V. (Solano-Chávez, 1986). En 1981, el distrito minero de Cumobabi se convirtió uno de los de mayor producción de molibdeno en México, con una producción 2000 toneladas por día, con leyes de 0.2% de Mo y 0.15% de Cu. Para 1986, casi tres millones de toneladas de mineral habían sido extraídas con una ley promedio de 0.25% de Mo y 0.16% de Cu con seis y medio millones de material estéril, con una proporción de 2.25:1. (Consejo de Recursos Minerales, 1994). El primer estudio en el área fue realizado por Téllez-Herrera (1969), quien realiza un trabajo enfocado en la geología regional de una superficie de 20 km² hacia el este de la mina Cumobabi. Posteriormente Cendejas-Cruz y Bárcenas-Ramírez (1976), realizan una evaluación geológica del pórfido cuprífero Transvaal, en donde describen los principales aspectos litológicos, estructurales, de alteración y mineralización, así como una recopilación de las teorías existentes sobre los pórfidos cupríferos y el origen de las brechas. Rivera-Ibarra (1978) realiza la geología del depósito Cobre Rico, localizada a 3.5 km en línea recta hacia el noroeste del Tajo San Judas. Además detalló sobre las posibilidades económicas de presentar este yacimiento. Scherkenbach (1982) presenta el trabajo más importante del distrito, ya que realiza una descripción de las rocas encajonantes de la mineralización y las alteraciones, las principales estructuras del área, la morfología de las brechas San Judas y Transvaal basándose en la descripción de los núcleos de diamante y la distribución de la mineralización. Además contribuyó con un estudio de inclusiones fluidas dentro de las brechas, la paragénesis de la mineralización, y el fechamiento de los intrusivos mineralizantes. Solano-Chávez (1986), realizó un estudio en el área Juanita, localizada a un kilómetro al suroeste de la mina San Judas, en la cual se descubrió una brecha con posibilidades de contener mineralización económica de molibdeno.

3.3.3.- Geología del distrito Cumobabi

El tipo de roca encajonante de la mineralización con mayor predominancia en el distrito de Cumobabi son rocas volcánicas correlacionables con la Formación Tarahumara, las cuales son cubiertas discordantemente por rocas piroclásticas del Terciario medio, las cuales presentan un basculamiento moderado hacia el noroeste, y a su vez son intrusionadas por un pórfido monzogranítico asociado con la mineralización. Las rocas que afloran en el área central del distrito de Cumobabi, presentan generalmente una textura de flujo no muy clara, debido a la fuerte alteración hidrotermal, identificándose fenocristales de plagioclasa con un tamaño de 1-2 mm, con presencia de biotita y sericita muy fina, así como vetillas de cuarzo con biotita y pirita. Estas características indican que las rocas han sido afectadas por diferentes tipo de alteración, las cuales van desde una alteración potásica (biotita de grano fino), asociada con alteración cuarzo-sericita y en otras ocasiones una alteración propilítica (cuarzo-epidota-clorita). Sin duda la alteración más importante es la potásica, ya que es la más afecto a las rocas volcánicas, siendo la más intensa en las cercanías a las zonas de brecha. También se tienen áreas en donde las rocas presentan una fuerte silicificación relacionado a la presencia de sericita (Figura 3.7 B). Por otro lado, se pudieron identificar varios estilos de brechamiento, desde los relacionados a las zonas de falla, hasta los más típicos de forma ovalada y con un desarrollo concéntrico relacionado a un evento hidrotermal asociado a un cuerpo intrusivo cercano. Los relacionados a zonas de falla, se desarrollan de manera unilateral, en una de las caras de la falla, y estos no presentan mucha rotación de sus fragmentos, además de que no se desarrolla mineralización (Figura 3.7A). En cambio, las brechas relacionadas al evento hidrotermal, presentan una variación de sus fragmentos de un lugar a otro, con una rotación de sus fragmentos la cual incrementa desde sus márgenes hacia el centro de estos. En los márgenes se puede apreciar que los fragmentos se encuentran sostenidos uno con respecto a otro, presentando una forma angulosa, con solamente un poco de material de relleno, y hacia su interior la forma de los fragmentos es subredondeada a redondeada con una fuerte alteración metasomática, con feldespato potásico, cuarzo, biotita y sulfuros, actuando como relleno (Figura 3.7 C y D), siendo este ultimo tipo de brecha, el que identifica a la brecha San Judas. La abundancia de estructuras en forma de brecha en la zona, así como la presencia de cuerpos ígneos porfídicos cortando a las rocas volcánicas, se infiere que la actividad hidrotermal en la zona

fue muy importante, lo que causó una alteración “pervasiva” en las rocas volcánicas encajonantes, donde solo se puede identificar el 15 - 20% de su mineralogía original (Figura 3.8 A-K). Sin embargo, con las características identificadas en muestra de mano y petrográficas se propone que el protolito corresponde a rocas volcánicas de composición intermedia. La mineralogía de estas rocas se caracterizan por fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico de 1 - 2 mm, en una matriz de origen secundario compuesta por pequeños cristales de cuarzo anhedrales menores a 0.2 mm, asemejando una forma ameboide (Figura 3.8 A,D,E,H y K), acompañada de biotita, clorita, sericita y minerales opacos producto de la alteración de los cristales originales (Figura 3.8 A-K). También se identificaron restos de cristales de biotita y hornblenda, reemplazados por pequeños minerales opacos con la presencia de sericita, biotita y clorita hidrotermal en su interior (Figura 3.8D). Los resultados del análisis petrográfico indican que paragenéticamente la alteración potásica fue la primera y se distribuye muy bien dentro del área central del distrito Cumobabi, como se pudo apreciar en un levantamiento geológico de 1 km realizado desde afuera hacia adentro del área de la brecha San Judas (Figura 3.9). En sección delgada se observa como los pequeños cristales de biotita (<0.5 mm) en forma de roseta y tabulares (Figura 3.8 A,E,F e I), fueron posteriormente afectados por una alteración fílica, compuesta de sericita + cuarzo + pirita. Esta conclusión es realizada en base a que la mayoría de los cristales de sericita presentan la forma de roseta característica de los cristales de biotita hidrotermal. El pórfido monzogranítico en muestra de mano presenta una tonalidad crema, identificándose algunos cristales de plagioclasa, feldespato potásico y “ojos” de cuarzo. Es importante mencionar la presencia de hasta 2% de cristales de calcopirita ligeramente alterados a bornita, presentando valores analíticos de roca total de 2019 ppm de Cu, 8.61 ppm de Sb, 13.29 ppm de Mo, 19.88 ppm de W (Tabla 5.3). En sección delgada, se puede observar que la roca ha sido afectada por una alteración potásica, la cual ha sido posteriormente oscurecida por una alteración fílica posterior, conservando un 60-70 % de la mineralogía primaria, en donde los bordes de los fenocristales han sido reabsorbidos por la cristalización de cuarzo secundario en la matriz. Los cristales de plagioclasa se encuentran parcialmente alterados a sericita y arcillas; los cristales de biotita han sido alterados a una

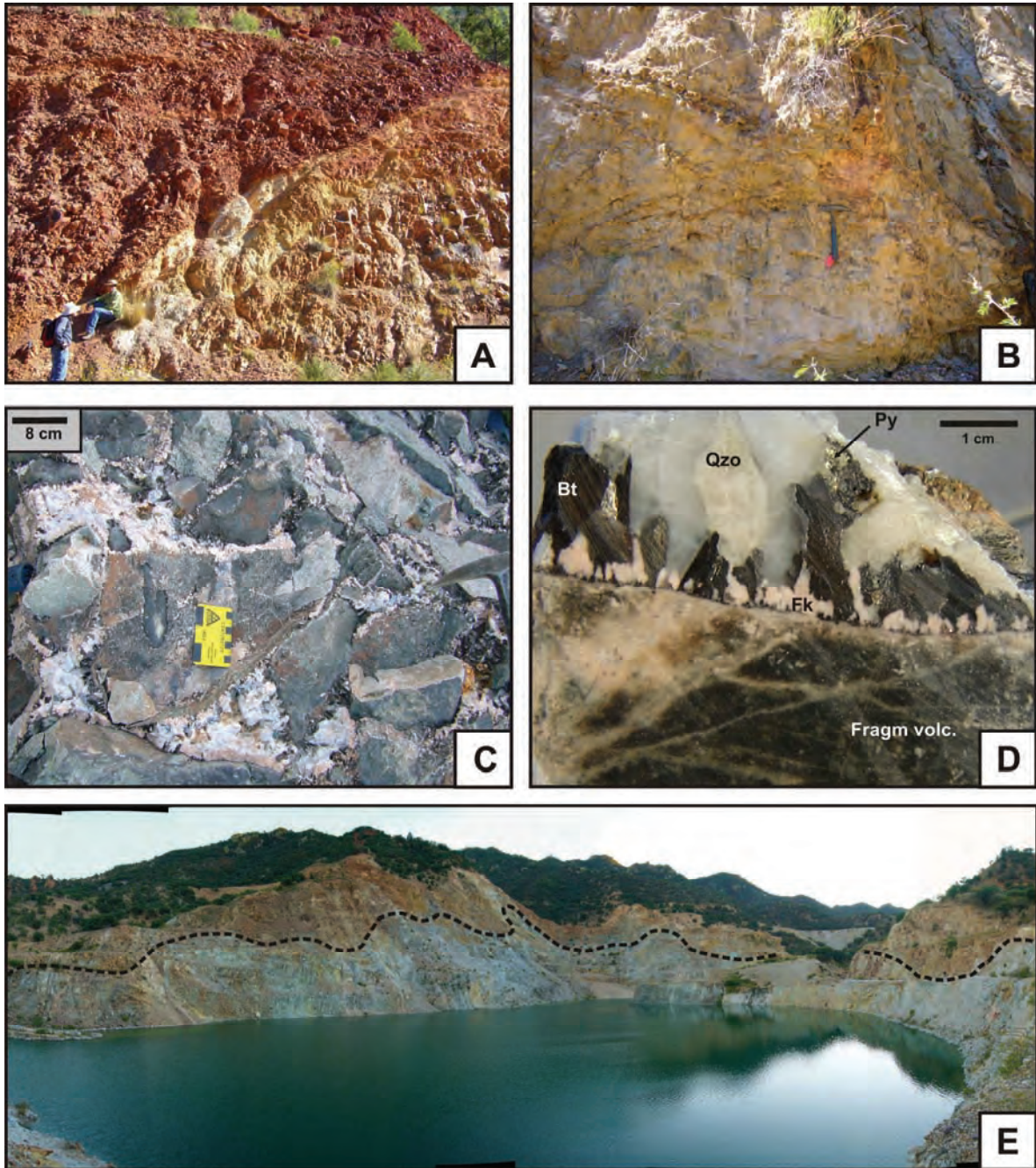


Figura 3.7.- Imágenes del distrito de Cumobabi. A) Fallamiento normal de ángulo moderado limitando una zona de brecha oxidada B) Roca volcánica afectada por alteración filica C) Brecha San Judas mostrando fragmentos de roca volcánica semi-angulosos, sostenidos por un cementante compuesto de biotita, feldespato potásico y cuarzo D) Fotografía de un corte realizado en la brecha, mostrando el estilo de crecimiento de los minerales entre los fragmentos, donde se observa feldespato potásico y biotita en las cercanías de los fragmentos, con cuarzo hacia el centro. E) Tajo San Judas actualmente inundado, mostrando la oxidación de la roca encajonante.

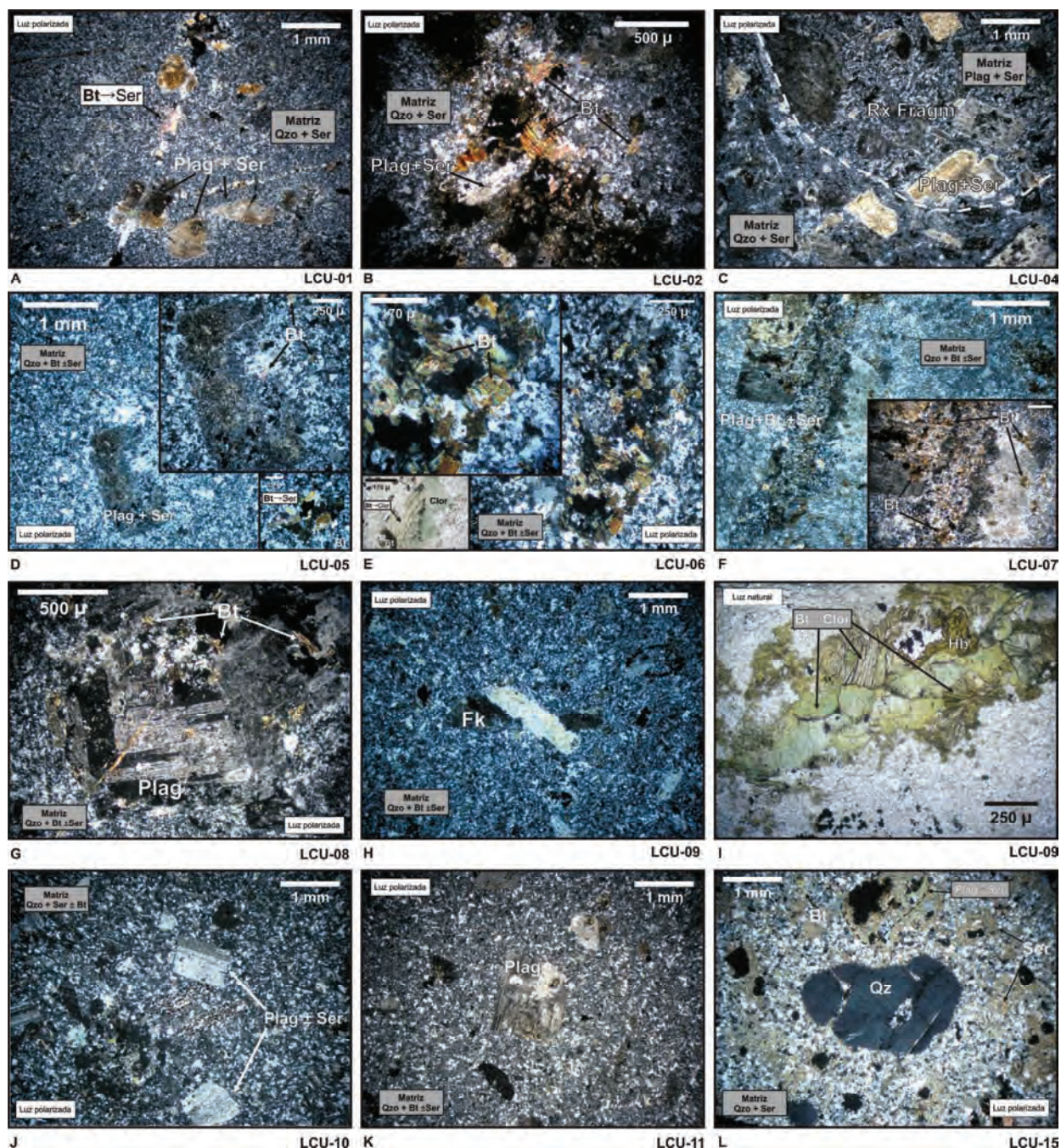


Figura 3.8.- Fotomicrografías de las muestras descritas del área de Cumobabi, mostrando la alteración pervasiva que afecta a estas rocas, la cual modifica fuertemente se mineralogía original. El código de las fotos corresponde a la muestra, para referencia ver mapa geológico local del área (Figura 3.9). Las abreviaciones utilizadas en la imágenes son las siguientes: Bt: Biotita, Ser: Sericita, Qzo: Cuarzo, Plag: Plagioclasa, Rx Fragg: fragmento de roca, Hb: Hornblenda.

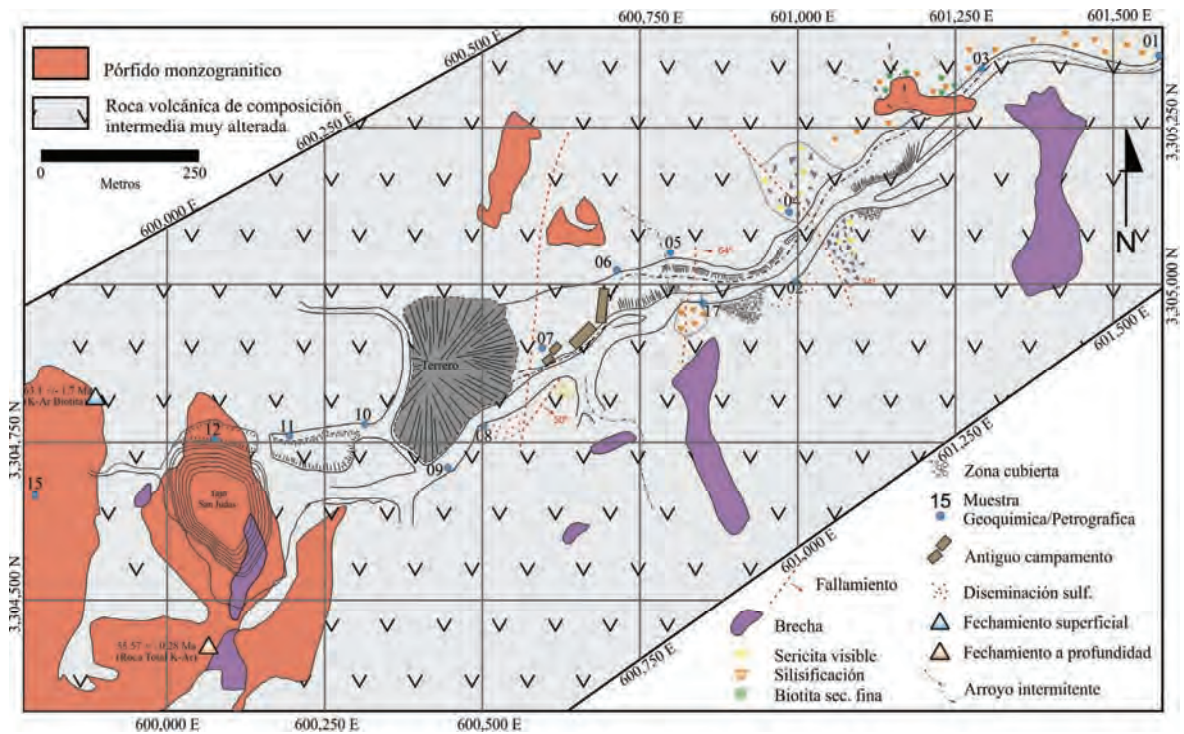


Figura 3.9.- Geología local de la zona central del distrito de Cumobabi, mostrando la distribución de los cuerpos de brecha, así como la ubicación de las muestras para análisis geoquímico y petrográfico. Fechamientos realizados por Amax Exploration (Scherkenbach *et al.* 1985)

asociación de clorita, sericita y epidota, el feldespato potásico se encuentra casi en su totalidad libre de alteración; también se encuentran cristales primarios de cuarzo, los cuales presentan una extinción ondulante, con una forma predominantemente redondeada, pero mostrando los bordes reabsorbidos (Figura 3.8L).

3.3.3.1.- Brecha San Judas, mineralización y alteración

Actualmente el tajío de la brecha San Judas que es la más importante del área, se encuentra inundada (3.7E), por lo cual se tomó la descripción y muestras del área del terrero del tajío San Judas. Esta brecha se compone de fragmentos de roca volcánica con tamaño promedio de 2 cm a fragmentos de más de 1 m, principalmente angulosos (Figura 3.7C y D). Estos fragmentos están unidos por una asociación de feldespato potásico, biotita, cuarzo, calcopirita, pirita y molibdenita, teniendo estos cristales un tamaño de varios centímetros, los cuales sirven de cementante entre los fragmentos. Este relleno representa aproximadamente el 10-20 % de la roca. Aparentemente todo el brechamiento ocurrió antes de la mineralización económica, dado que no existe evidencia de brechamiento en zonas

mineralizadas. Los principales minerales dentro de la zona de brecha son molibdenita, scheelita, calcopirita y pirita, mientras que la pirita ocurre hacia la periferia de las brechas en forma de diseminado y en vetillas, acompañando a sericita y cuarzo. Los minerales de ganga consisten de cuarzo, biotita y feldespato potásico. La alteración hidrotermal es muy intensa en toda la zona, siendo la alteración potásica la más importante, lo cual indica una circulación de aguas hidrotermales con temperaturas aproximadas de más de 400 °C, afectando directamente a las brechas, evidenciado por la presencia de grandes cristales de biotita, feldespato potásico y molibdenita. La alteración potásica es oscurecida en la periferia de las brechas por alteración fílica. La alteración fílica está relacionada a un descenso de la actividad hidrotermal, con temperaturas por debajo de los 300 °C y condiciones pH intermedio, caracterizado por la presencia de sericita (muscovita secundaria de grano fino) asociado a cuarzo y pirita diseminada.

3.4.- Geoquímica de los depósitos Washington y Cumobabi

Para este estudio se recolectaron tres muestras de rocas volcánicas alteradas de la mina Washington, y cinco muestras de rocas volcánicas de la mina Cumobabi para determinar las concentraciones de elementos mayores, para la caracterización geoquímica de las rocas. Los análisis de elementos mayores fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM y se muestran en la Tabla 3.1. Los análisis de los elementos traza y tierras raras fueron realizados en un ICP-MS en los laboratorios de ALS CHEMEX en Canadá, y los resultados se muestran en las Tablas 3.2 y 3.3. La trituración y pulverización de las muestras se realizó en los laboratorios de preparación de muestras del Instituto Regional Noroeste de la UNAM (ERNO) y en el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.

3.4.1.- Elementos Mayores

En general las rocas volcánicas de la mina Washington contienen valores de SiO₂ entre 61.53 - 64.57%, K₂O de 2.90 - 3.89%, Na₂O de 3.65 - 4.66%, Al₂O₃ de 15.51-18.38%, MgO de 0.78-1.25% y TiO₂ de 0.83-1.01%. En cambio las concentraciones de las rocas volcánicas del distrito Cumobabi son ligeramente mayores, con valores de SiO₂ entre 66.80 - 74.19%, K₂O entre 4.20 - 6.98%, Na₂O entre 3.07 - 4.29%, y con cantidades de Al₂O₃,

MgO y TiO_2 de 13.51 - 16.00%, 0.22 - 0.60%, y 0.14 - 0.46 %, respectivamente. Realizando un cálculo normativo utilizando la Norma CIPW (Tabla 3.1), la secuencia de rocas volcánicas del área de la mina Washington presentan valores normativos de cuarzo (13.63-16.50%), ortoclasa (17.23-23.46%), albita (31.51-39.85%), anortita (7.75-17.66%), así como la presencia de hiperstena (5.88-6.90%) y corindón (0.74-3.91%) en todas las muestras, lo que indica una gran cantidad de aluminio. En cambio las muestras de las rocas volcánicas del distrito Cumobabi presentan valores normativos superiores de cuarzo (15.77-35.87%), ortoclasa (24.89-41.36%), y valores inferiores de albita (16.97-36.41%), anortita (-2.47-3.89%), así como la presencia de hiperstena (2.30-5.16%) y corindón (2.08-3.58%) en todas las muestras. El alto valor de SiO_2 y de cuarzo normativo en las muestras del depósito Cumobabi refleja el incremento de sílice en la matriz, producto de la silisificación. En el diagrama de variación de SiO_2 contra alcalinidad TAS (Figura 3.10) se puede observar que todas las muestras de rocas volcánicas del distrito Washington se localizan en el campo subalcalino dentro del campo traquidacítico, muy cercano al límite con el campo dacítico, las cuales corresponden a rocas intermedias. En cambio los resultados de las rocas volcánicas del distrito Cumobabi se localizan también dentro del campo subalcalino, principalmente en el campo de composición riolítico. El diagrama de K_2O vs SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976) pone en evidencia las diferencias notables del contenido de potasio entre las rocas del área de Washington y Cumobabi (Figura 3.11) y tomando en consideración que las rocas de Cumobabi fueron afectadas por intensa alteración potásica, explica el origen de la anomalía positiva en potasio, la cual no debe de ser confundida con una firma Shoshonítica. En el diagrama AFM que se muestra en la Figura 3.12, se observa que las rocas volcánicas siguen la tendencia calco-alcalina, aunque se graficó tomando en cuenta Fe_2O_3 total, observándose que las rocas volcánicas del distrito Cumobabi presentan una mayor evolución, la cual es posiblemente sobreimpuesta.

Se puede observar en los diagramas de variación tipo Harker, que a pesar de que se identifica un incremento de aproximadamente 10% de SiO_2 en los resultados de los análisis de las muestras del distrito de Cumobabi con respecto a los del depósito Washington, todos los demás óxidos mayores a excepción del K_2O , se encuentran en menor cantidad.

Tabla 3.1. Análisis de elementos mayores expresados en porcentaje en peso en la parte superior de la tabla, y en la parte inferior los resultados del cálculo de la norma CIPW para las rocas volcánicas recolectadas. El estudio se realizó con la muestra en base seca, y la pérdida por calcinación (PXC) se determinó calentando 1 g de muestra a 950° C durante 1 hora.

Muestras	Washington			Cumobabi				
	LT-04	LT-05	LT-10	LCU-01	LCU-02	LCU-06	LCU-07	LCU-08
SiO ₂	62.44	64.57	61.53	74.19	66.80	68.80	68.54	72.06
TiO ₂	0.84	0.86	1.02	0.14	0.47	0.46	0.45	0.43
Al ₂ O ₃	17.05	15.52	18.38	13.51	16.00	15.58	14.75	14.40
Fe ₂ O _{3t}	4.39	3.90	3.55	1.43	3.44	3.38	3.19	2.37
MnO	0.07	0.10	0.14	0.07	0.02	0.03	0.04	0.01
MgO	0.98	0.78	1.25	0.22	0.42	0.60	0.57	0.22
CaO	5.14	3.51	3.19	0.38	0.99	1.73	1.44	0.78
Na ₂ O	4.11	3.65	4.66	2.00	4.13	3.07	3.20	4.29
K ₂ O	2.90	3.89	3.75	6.98	6.41	5.63	5.57	4.20
P ₂ O ₅	0.27	0.27	0.27	0.03	0.14	0.12	0.12	0.07
PXC	1.01	0.84	1.04	0.66	0.56	0.63	0.52	0.77
<i>Total</i>	<i>99.19</i>	<i>97.87</i>	<i>98.77</i>	<i>99.61</i>	<i>99.38</i>	<i>100.03</i>	<i>98.39</i>	<i>99.60</i>
Norma CIPW								
Qz	16.51	21.43	13.63	35.87	15.77	25.11	25.20	30.31
Or	17.24	23.46	22.40	41.36	38.07	33.22	33.41	24.89
Ab	35.03	31.51	39.85	16.97	35.13	25.95	27.50	36.41
An	17.66	10.76	7.75	-2.47	0.55	3.89	3.20	-1.41
Hyp	6.91	5.88	6.34	2.30	4.78	5.16	4.95	2.93
Mt	0.87	0.78	0.70	0.28	0.68	0.66	0.64	0.47
Ilm	1.60	1.66	1.96	0.27	0.90	0.87	0.87	0.82
Ap	0.65	0.64	0.65	0.07	0.33	0.28	0.29	0.17
Cor	0.74	1.47	3.91	3.58	2.08	3.01	2.34	3.33
Ca	2.31	1.95	2.39	1.51	1.28	1.43	1.20	1.76
Id	68.78	76.41	75.89	94.21	88.97	84.27	86.11	91.62

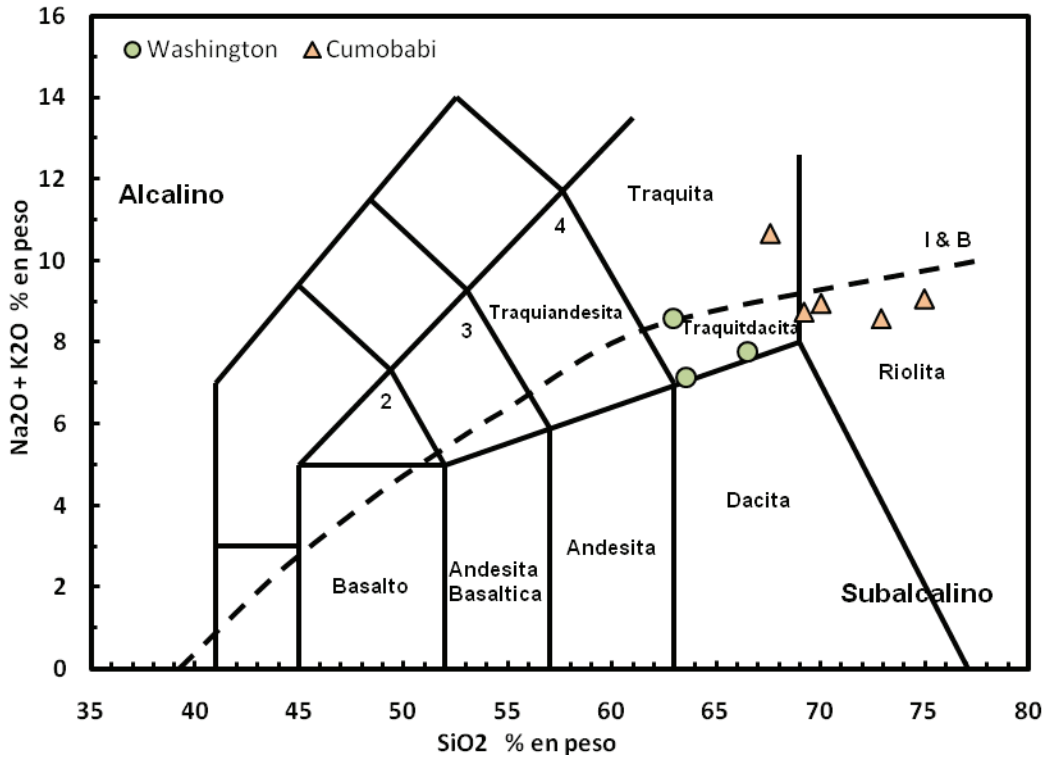


Figura 3.10. Diagrama TAS de Le Bas et al. (1986) donde se muestra la clasificación geoquímica de las rocas volcánicas de las áreas Washington y Cumobabi.

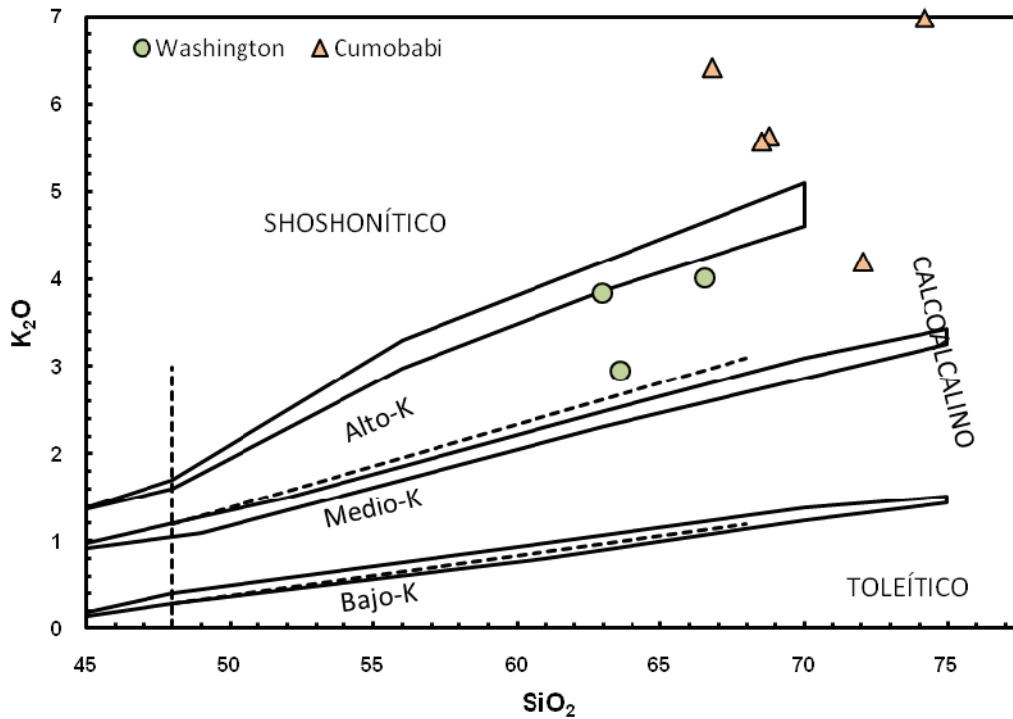


Figura 3.11. Diagrama de clasificación de secuencias volcánicas K_2O contra SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). Los altos valores de K mostrados en las rocas volcánicas de la secuencia que aflora en la zona de Cumobabi, fue modificada por una alteración potásica.

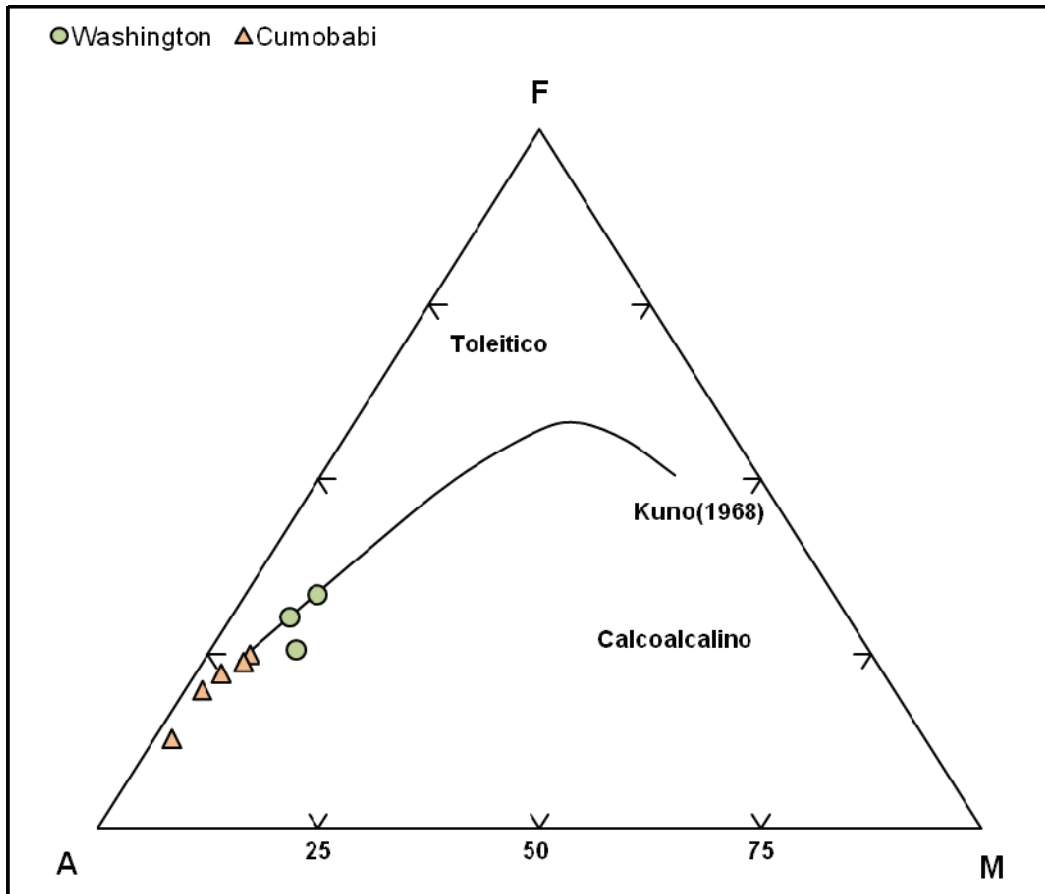


Figura 3.12. Diagrama AFM a partir de Kuno (1968), para las rocas volcánicas de área de Washington

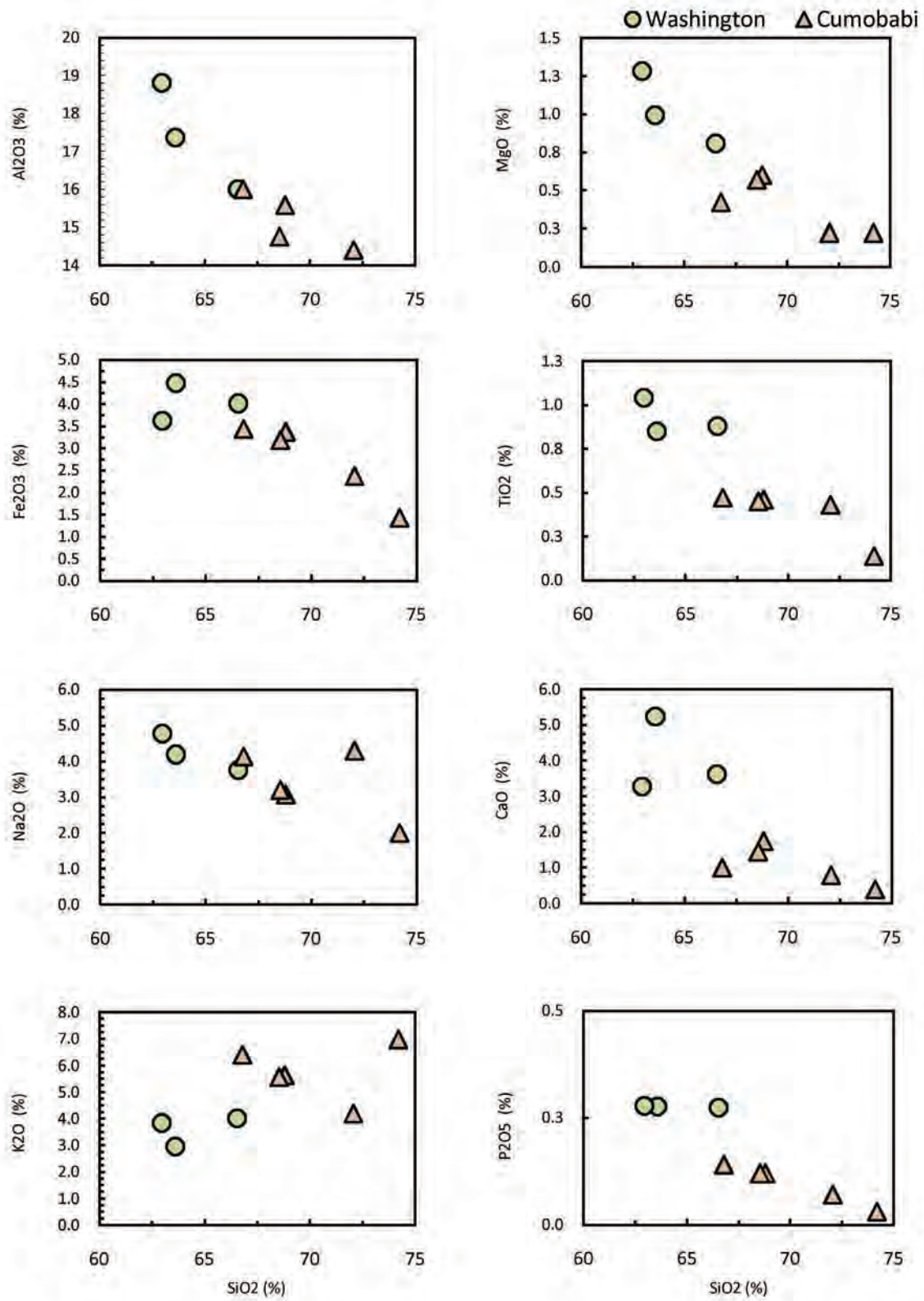


Figura 3.13. Diagrama de variaciones de óxidos mayores con respecto a SiO₂, para las secuencias de rocas volcánicas de las áreas de Washington y Cumobabi (Diagramas de Harker).

3.4.2.- Elementos traza y tierras raras

El análisis de elementos traza y tierras raras, solamente fue realizado en dos muestras representativas de las unidades A y B, del área de Washington. Los resultados químicos de las dos muestras presentan valores muy similares, mostrando mínimas diferencias en los elementos Ba, Rb, Sr y Cs. Las Figuras 3.14 y 3.15 muestran las concentraciones de las tierras raras y los otros elementos traza fueron normalizados a condrita tipo C1, según los valores de Sun y McDonough (1989). El espectro del diagrama multielementos (Figura 3.14) combina una serie de elementos traza con elementos mayores y presenta una tendencia similar entre las muestras y el espectro. Algo muy particular en este diagrama es que todos los espectros muestran las mismas anomalías tanto positivas como negativas. Las anomalías negativas de Th y Rb combinadas con la anomalía negativa de Nb pueden sugerir una contaminación del magma por corteza continental inferior, lo cual es característico de las zonas de subducción. Además la anomalía negativa en Ti, así como el enriquecimiento en Ba con respecto a Rb se asocia a una firma de arco magmático. En cambio el diagrama de tierras raras, muestra que los espectros se caracterizan por un enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE) sobre las tierras raras pesadas (HREE), con La/Sm entre 4.53 a 4.93 para las tierras raras ligeras, y con Gd/Lu entre 15.91 a 14.92 para las tierras raras pesadas. Otra característica de estos espectros es que presentan una pronunciada y constante anomalía en Eu, característica de una zona de subducción y de rocas de la serie calcálcica. Aunque como se observa en la figura la anomalía no es tan marcada, como en el espectro de los granitoides laramídicos de Sonora.

Tabla 3.2. Resultados de los análisis geoquímicos de Tierras Raras (REE) con valores expresados en partes por millón, para las rocas volcánicas del distrito Washington.

Muestras	LT-04	LT-05
La	35.9	37.9
Ce	74.5	77.9
Pr	9.27	9.57
Nd	35.9	36.2
Sm	7.92	7.62
Eu	1.93	1.83
Gd	7.64	7.46
Tb	1.1	1.07
Dy	6.34	6.17
Ho	1.25	1.21
Er	3.53	3.54
Yb	3.14	3.3
Lu	0.48	0.5

Tabla 3.3. Resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza con valores expresados en partes por millón, para las rocas volcánicas del distrito Washington.

Muestras	LT-04	LT-05
Rb	107	132.5
Sr	587	478
Ba	1000	1270
Co	6.4	3.3
Cu	22	5
Cr	10	10
Ni	5	5
V	75	60
Zn	57	81
Zr	228	254
Y	32.5	32.3
Nb	13	14
Cs	14.1	6.8
Th	10.7	11.75
Ta	1	1.1
U	3.71	3.91
Hf	6.3	6.9
Sn	4	2
W	2	3
Ga	20.1	19.1
Mo	2	2

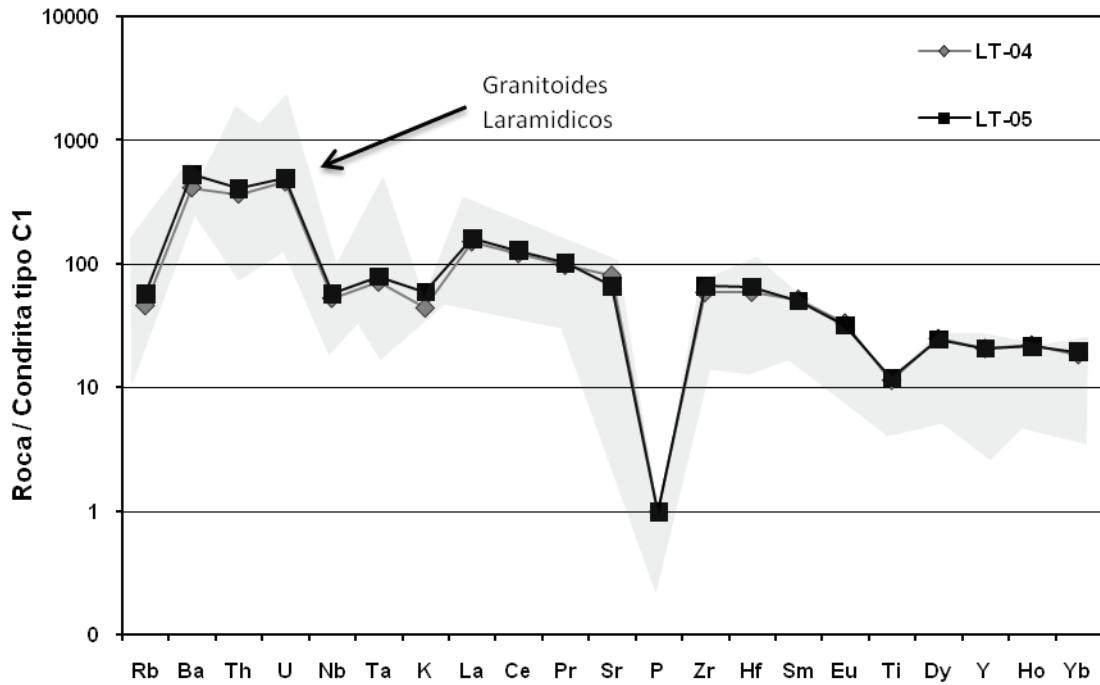


Figura 3.14.- Diagrama multielementos de las rocas volcánicas del distrito Washington, normalizados a Condrita tipo C1, de Sun y McDonough (1989). La zona gris representa a los espectros de los granitoides laramídicos (Valencia-Moreno *et al.*,2001).

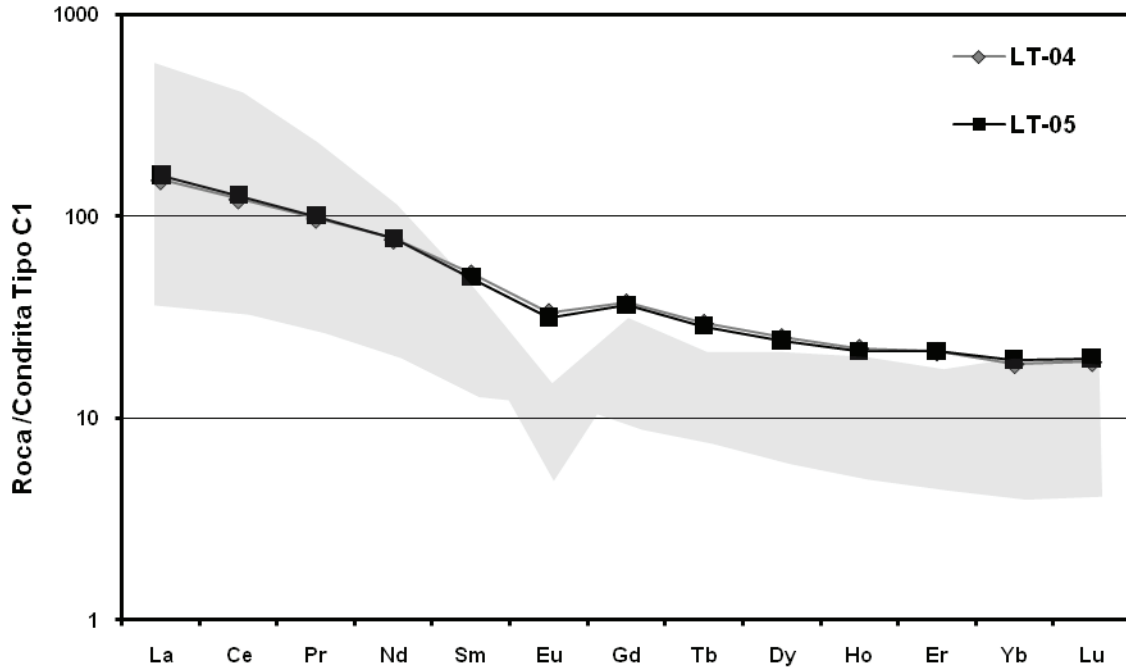


Figura 3.15. Diagrama de tierras raras de las rocas volcánicas del distrito Washington, normalizado a Condrita tipo C1, Sun y McDonough (1989). La zona gris representa a los espectros de los granitoides laramídicos (Valencia-Moreno *et al.*,2001).

3.5.- Isótopos estables de S de los depósitos Washington-Cumobabi

3.5.1.- Introducción

El estudio de los isótopos estables de S se ha vuelto hoy en día una parte importante del estudio de un depósito mineral, ya que éstos brindan información acerca del S fluidos hidrotermales, la fuente de azufre (por extrapolación de los metales), las interacciones agua-roca e incluso se puede utilizar como geotermómetro. Además, los isótopos estables se han usado como una guía de exploración, ya que ayudan a definir diferentes tipos de yacimientos minerales (Campbell y Larson, 1998).

La composición isotópica de un mineral o fase, es caracterizada por la proporción de la abundancia de dos isótopos de un mismo elemento, y es definida con la letra R, en donde R es la proporción del isótopo pesado sobre el ligero. En el caso del azufre existen dos isótopos que pueden ser usados ^{34}S y ^{32}S , siendo el segundo el isótopo ligero más abundante. Para el azufre, el ^{34}S es utilizado debido a la gran diferencia de masa que tiene con respecto al ^{32}S , lo cual crea suficiente fraccionación, además de presentar una mayor abundancia que el ^{36}S .

La fraccionación isotópica, es una función de la diferencia de masa entre los dos isótopos, y si esta no ocurriera todas las sustancias tendrían la misma proporción isotópica, por lo tanto ^{34}S se fraccionara relativamente a ^{32}S . A pesar de que R es la expresión básica de la composición isotópica, no es la manera común de referirse a la composición de los minerales, ya que la medición de los isótopos estables se hace con respecto a un estándar y por lo tanto el valor es reportado como un valor delta. El valor delta (δ) se basa en la proporción del valor isotópico de la muestra (R_{muestra}) con respecto al valor isotópico del estándar (R_{Std}) y a su vez expresado en un valor per mil (‰), como se muestra a continuación:

$$\delta^{34}\text{S} = \left(\frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{spl}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{std}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{std}}} \right) \times 10^3\text{‰}$$

3.5.2. Metodología

Se seleccionaron siete muestras de piritas presentes superficialmente en la brecha Washington y tres piritas del distrito Cumobabi, dos correspondientes a la mineralización de la brecha San Judas y otra del pórfido mineralizante de la misma brecha. Las mediciones de los isótopos de azufre en las muestras de sulfuros fueron realizadas en el Laboratorio Ambiental de Isótopos en la Universidad de Arizona. Las mediciones isotópicas se obtuvieron utilizando un espectrómetro de masas de flujo continuo (continuous-flow gas-ratio mass spectrometer) Finnigan Delta PlusXL. El peso de las muestras pulverizadas osciló entre 0.3 a 0.7 mg, las cuales posteriormente se vertieron en cápsulas de estaño junto con pentóxido de vanadio para inducir ionización. La combustión de las muestras se realizó a 1,030°C utilizando un analizador elemental (Costech) acoplado al espectrómetro de masas. Se utilizó el estándar internacional NBS123 además de estándares internos. Los datos isotópicos de azufre son expresados utilizando la notación $\delta^{34}\text{S}$. La precisión analítica es de ± 0.15 per mil o mejor (1σ).

3.5.3. Resultados

Las piritas de la mina Washington se encuentran asociadas a la alteración cuarzo-sericita que afecta toda la zona de la brecha. En cambio las piritas del distrito de Cumobabi se encuentran asociadas a la alteración potásica central de la brecha San Judas. Los resultados de las razones isotópicas se muestran en la Tabla 4.2. Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ varían de +3.6 a + 4.4‰ para los sulfuros del depósito Washington, mientras que los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para las piritas de la brecha San Judas oscilan entre +3.4 a + 3.9 (Figura 3.16). Como se puede observar en las Figuras 3.16 y 3.17, las firmas isotópicas de S en los depósitos tipo pórfido cuprífero presentan valores cercanos a cero, los cuales como ha sido sugerido por Ohmoto y Rye (1979), representa un origen magmático para los fluidos mineralizantes.

Tabla 3.4. Resultados de $\delta^{34}\text{S}$ en piritas de las brechas Washington y San Judas.

Muestra	Localidad	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
1a	Washington	Py	3.6
1b	Washington	Py	3.7
2a	Washington	Py	4.4
2b	Washington	Py	4.1
3a	Washington	Py	4.2
3b	Washington	Py	4.2
5	Cumobabi	Py	3.4
8a	Cumobabi	Py	3.7
8b	Cumobabi	Py	3.9

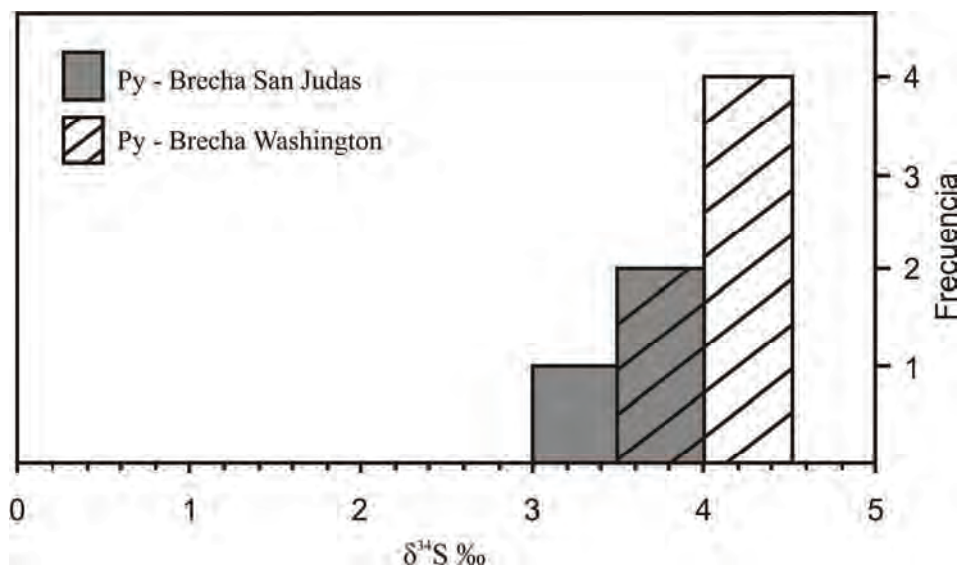


Figura 3.16. Histograma de valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ para las muestras de pirita de los depósitos Washington y Cumobabi, centro-norte de Sonora

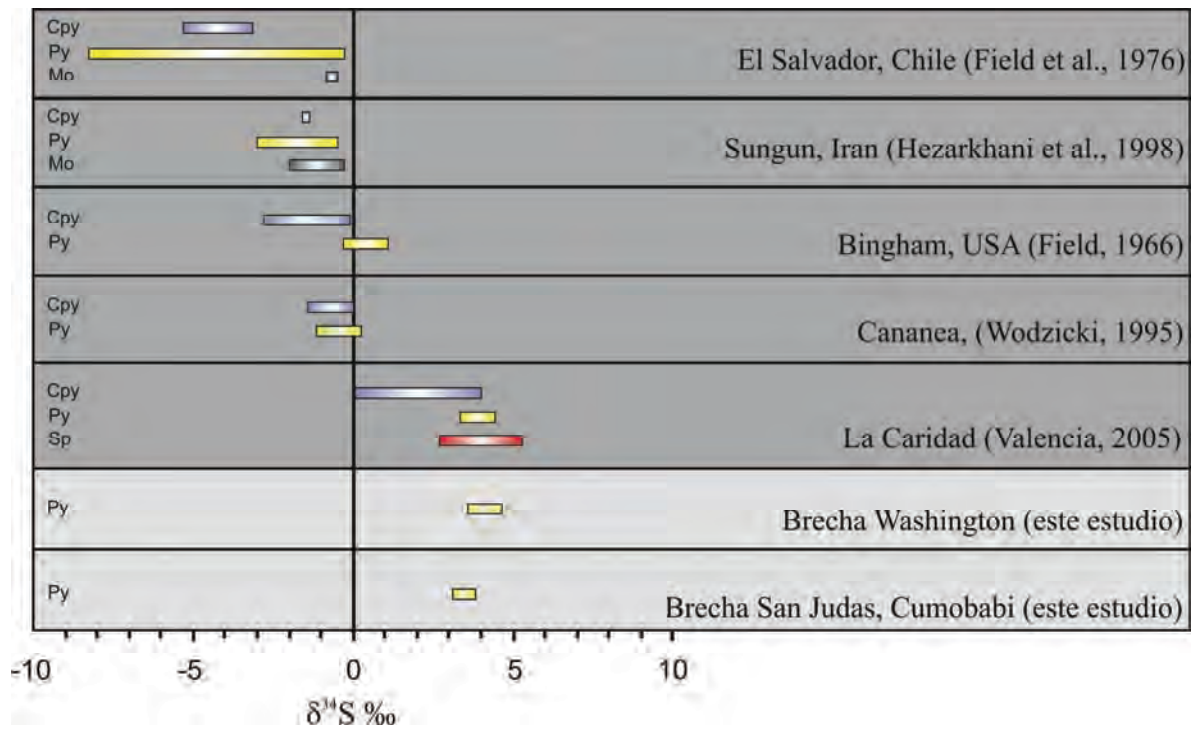


Figura 3.17. Comparación de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para las muestras de pirita de los depósitos Washington y Cumobabi, con otros pórfidos cupríferos de la región y del mundo.

CAPÍTULO 4: DEPÓSITO OPOSURA

El depósito Oposura presenta características particulares, que la hacen diferente en comparación con los depósitos anteriormente descritos y con los encontrados en la región. En principio el estilo de mineralización de este depósito se presenta en forma de mantos de reemplazamiento, dentro de una unidad sedimentaria, compuesta de capas delgadas de caliza en la base pasando a tobas en la cima, con una mineralización de galena, esfalerita, pirita con menor calcopirita. Esta secuencia carbonatada es subyacida por rocas volcánicas félsicas de carácter explosivo conocida como Formación Revancha (Marrs y Guilbert, 1981) o tobas soldadas inferiores (Deen y Atkinson, 1985), ambas correlacionables en tiempo al Grupo Volcánico Inferior (McDowell et al, 1972, McDowell et al., 1981) o Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1946; McDowell, *et al.*, 2001) y son sobreyacidas discordantemente por la Formación Rodeo correlacionada al Grupo Volcánico Superior (McDowell et al, 1972, Marrs y Guilbert, 1981). Además este depósito no presenta un plutón mineralizante aflorando en la región, lo que propone un origen distal para los fluidos mineralizantes. Este depósito ha sido muy controvertido, debido a que presenta una mineralización en forma de mantos laminados y a su vez se encuentra encajonado en rocas volcánicas de carácter félsico, por lo cual a principios de la década de los 80's diversos autores (Marrs 1979; Barnard, 1979; Marrs *et al.* 1981) propusieron que se trataba de un sulfuro masivo volcanogénico (VMS), en cambio Deen (1983 y Deen y Atkinson, 1985) identificaron una serie de minerales calcosilicatados, los cuales incluían una asociación mineralógica prógrada de andradita y hedenbergita, así como retrógrada de clorita, epidota y calcita, con presencia de wollastonita, fluorita, magnetita y abundantes minerales de manganeso como rodonita y rodocrosita; además de minerales de ganga como fluorita y magnetita, por lo cual clasificaron a este depósito como un skarn de Zn, de acuerdo a la clasificación de Einaudi *et al.* (1981).

4.1.- Localización

El depósito Oposura también conocido como Las Arenillas, se encuentra a 15 kilómetros al oeste del poblado de Moctezuma en la parte centro-este del estado de Sonora, México, aproximadamente a 136 km al este-noreste de la ciudad de Hermosillo (Figura

4.1). Los trabajos de la mina se encuentran a una elevación de 1200 y 1400 msnm, en el costado este de la sierra La Cieneguita (Figura 4.2).



Figura 4.1. Mapa de localización del depósito Oposura, mostrando las principales vías de comunicación y poblados cercanos.

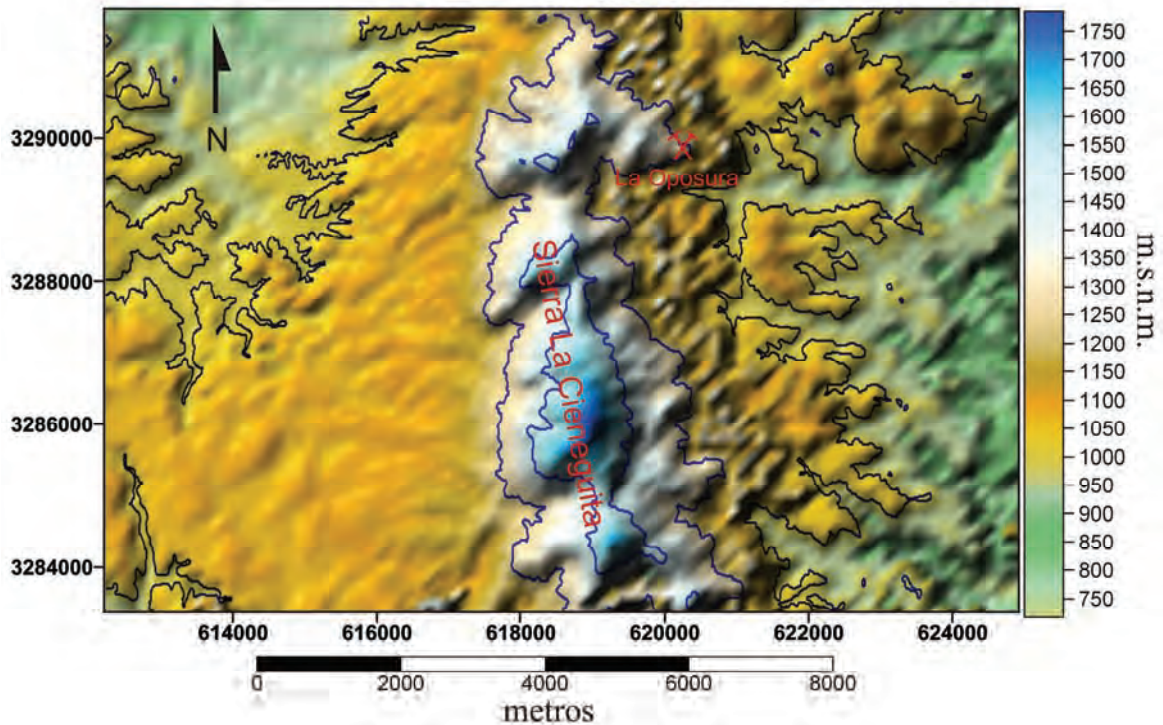


Figura 4.2. Modelo de elevación del área de estudio, vista de planta. Apreciándose el depósito hacia la zona norte de la Sierra La Cieneguita, procesado utilizando el programa *Surfer 8* y la base topográfica digital de la carta El Rodeo H12D24.

4.2.- Trabajos previos

Este depósito se conoce desde comienzos del siglo XX, realizándose en él pequeños trabajos de tipo artesanal para la extracción de cobre, plata, plomo y zinc. Una exploración inicial fue llevada a cabo bajo la dirección de Fr. L. D. Ricketts. En la década de 1930 E. Wisser junto con R. N. Hunt de la compañía Real del Monte y Pachuca realizaron una pequeña exploración geológica (Ayala, 1972). En la década de 1940, en la que la compañía Anaconda tomó el control del depósito, estableció un programa de exploración enfocado a zonas subterráneas, este programa fue dirigido por V. Perry y R. Mulchay, durante el cual aproximadamente 1000 ton de mena fueron extraídas de este depósito, con un promedio de 1.1% Cu, 150 gr/ton Ag, 9.9% Pb, y 29.5% Zn (Thoms, 1973), este material fue enviado a la fundición de Shattuck Deen en Bisbee, Arizona. Esta exploración esporádica continuó hasta la década de 1970, en la cual una serie de pequeños túneles exploratorios fueron construidos, culminando con la construcción del túnel “D” que es el más grande de todos, con cerca de 500 metros de longitud (Deen y Atkinson, 1985). En 1975 se estableció una asociación entre las compañías Anaconda y Servicios Industriales Peñoles, con el objetivo

de evaluar el potencial del depósito. Realizando un programa de perforación con diamante que consistió de 73 núcleos, 56 de los cuales encontraron mineralización (Deen y Atkinson, 1985), así como un levantamiento de cartografía geológica. Roldán Quintana (1994) realizó un estudio de la sierra La Oposura, la cual se encuentra al este del valle de Moctezuma, describiendo la geología de las rocas sedimentarias paleozoicas y terciarias, así como de los cuerpos plutónicos, volcánicos y diques pegmatíticos que afloran en la zona. También hay algunos trabajos realizados al sur de la mina Oposura, en el área de la mina La Bambolla documentando el descubrimiento de algunas nuevas especies de minerales de telurio (Gaines, 1965a, 1969, 1971).

4.3.- Geología del área de estudio

La secuencia estratigráfica que aflora en el distrito minero Oposura se encuentra formado principalmente por rocas ígneas de carácter volcánico tanto fluidal como piroclástico, con un menor aporte de rocas sedimentarias. Estas rocas de manera muy general se pueden separar en tres unidades. La unidad inferior se compone de rocas félsicas, entre las que predominan ignimbritas, pasando a flujos andesíticos hacia la parte superior, lo que evidencia un ambiente tectónico muy activo en la época de su emplazamiento. La unidad media consiste esencialmente de una toba de ceniza de grano muy fino, la cual presenta una intercalación con pequeñas bandas de calizas, actualmente modificadas por acción de un evento hidrotermal, por lo cual no ha sido posible identificar fósil alguno. Esta unidad indica un ambiente de más calma tectónica, lo que ayudo a la formación de cuencas endorreicas someras. La unidad superior se compone de rocas volcánicas de carácter piroclástico, con una matriz vítrea intercalada con unidades volcanoclásticas, así como flujos de riolita. Marrs *et al.* (1981) clasificaron informalmente a la secuencia de rocas que aflora en este distrito, como el grupo volcánico Oposura. Este grupo fue clasificado de la base a la cima por las siguientes unidades, Toba Lítica Inferior, Riolita Revancha, Formación las Arenillas, Toba lítica Candelaria, Dacita La Huerta y por último la Ignimbrita Rodeo. Posteriormente Deen y Atkinson (1985) combinaron las unidades Toba Lítica Inferior y Riolita Revancha en Toba Lítica Inferior, ya que en realidad se trata de una ignimbrita fuertemente alterada. A continuación se hace una breve descripción geológica de las principales unidades del área, combinando las dos descripciones e incluyendo las

realizadas en este estudio. Cabe aclarar que estas descripciones se basan solo en unidades cercanas a las obras las cuales se restringen a la Toba volcánica Inferior, Formación Las Arenillas, y Toba Candelaria.

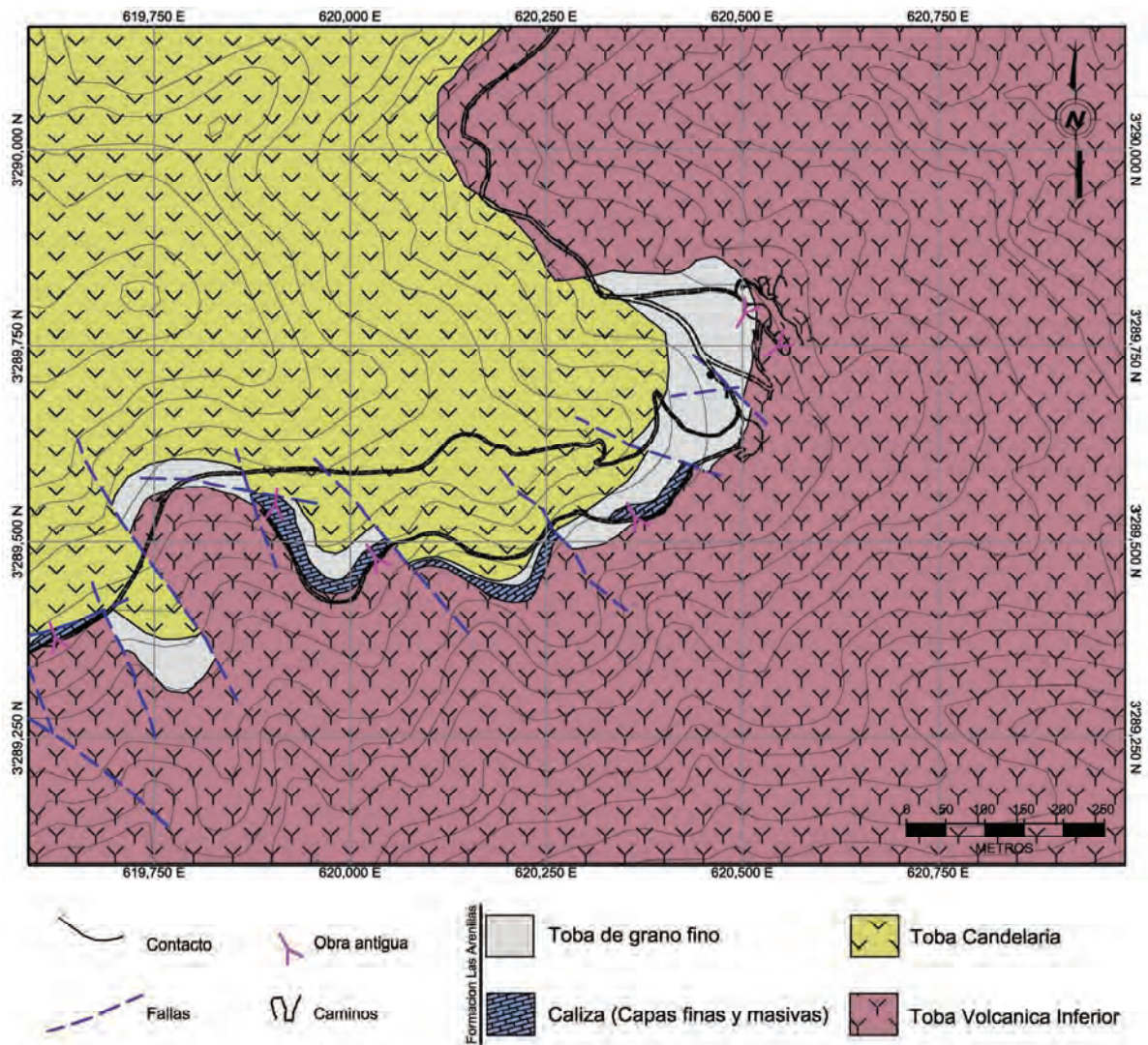


Figura 4.3.- Geología local del área de Oposura. Modificado de Marrs (1981) y Gómez (1981).

4.5.1.- Toba Volcánica Inferior

La unidad inferior es una agrupación de las rocas que se encuentran a la base de la formación Las Arenillas. Esta unidad aflora principalmente hacia el este de la zona mineralizada, en las partes bajas de la sierra La Cieneguita, y está conformada en la base principalmente por una toba litocristalina de composición félsica y hacia la cima se intercala con una serie de pequeños flujos andesíticos. En cambio en superficie esta unidad presenta una oxidación moderada producto de la alteración de pirita, con una fuerte presencia de manganeso en ciertas zonas, exhibiendo un fracturamiento débil a moderado (Figura 4.4a), con fragmentos de roca que varían de tamaño de 3-5 cm, aunque en promedio de 3 cm, acompañados de cristales de plagioclasa y pómez alargados en forma de *fiammes* (Figura 4.4b,c,d y e). La base de esta unidad no se encuentra expuesta, ya que es cubierta en las zonas más bajas por la dacita La Huerta. En lámina delgada esta roca que corresponde a la parte inferior de esta secuencia, está formada por un 40-60% de cristales y fragmentos de roca, con un 30-40% de una matriz vítrea parcialmente desvitrificada, identificándose plenamente las espículas de vidrio en luz natural. Los cristales se componen principalmente de plagioclasa y en menor cantidad de cuarzo. Esta unidad presenta flujos volcánicos intercalados, los cuales presentan una textura de flujo pobremente marcada en muestra de mano, y se componen por un 30-40% de fenocristales dentro de una matriz vítrea. Los fenocristales están constituidos por plagioclasa y anfíbol, los cuales presentan una forma tabular con tamaño de 0.5-4 mm para los cristales de plagioclasa y de 0.5 – 2 mm para los anfíboles. Los anfíboles se encuentran totalmente reemplazados por una combinación de óxidos de Fe, en cambio los cristales de plagioclasa presentan un 30 – 50 % de alteración a calcita, siendo más evidente en la base de la Formación Las Arenillas en donde se observan vetillas de calcita cruzadas, las cuales presentan una silicificación sobreimpuesta (Figura 4.5a). La parte superior de esta unidad, que siempre subyace a la formación Las Arenillas, es una toba riolítica de grano fino, color crema, en contacto un tanto difuso e irregular, oscurecido en gran parte por la actividad hidrotermal.

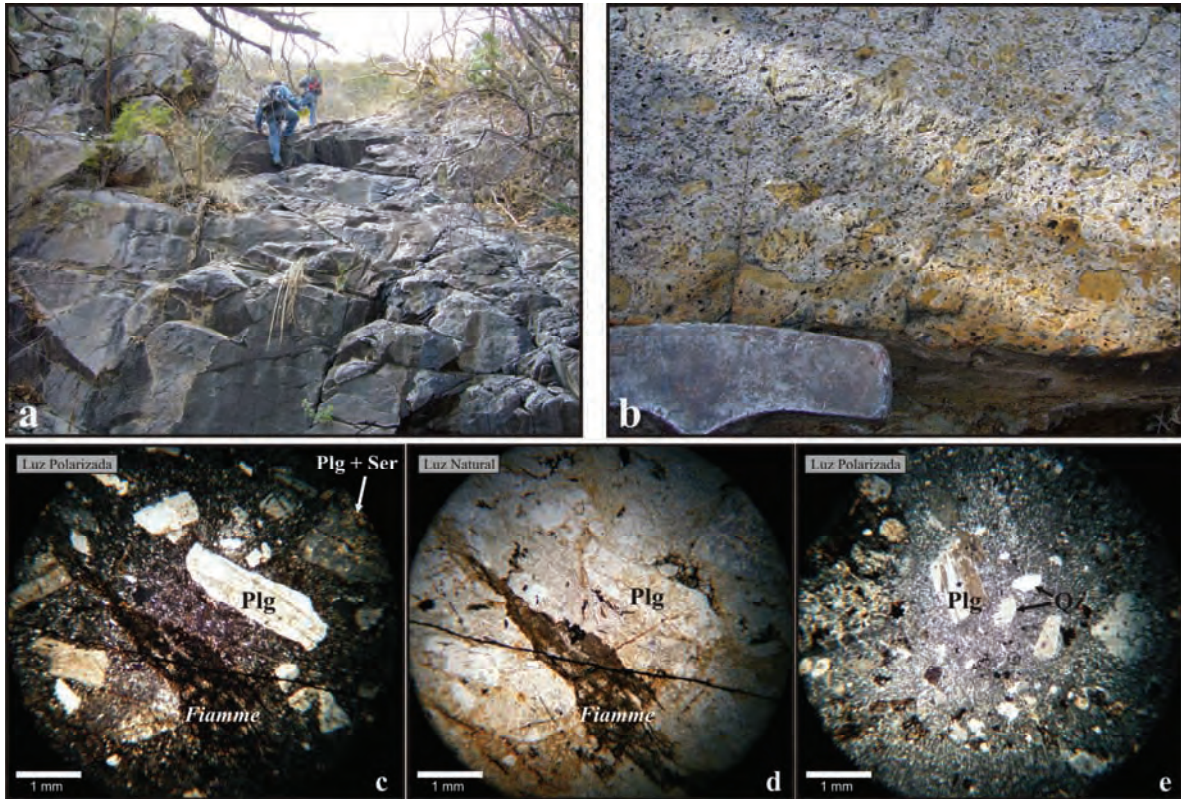


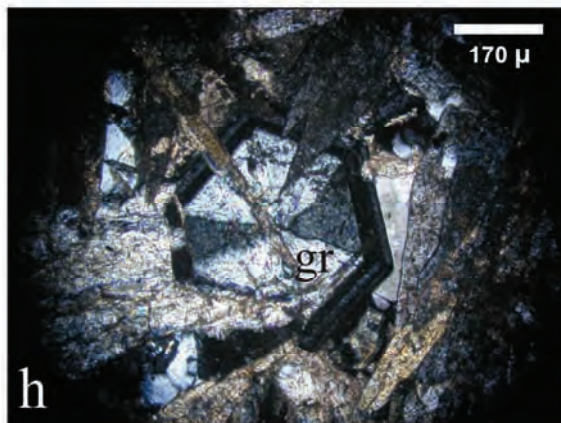
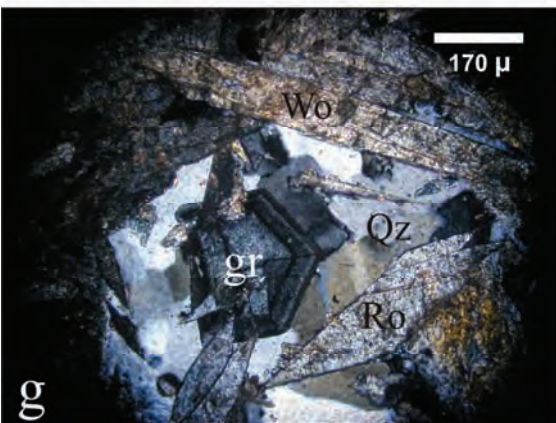
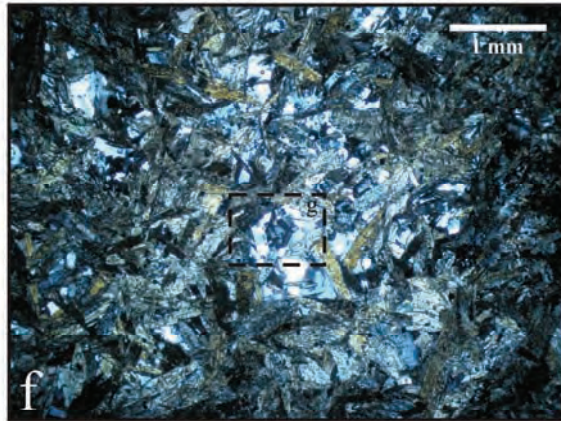
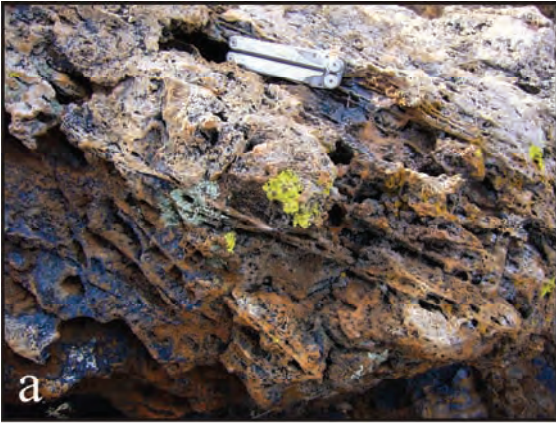
Figura 4.4.- Fotografías de la unidad Toba Volcánica Inferior a) Afloramiento de la unidad mostrando un moderado fracturamiento, cubierto con una pequeña patina de manganeso. b) Fotografía mostrando el carácter piroclástico de esta unidad. c) Fotomicrografía en luz polarizada mostrando cristales de plagioclasa junto con fragmentos de pómez y cuarzo, dentro de una matriz desvitrificada de grano fino. d) misma que en c) pero en luz natural. e) Fotomicrografía en luz polarizada en donde se puede observar algunos fragmentos de cuarzo y cristales de plagioclasa, dentro de una matriz de grano fino.

4.5.2.- Formación Las Arenillas

Esta unidad consiste de una secuencia de pequeñas láminas y capas masivas de caliza interestratificadas con tobas de grano muy fino. Dentro de esta unidad se encuentra hospedada la mineralización de sulfuros masivos presentes en este depósito. El contacto con la unidad inferior es difuso, debido a la lixiviación causada por la actividad hidrotermal y por la presencia de manganeso (Figura 4.4c). A la base de esta unidad se identifica con gran abundancia una serie de vetillas de calcita, las cuales se cortan entre sí (Figura 4.4a), presentando una moderada silisificación. Encima de esto se encuentra un paquete de rocas calcáreas con un espesor aproximado de 10 - 15 metros, el cual no siempre aflora, por lo que es difícil establecer la continuidad lateral de esta unidad, ya que en algunos lugares se identifican las delgadas capas de caliza con una silisificación moderada a fuerte, con una mineralización variada y a unos 100 m afloran capas de caliza masiva de 4 metros de

espesor, o en su lugar se encuentran pequeños paquetes de tobas litocristalinas fuertemente epidotizadas. La zona de estratificación delgada se puede observar perfectamente en los alrededores de la entrada a la obra principal (Túnel D o Main Camp conocido por otros autores) o dentro de la misma obra (Figura 4.5b, c y d). Las capas de caliza se pueden observar en el borde la de Cañada Masagatos y en la zona conocida como West End, el cual se ubica en el borde oeste de la misma cañada. La zona estratificada está conformada por una secuencia rítmica de delgadas capas de caliza con un tamaño promedio de 1 cm, las cuales presentan una deformación variable, esta deformación parece ser sindeposicional ya que no afecta a las capas superiores e inferiores (Figura 4.5e). Estas capas de caliza presentan un color gris a crema en las zonas donde no presenta alteración, y un color rosa pálido en las zonas cercanas a los reemplazamientos por sulfuros, con pequeños cristales de granate intersticiales (Figura 4.5e, f, g y h). En las zonas donde no aflora las capas de caliza, se encuentra una toba litocristalina, formada por una gran cantidad de pequeños cristales de plagioclasa con un tamaño de 0.1mm, así como fragmentos de roca volcánica de textura traquítica y vitrofídica, y fragmentos de cristales de cuarzo subredondeados, formando el 80-95 % de la roca. El espacio restante está compuesto por una matriz vítrea con la presencia de clorita. Casi la totalidad de los feldespatos están pervasivamente alterados a epidota y en menor cantidad clorita.

Figura 4.5 (Siguiendo página).- Fotografías de la Formación Las Arenillas. a) serie de vetillas de calcita cortadas entre sí, presentando una silificación posterior. b) paquete de capas delgadas de caliza mostrando una fuerte silificación en áreas cercanas a la obra principal. c) base de la secuencia de capas delgadas de caliza, mostrando una moderada presencia de manganeso y una ligera oxidación. d) Capas delgadas de caliza en el interior de la obra principal, mostrando un ligero basculamiento hacia el norte-noreste. e) Capas delgadas de caliza mostrando una disposición desordenada, dentro de una matriz de toba de grano fino color negro, mostrando cristales de pirita. Es importante remarcar el color rosa pálido que presentan las capas. f) Fotomicrografía en luz polarizada de la ampliación del recuadro marcada en la imagen 4.4e, mostrando la presencia de cristales romboédricos y prismáticos tabulares de wollastonita, rodonita, rodocrosita, cuarzo y granate. g) Fotomicrografía en luz polarizada de la ampliación del recuadro marcado en la imagen 4.4f, mostrando con mayor precisión los cristales de cuarzo, granate, rodonita y rodocrosita. h) Fotomicrografía en luz polarizada, mostrando en el área central un corte basal de un granate, el borde es característico de un granate formado por metamorfismo de contacto.



4.5.3- Toba Candelaria

Este miembro volcánico sobreyace concordantemente a la Formación Las Arenillas, nombrado como Toba Lítica Candelaria por Marrs y Guilbert (1981). Esta se compone de una toba litocristalina, compuesta principalmente de matriz vítrea color negro, en la cual se identifican cristales de feldespato, cuarzo y fragmentos de roca parcialmente epidotizados. Esta textura es la que mas predomina en toda la secuencia. En lámina delgada se observa que la matriz está parcialmente desvitrificada, y en luz natural se identifican las espículas de vidrio. La matriz representa cerca de la mitad de la roca, identificándose dentro de ésta, cristales de plagioclasa, cuarzo y fragmentos de roca. Los cristales de plagioclasa presentan una alteración de clorita-sericita-epidota, lo cual indica una alteración propilítica. Las plagioclasas presentan una composición una composición albitica. Los fragmentos de roca presentan un tamaño de 1 – 2 mm, y son de forma subangular, compuestos de rocas volcánicas con texturas de grano fino y porfídicos. Los de grano fino se componen de pequeños cristales de plagioclasa, en cambio los segundos presentan fenocristales de plagioclasa en una matriz de grano fino. También hay fragmentos mostrando una desvitrificación, lo cual forma esferulitas de tamaño pequeño, con algunos fragmentos alterados fuertemente a epidota (Figura 4.6).

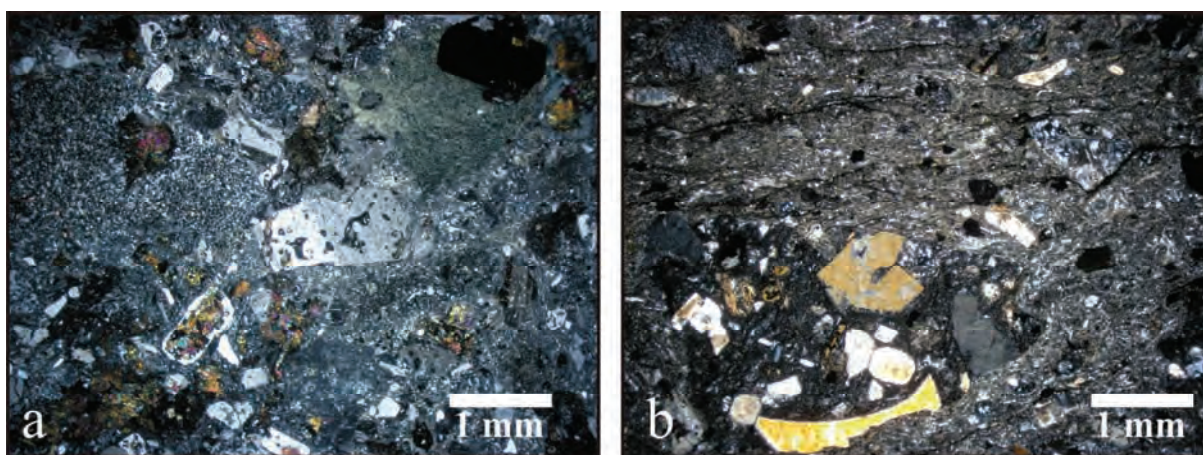


Figura 4.6.- Toba litocristalina Candelaria, mostrando en a) fotomicrografia de fragmentos de roca y cristales de plagioclasa alterados a epidota y clorita, b) textura de flujo en donde los fragmentos se alinean a ésta.

4.4.- Edad de las rocas y mineralización.

Marrs y Guilbert (1981) reportan por medio de comunicación personal de Damon, la determinación de una edad por el método K-Ar en roca total, de una muestra de la Toba Litica Candelaria, la cual arroja una edad de 40 ± 2 Ma; sin embargo esta edad fue tomada como mínima, debido a que la muestra presenta una desvitrificación del 50%, y propone como mejor estimado para la edad del grupo Oposura al Terciario temprano. En cambio, la mineralización de teluros de la mina La Bambolla que se encuentra a solo unos kilómetros al sur, fue fechada por el método $^{130}\text{Te} - ^{130}\text{Xe}$, obteniendo una edad 57.3 ± 13.9 Ma (Srinivasan *et al.*, 1972). Esta mineralización se encuentra encajonada dentro de la dacita la Huerta, la cual recientemente fue fechada por el método U-Pb en zircones en 75.75 ± 0.55 Ma, (información en proceso de publicación, comunicación personal, González-León *et al.*, 2010).

La mineralización en este depósito es de carácter estratiforme, presentando una forma lenticular en sus bordes. Estas zonas mineralizadas se encuentran dentro de la Formación Las Arenillas desde su base en las capas delgadas de caliza hacia la cima conformada de tobas finas; aunque se tiene mayor presencia en la parte superior. La fase prógrada de este depósito está representada por granate (Figura 4.4 g y h) y piroxeno, junto con wollastonita, rodonita; mientras que la fase retrógrada consta de abundante clorita, epidota, rodocrosita y cuarzo (Figuras 4.4 f, g y h; 4.7 b y c). La mineralogía metálica se compone de esfalerita, galena, pirita y calcopirita, en donde el tamaño de grano de los sulfuros es generalmente < 1 mm (Figura 4.7 y 4.8). Una etapa supergénica es evidente por la presencia de calcosita que reemplaza parcialmente a la calcopirita (Figura 4.8d) y por la presencia de óxidos de Cu como azurita y malaquita. Varias superficies pulidas talladas sobre los sulfuros muestran que la mena se compone principalmente de esfalerita la cual contiene en forma de exsoluciones cristales más pequeños de calcopirita (Figura 4.8), estas inclusiones son generalmente puntuales, pero a veces se observa que siguen los planos de los cruceros de la esfalerita, la calcopirita también ocurre de tamaño más grande, introduciéndose hacia la esfalerita (Figura 4.8d). Los cristales de galena parecen ser ligeramente posteriores a la esfalerita, ya que la galena crece hacia adentro de la esfalerita, siguiendo los planos de los cruceros al igual que la calcopirita. La pirita es englobada por los cristales de esfalerita y galena, presentando formas cúbicas (Figura 4.8c).

Solamente se observó la alteración de calcopirita en calcosita en los cristales más grandes, que entran hacia la esfalerita y galena, y no dentro de las pequeñas inclusiones, las cuales se encuentran aisladas de la interacción meteórica. Además para este estudio se realizó un análisis de difracción de rayos X, a una muestra del mineral rosa pálido, encontrando que estaba compuesta por una asociación de rodonita ($MnSiO_3$), rodocrosita ($MnCO_3$), cuarzo (SiO_2) y wollastonita ($CaSiO_3$) (Figura 4.9).

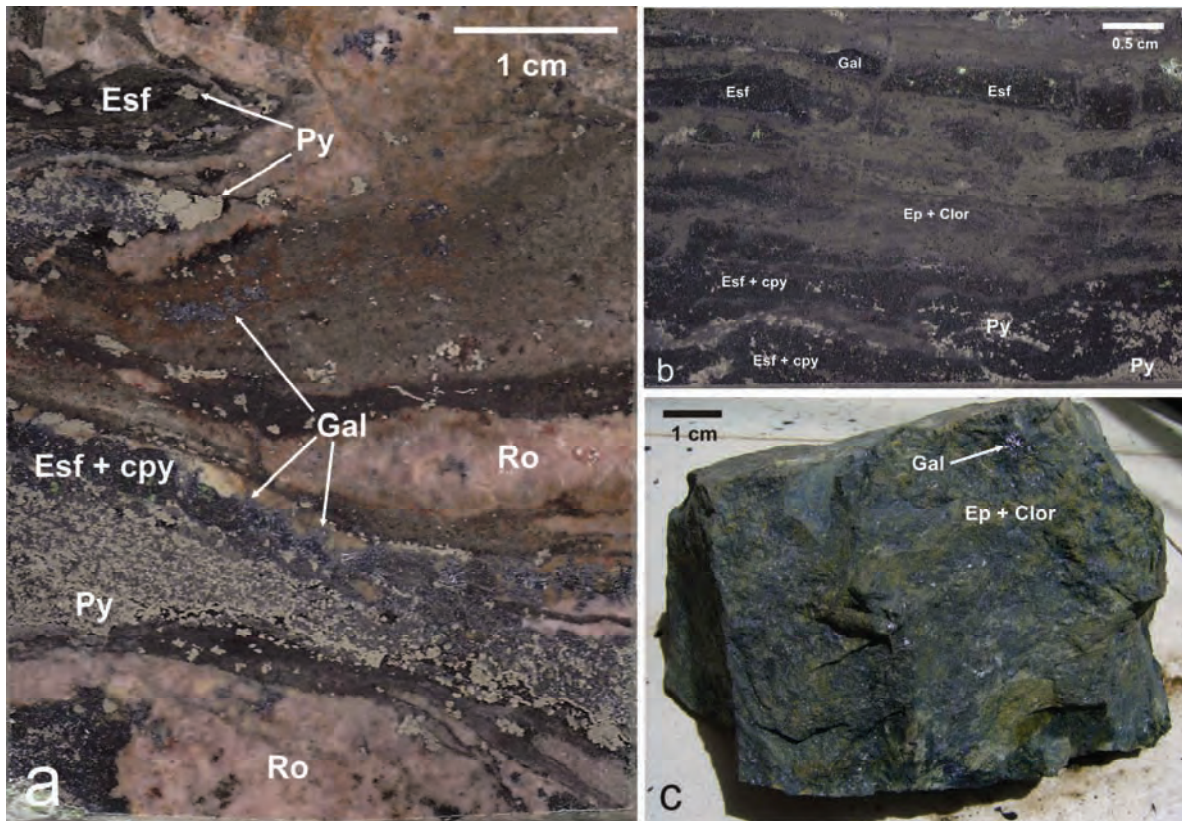


Figura 4.7.- Fotografías mostrando el estilo de mineralización del depósito Oposura. a) zonas lenticulares de mineralización de sulfuros. b) reemplazamiento de capas de caliza por sulfuros, creando la apariencia de que la mineralización fue singenética. c) muestra de mineralización masiva, mostrando una fuerte presencia de minerales retrógrados como epidota y clorita. Esf – esfalerita, Py – pirita, Gal – galena, Ro – asociación de rodonita, rodocrosita y wollastonita (ver Figura 4.4 f, g y h).

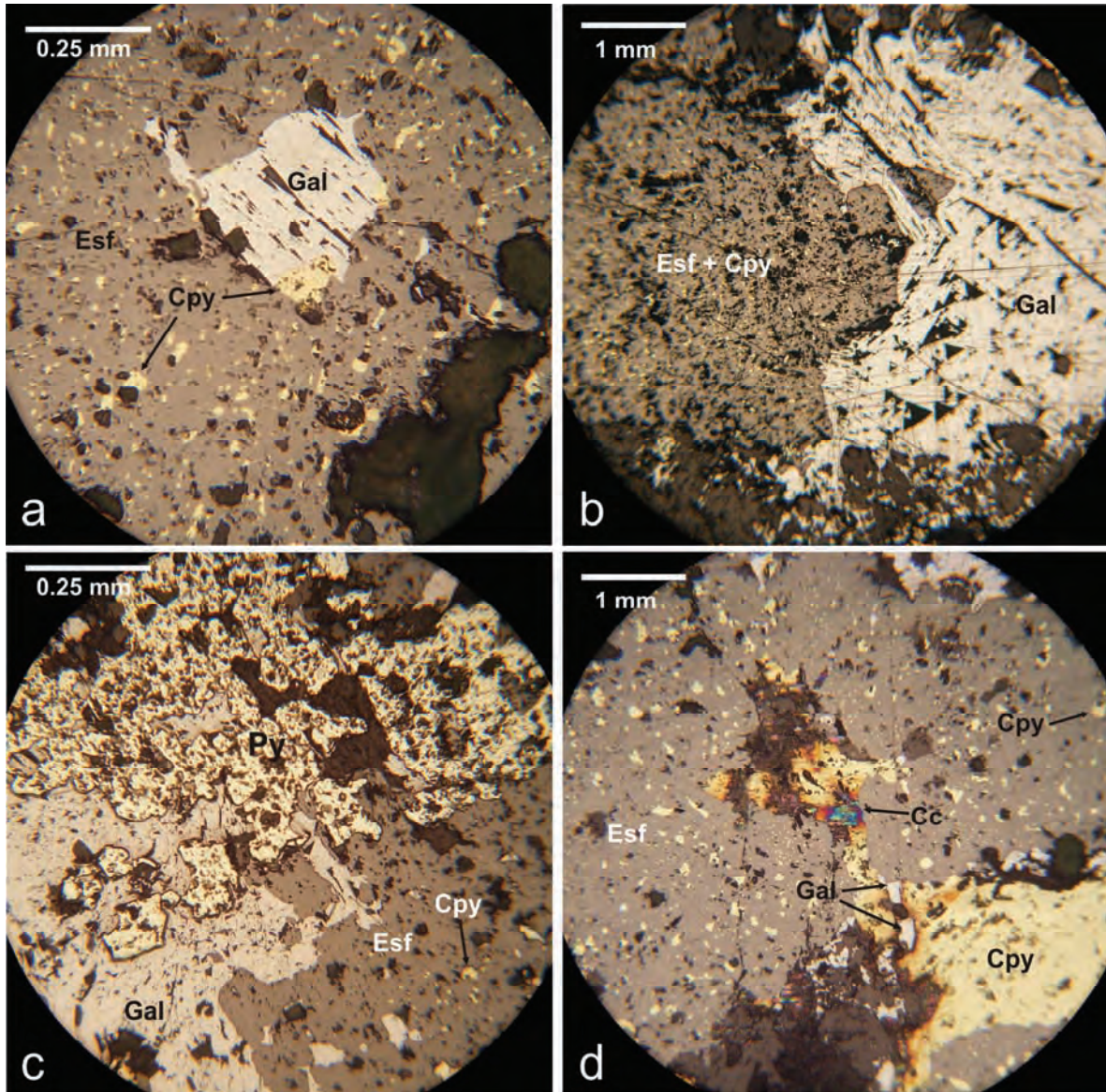


Figura 4.8.- Fotomicrografías de estudio mineralógico del depósito Oposura. a) esfalerita con inclusiones de calcopirita y al centro un cristal de galena mostrando el clivaje b) esfalerita con inclusiones de calcopirita a la izquierda y galena introduciéndose en esfalerita a la derecha. c) esfalerita con exsoluciones microscópicas de calcopirita a la derecha, galena introduciéndose a la esfalerita a la izquierda y en la zona superior cristales de pirita. d) fotomicrografía mostrando esfalerita con inclusiones de calcopirita, calcopirita parcialmente alterada a calcosina al centro, y unos pequeños cristales de galena al centro.

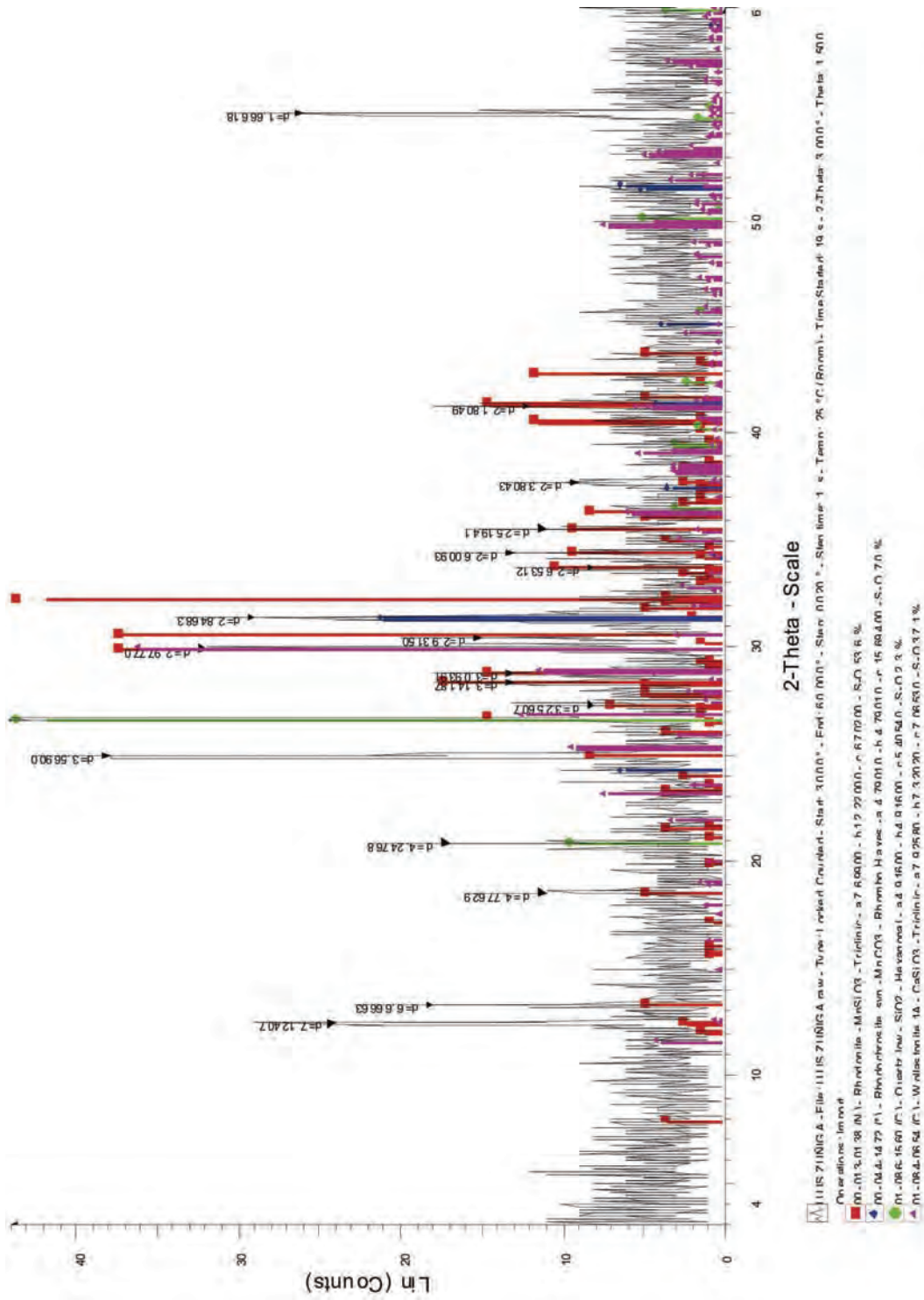


Figura 4.9.- Espectro resultado del análisis de rayos X realizado, a una muestra molida del mineral rosa pálido del depósito Oposura. Análisis realizado en el Laboratorio de rayos X del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora

4.8.- Isotopos estables de S

El análisis de isotopos estables de S se llevó a cabo en 7 muestras recolectadas de la zona mineralizada en el depósito Oposura. Debido a que el mineral es masivo y de grano fino, se decidió triturar las siete muestras, posteriormente se tamizaron y lavaron los polvos, de los cuales se separaron los sulfuros manualmente utilizando un microscopio binocular. Se obtuvieron 20 muestras de sulfuros individuales (3 calcopiritas, 6 galenas, 7 piritas, 4 esfaleritas). Las mediciones de los isótopos de azufre en las muestras de sulfuros, se realizaron siguiendo el procedimiento anteriormente mencionado. Se utilizó el estándar internacional NBS123 además de estándares internos. Los datos isotópicos de azufre son expresados utilizando la notación $\delta^{34}\text{S}$. La precisión analítica es de ± 0.15 per mil o mejor (1σ).

Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ para las piritas, calcopiritas, galenas y esfaleritas del depósito Oposura van de -2.7 a 3.6 ‰ (Tabla 4.1), presentando la gran mayoría un valor en el rango de +1 ‰ (Figura 4.10). Comparando estos resultados con los valores encontrados en los tres principales reservorios naturales (azufre magmático, sulfato marino y sulfuros sedimentarios), se concluye que el origen de estas firmas es magmático, ya que son similares a los resultados obtenidos para rocas ígneas de origen magmático (Ohmoto y Rye, 1979). Es importante mencionar que el valor de $\delta^{34}\text{S}$ de las soluciones formadoras de mineral en la mayoría de los sulfuros masivos volcanogenicos (VMS) presentan una firma predominantemente marina, debido a una reducción sulfatada (Ohmoto y Rye, 1979), sin embargo esto no ocurre siempre, como fue demostrado por Gregory y Robinson (1984), los cuales sugieren una fuente de azufre puramente magmática para los depósitos Dianne y O.K. del norte de Queensland (Australia), mientras que el cercano depósito Mt Molloy muestra una mezcla con agua de mar.

Tabla 4.1.- Resultados de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ en sulfuros del depósito Oposura.

Muestra	Localidad	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ ‰
LA-01-08	Oposura	Py	-0.1
LA-04-08	Oposura	Py	0.7
LA-04-08	Oposura	Gal	-2.7
LA-04-08	Oposura	Cpy	1.0
LA-04-08	Oposura	Sp	-0.2
LA-05-08	Oposura	Py	1.1
LA-05-08	Oposura	Gal	1.2
LA-06-08	Oposura	Py	0.7
LA-06-08	Oposura	Gal	1.2
LA-06-08	Oposura	Sp	3.6
LA-08-08	Oposura	Py	0.9
LA-08-08	Oposura	Gal	-0.1
LA-08-08	Oposura	Cpy	1.7
LA-09-08	Oposura	Py	1.1
LA-09-08	Oposura	Gal	-0.8
LA-09-08	Oposura	Sp	3.2
LA-10-08	Oposura	Py	3.8
LA-10-08	Oposura	Gal	0.9
LA-10-08	Oposura	Cpy	2.1

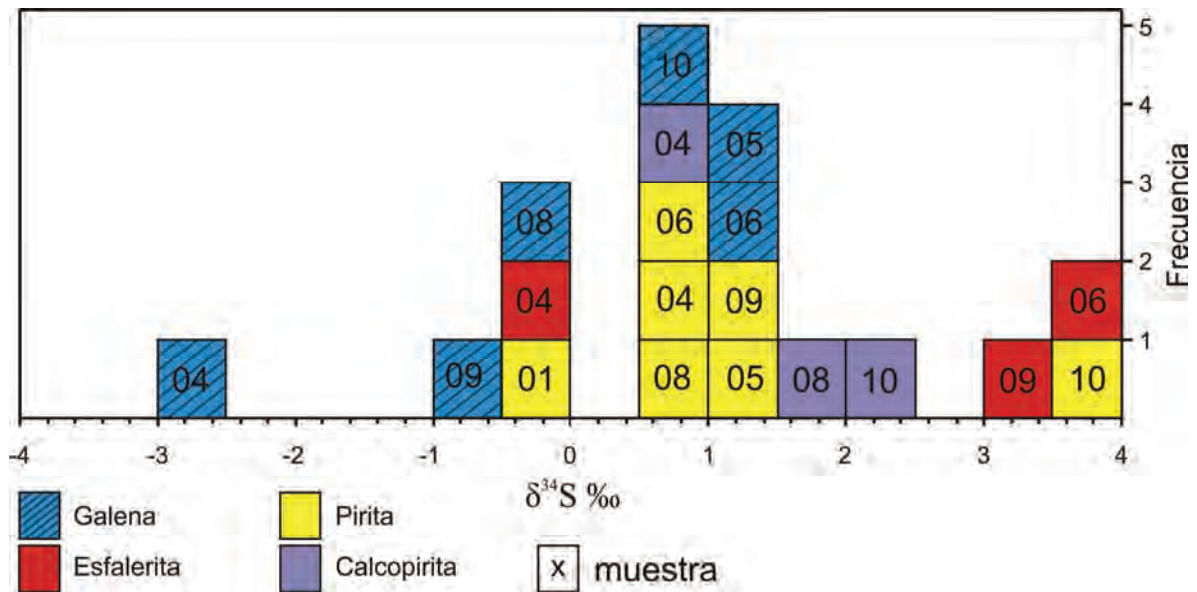


Figura 4.10.- Histograma de valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ para las muestras de sulfuros del depósito Oposura, Centro de Sonora.

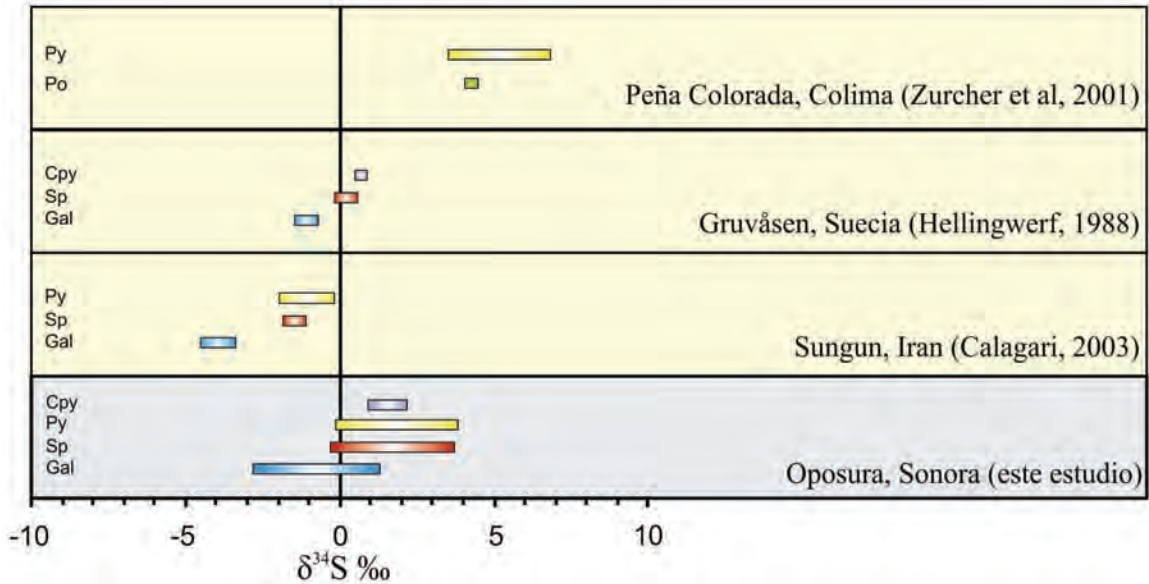


Figura 4.11.- Comparación de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ para las muestras de sulfuros del depósito Oposura, con otros skarns de la región y del mundo.

4.6.- Geotermometría del depósito

4.6.1.- Inclusiones Fluidas

Se realizó un estudio microtermométrico de inclusiones fluidas, para conocer las características de los fluidos asociados a la mineralización en muestras del depósito Oposura. El análisis se efectuó con un microscopio petrográfico de luz transmitida, el cual tiene adaptado una platina térmica Linkam THMSG 600, que permite el calentamiento de muestras hasta los 600 °C, y un sistema de enfriamiento a base de nitrógeno líquido, que baja la temperatura hasta los -196 °C. Los cálculos de salinidad y presión fueron hechos considerando los datos y diagramas publicados por Haas (1971) y Bodnar (1993).

En este depósito solamente fue posible el estudio del skarn retrógrado, por medio del análisis de unos pequeños cristales de esfalerita roja transparente (blenda). Las inclusiones estudiadas presentan un tamaño inferior a 10 μ . Estas inclusiones son de tipo líquido + vapor (L + V), de modo que la burbuja representa menos del 30% del volumen. Ninguna de las inclusiones presenta minerales hija. Los resultados fueron obtenidos con una baja cantidad de mediciones debido a la escasez de material para su estudio. Las temperaturas finales de fusión del hielo (T_{fh}) varían de -0.7 a -0.5 °C, lo cual equivale a una

salinidad de 1.23% de NaCl eq. Las temperaturas de homogenización (T_h) varían de 281.8 a 283.6 °C (Figura 4.12). Un resultado similar fue obtenido por Espinoza-Maldonado (2005) en el estudio del skarn de Cerro de Oro, en las cercanías del poblado de Rayón. En donde fueron analizadas esfaleritas las cuales presentaban fases líquido + vapor, con temperaturas de homogenización de 266 a 275°C y temperaturas finales de fusión de hielo dentro del rango de -3 a -6.5°C, lo cual equivale a una salinidad de 5.70 a 13.43% de NaCl eq.

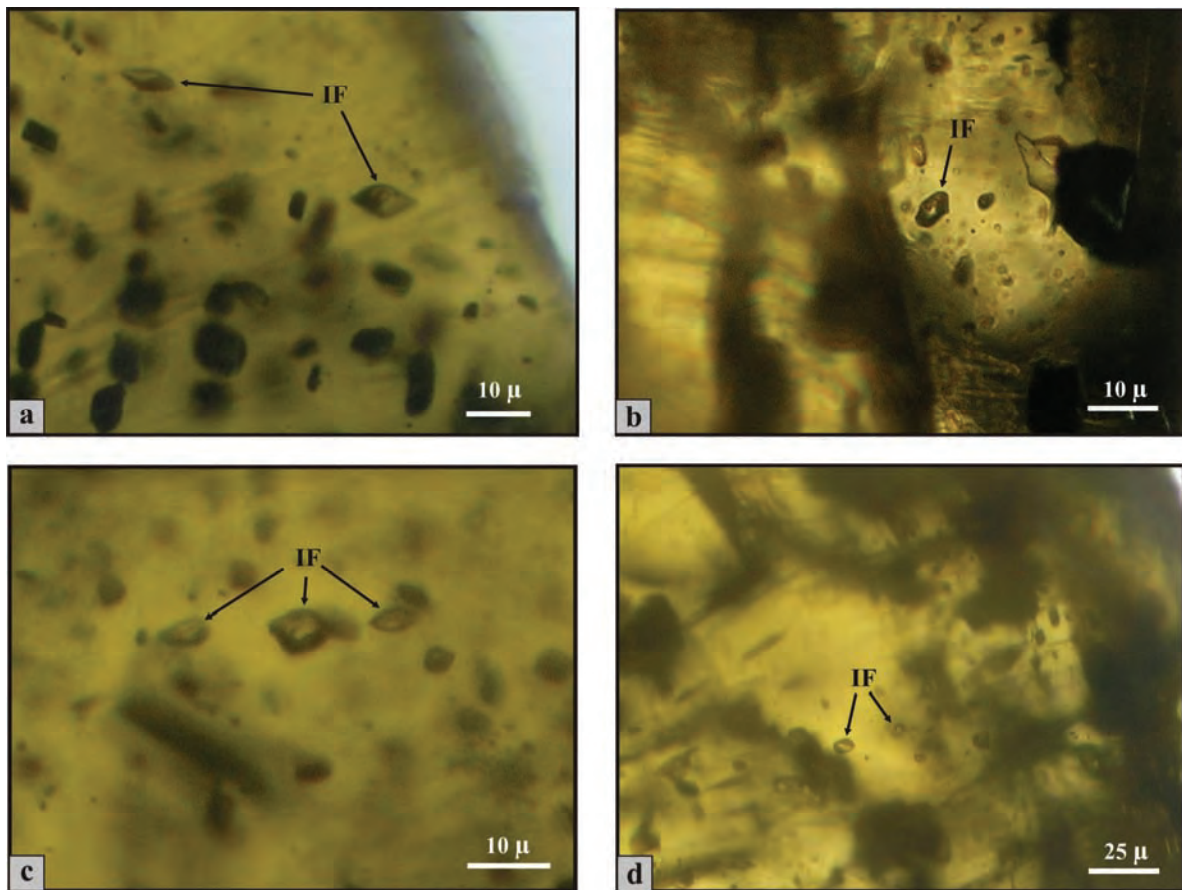


Figura 4.12.- Inclusiones fluidas en esfalerita del depósito Oposura.

4.6.2.- Geotermometría de S

La dependencia de temperatura del factor de fraccionación entre dos minerales hace posible el usar un par mineral como geotermómetro. La geotermometría isotópica presenta una ventaja sobre otros tipos de geotermómetros ya que no depende de la presión, caso que ocurre con la microtermometría de inclusiones fluidas. Los pares minerales que son usados para este propósito deben de haber sido co-depositados en equilibrio, deben de haber mantenido la composición isotópica original y no haber sido alterados por reequilibrio posterior. El mejor par mineral usado para geotermometría es aquel que tiene la mayor fraccionación dependiente de la temperatura (Campbell *et al.* 1998). En la figura 4.13b se observa la fraccionación de diferentes especies de sulfuros y compuestos con respecto a H₂S. Como se puede observar los sulfuros pirita y galena presentan la mayor diferencia en pendiente de todos los pares minerales de sulfuros más comunes, esto significa que α_{py-gal} tendrá la mayor dependencia de temperatura y por lo tanto será el más preciso par de sulfuros para este método.

Para este estudio fueron usadas las ecuaciones de fraccionación mineral recopiladas por Campbell y Larson (1998). Obteniendo temperaturas que varían en el rango de 267 – 474 °C (Figura 4.13a). Sin embargo como se puede observar en esta figura, el par isotópico Gal-Cpy presenta la mayor incertidumbre, pero tomando en consideración que la calcopirita está ligeramente alterada a calcosita (Figura 4.8d), este par se ha descartado. Entonces el rango de temperatura de formación de este depósito es de 267 – 318 °C (Figura 4.13a), lo cual concuerda con la temperatura obtenida por medio de inclusiones fluidas en esfalerita, aunque esta temperatura solamente representa la etapa de mineralización, incluida dentro del evento retrógrado, ya que las temperaturas del evento prógrado no fueron determinadas.

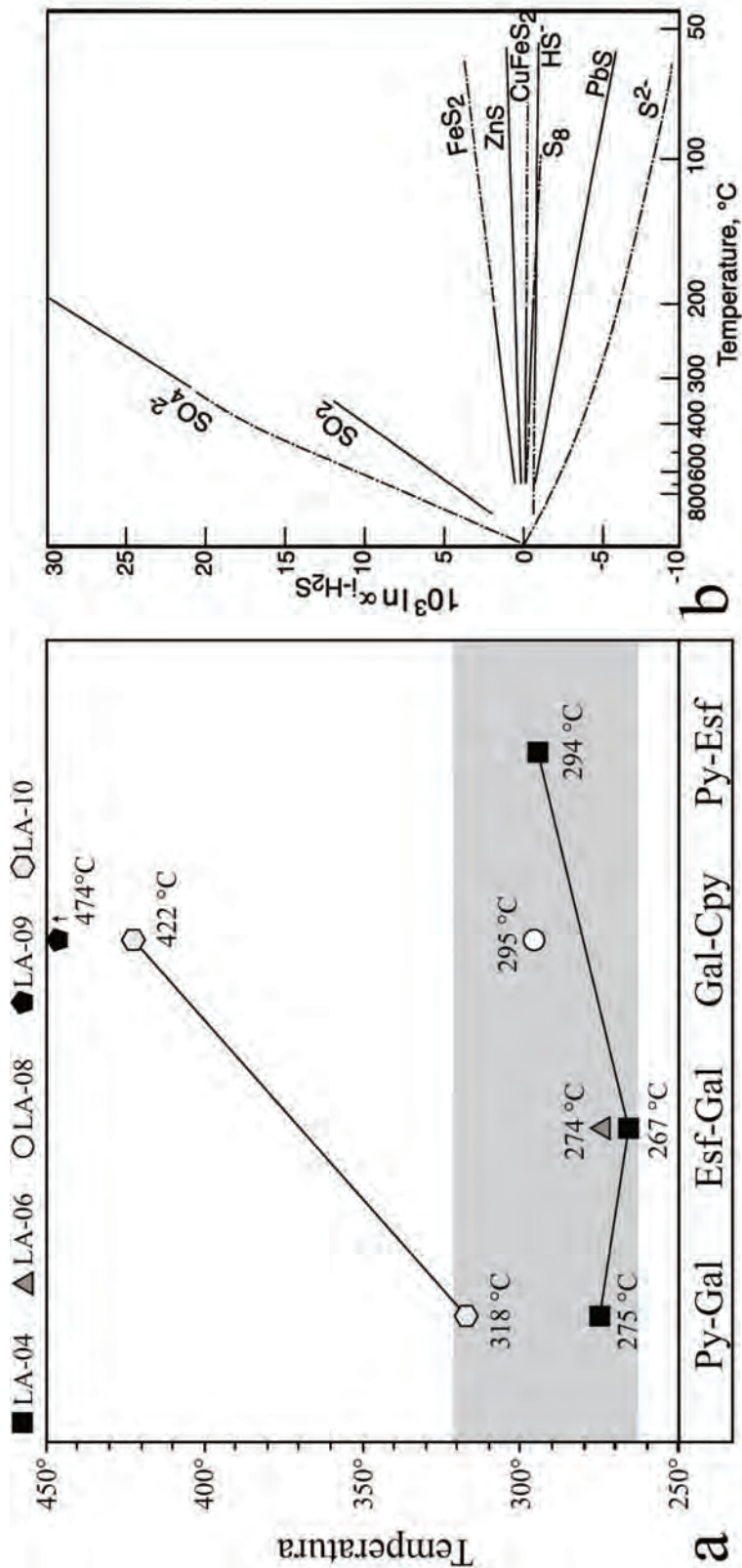


Figura 4.13.- Mostrando el resultado del cálculo de temperatura del depósito Oposura, a partir de los pares isotópicos en sulfuros de diferentes muestras. a) Geotermometría en sulfuros, izquierda los mejores pares isotópicos a derecha los de mayor incertidumbre. La zona gris representa el mejor aproximado de la temperatura de formación del depósito. b) Gráfica del equilibrio de fraccionación de varios sulfuros relativo a H₂S. Líneas punteadas son extrapolaciones de cálculos teóricos. Notar el decrecimiento de la fraccionación al aumentar la temperatura (Ohmoto y Rye, 1979).

CAPITULO 5: ESTUDIO GEOQUÍMICO, ISOTÓPICO Y GEOTERMO-BAROMÉTRICO DE LOS PLUTONES LARAMÍDICOS DEL ÁREA CENTRO-NORTE DEL ESTADO DE SONORA

5.1. Introducción

Un análisis mineralógico para la obtención de la profundidad de emplazamiento, utilizando el método del contenido de Al en hornblenda (Hammarstrom y Zen, 1986), fue aplicado en una muestra del batolito laramídico Sonorense. Para este estudio se planificó una visita de recolección muestras de granitoides en las cercanías del zona (Figura 5.1), tomando en consideración que para la aplicación de este método es indispensable una asociación mineralógica en particular (cuarzo + feldespato alcalino + hornblenda + biotita + esfena + óxidos de fe – ti [magnetita o ilmenita] + plagioclasa con una composición entre $An_{25-35} \pm$ epidota).

Se tomaron muestras en el área de la mina Santa Rosa del distrito de San Felipe, una muestra en al área de Agua Caliente al oeste de Aconchi la cual corresponde al batolito El Jaralito, dos muestras de un granitoide al este de Huépac en las cercanías del depósito Washington, una al noreste de Baviácora, en los alrededores del rancho Las Cabecitas, otra muestra del granitoide mineralizante en el depósito Cumobabi al el suroeste de Cumpas, y otra más de un granitoide al sur del distrito de Cumobabi (Tabla 5.1).

Todas las muestras fueron estudiadas petrográficamente en sección delgada determinándose la asociación mineral que contenían. También se realizó un conteo de cerca de 600 puntos por lámina, utilizando un microscopio Leitz (Laborlux 12 Pol S), al cual se acopló un contador manual Leitz. Con excepción de la muestra LT-20-07 que se clasifica modalmente como una granodiorita, todas las demás corresponden a un monzogranito (Fig. 5.2). Con este estudio se estableció que solamente la muestra obtenida del Rancho Las Cabecitas contenía la asociación mineral requerida, además de que era la única que presentaba hornblenda sin alterar y con un tamaño considerable.

Tabla 5.1.- Código de muestra y localización de granitoides en las cercanías del área de estudio.

Muestra	Localidad	Lat	Long	Tipo de Roca	Mineralogía		Mineral Secundario
					Primaria	Accesorios	
LT-14-07	Santa Rosa	566631	3306740	Monzogranito	Pl+Fk+Qz+Epid+Bio	Opaq	
LT-03-07	Agua Caliente	570037	3301237	Monzogranito	Pl+Fk+Qz+Bio+Hb	Opaq	Clor+Act
LT-12-07	Mina Washington	587967	3309053	Monzogranito	Qz+Pl+Fk+Bio+Epid	Sph+Opaq	Clor+Ser
LT-20-07	Rancho Las Cabecitas	591411	3298269	Granodiorita	Qz+Pl+Fk+Hb+Bio+Epid	Sph+Opaq	Clor+Ser
LCU-12-07	Mina Cumobabi	599919	3304745	Monzogranito	Pl+Qz+Fk+Bio	Opaq	Qz+Bio +Ser
LCU-20-07	Sur Mina Cumobabi	605186	3300338	Monzogranito	Pl+Qz+Fk+Bio+Epid	Sph+Opaq	Clor

Abreviaciones: Pl: plagioclasa, Fk: feldespato alcalino, Qz: cuarzo, Epid: epidota, Bio: biotita, hb, hornblenda, Sph: esfena, Clor: clorita, Ser: sericita, Act: actinolita

El rancho Las Cabecitas se encuentra a 15.5 km al noreste del poblado de Baviácora (Figura 5.1) en las partes bajas de la sierra Verde. Esta sierra se encuentra en la zona este del fallamiento normal NW-SE que produce el graben del valle de río Sonora, que separa esta sierra de la sierra de Aconchi. La orientación principal del plutón es de 28 ° al NW. Este cuerpo ígneo intrusión a las rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Superior – Terciario inferior de la Formación Tarahumara, que es abundante en esta área. La muestra LT-20-07 que corresponde al plutón del rancho Las Cabecitas, presenta como minerales primarios feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita, epidota, esfena (Figuras 5.3 D y E), y como mineral secundario se identificó clorita reemplazando a biotita, así como sericita reemplazando moderadamente a plagioclasa. Esta roca es holocristalina con cristales faneríticos y granulares (Figuras 5.3 B y C), el feldespato alcalino es anhedral con un tamaño de 0.5 – 5 mm, la plagioclasa presenta macla polisintética, con formas euhedrales a anhedrales, y tamaños de 1 – 3 mm, un 30% con una ligera a moderada alteración a sericita (Figura 5.3 E). Los cristales de hornblenda presentan un tamaño de 0.5 – 4 mm, con formas anhedrales a subhedrales, con un crecimiento posterior al de la plagioclasa, ya que se observó que los cristales de hornblenda siguen el borde de los cristales de plagioclasa. La biotita se encuentra en menor proporción, pero se observa fuertemente asociada a la presencia de hornblenda. Los cristales de epidota presentan un tamaño promedio de 0.5 mm y se encuentran muy asociados a los cristales de biotita, clorita y hornblenda.

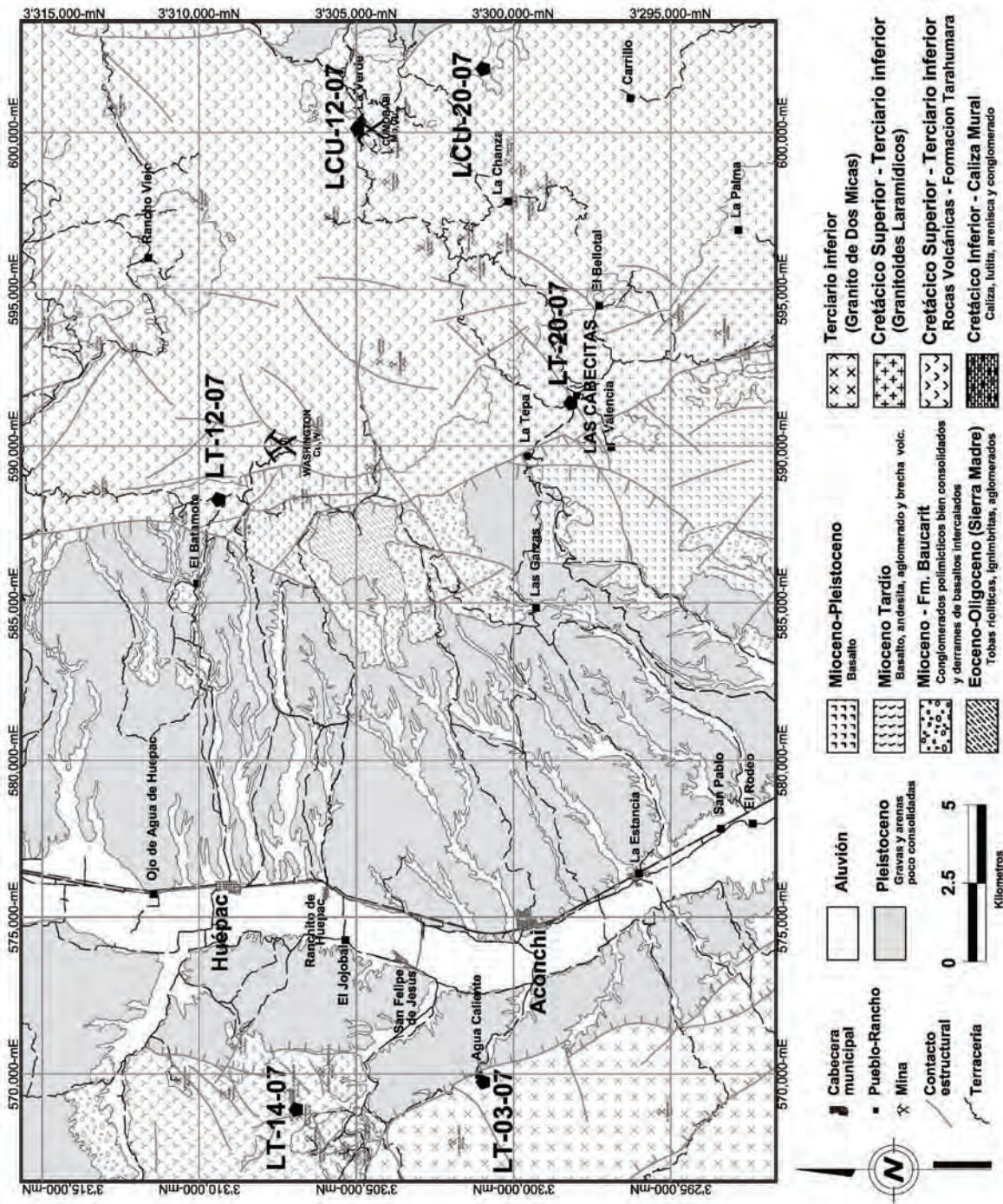


Figura 5.1.-Mapa geológico generalizado de la región. Mostrando la localización de los granitoides para el estudio de la aplicación del método geobarométrico aluminio en Hornblenda.

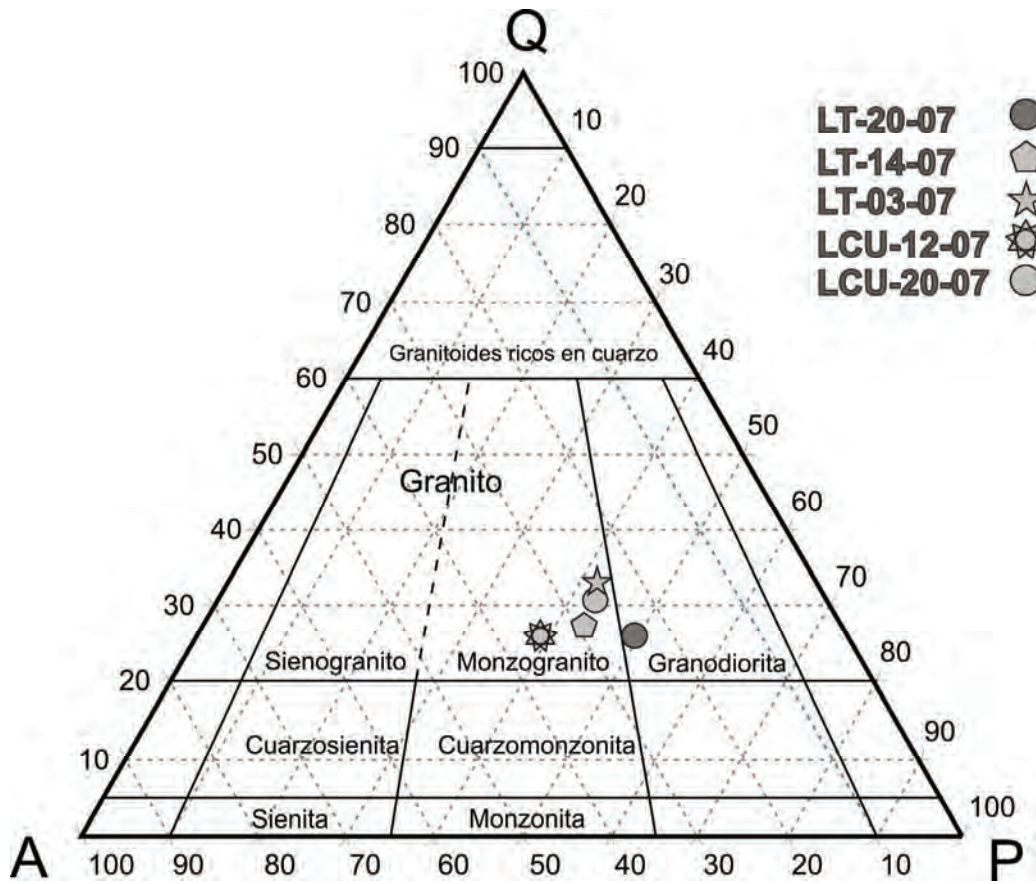


Figura 5.2. Composición modal de los granitoides recolectados, clasificación a partir del conteo de puntos. Streckeisen (1974). (Q) cuarzo, (P) plagioclasa, (A) feldespato alcalino.

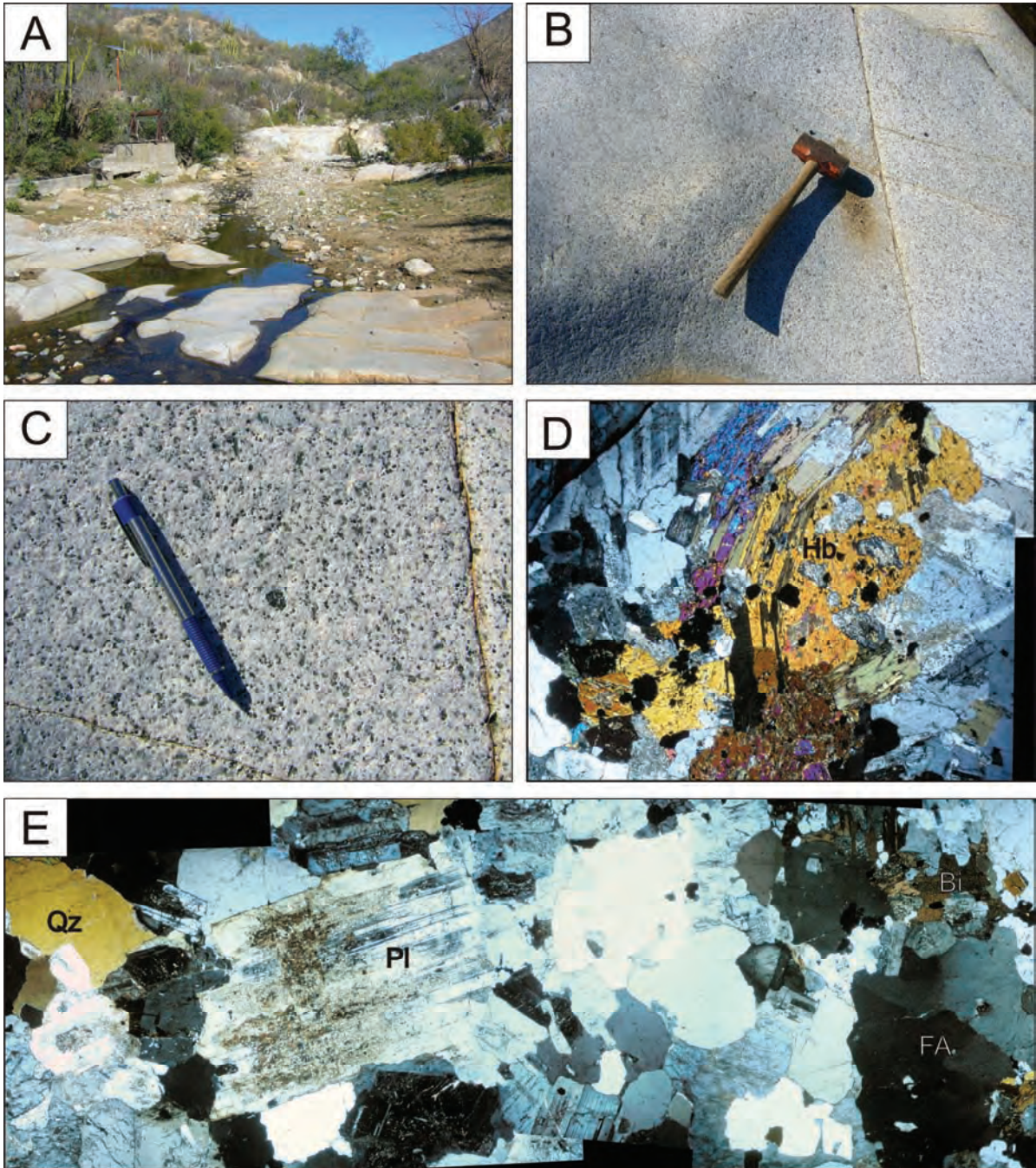


Figura 5.3.- Granodiorita del rancho Las Cabecitas. A) Imagen del rancho Las Cabecitas. B) y C) Granodiorita mostrando textura granular D) y E) Microfotografías, (Hb) hornblenda, (Pl) plagioclasa, (Qz) cuarzo, (FA) feldespato alcalino, (Bi) biotita.

5.2. Química de los granitoides

A partir de las muestras de plutones recolectados se realizaron análisis de elementos mayores y elementos traza, con el fin de caracterizar, de manera preliminar, la composición de los granitoides del área, los cuales conforman el basamento ígneo.

5.2.1. Elementos mayores

Los resultados de los análisis se muestran en la Tabla 5.2. En general las muestras de las rocas ígneas contienen valores de SiO_2 entre 66.64 – 72.35 %, K_2O entre 3.75 – 5.24 %, Na_2O entre 3.13 – 3.93 %, Al_2O_3 entre 14.25-15.13 %, MgO entre 0.21-1.37 % y TiO_2 entre 0.14-0.50 %.

Estos cuerpos ígneos presentan minerales normativos (Tabla 5.2) como cuarzo (24.56 – 33.65 %), ortoclasa (22.31 – 31.41 %), albita (26.88 – 33.39 %), anortita (-6.69 – 12.02 %) así como hiperstena (2.15 – 7.95 %) y corindón (1.02 – 6.84 %), lo que indica un alto contenido de aluminio. En un diagrama de variación de sílice contra la alcalinidad total (Figura 5.4), estas rocas caen en el campo de los granitos, siendo solamente la muestra LT-20-07 la única que se encuentra en el límite granito-granodiorita. Utilizando el diagrama ternario AFM, que se usa para discriminar el ambiente calcoalcalinos del toleítico, se observa que las muestras no siguen el *Fenner Trend* (un enriquecimiento en hierro), lo cual indica una alta fugacidad de oxígeno, que es característico de los magmas generados en una zona de subducción, los cuales son ricos en la formación de minerales hidratados como lo son la hornblenda y biotita, presentes en estas rocas, así como la presencia de hiperstena normativa. Todas las rocas caen en el ambiente tectónico calcoalcalino como se observa en las Figuras 5.4 y 5.5, con excepción del diagrama de Rickwood (1989) (Figura 5.6) la mayoría de las muestras son calcoalcalinas de alto K, y solamente la muestra LCU-12-07, que corresponde al granitoide mineralizante en la mina de Cumobabi, se pasa a la zona de las shoshoníticas.

Tabla 5.2 Análisis de elementos mayores y el cálculo de la norma CIPW para las rocas ígneas recolectadas. El estudio se realizó con la muestra en base seca, y la pérdida por calcinación (PXC) se determinó calentando 1 g de muestra a 950 °C durante 1 hora.

Muestras %	LT-20-07	LT-14-07	LT-03-07	LCU-12-07	LCU-20-07	LT-12-07
SiO ₂	67.512	69.354	72.355	67.01	68.093	66.649
TiO ₂	0.508	0.382	0.14	0.447	0.483	0.481
Al ₂ O ₃	15.024	14.972	14.257	15.136	14.968	14.801
Fe ₂ O _{3t}	3.653	2.659	1.35	2.373	3.846	4.467
MnO	0.065	0.078	0.044	0.019	0.025	0.06
MgO	1.376	0.717	0.21	0.871	1.222	1.138
CaO	3.255	2.013	1.308	1.779	2.142	2.46
Na ₂ O	3.386	3.542	3.866	3.134	3.209	3.939
K ₂ O	3.753	4.48	3.968	5.242	3.851	3.784
P ₂ O ₅	0.14	0.111	0.051	0.149	0.142	0.13
PCX	0.54	0.98	0.81	2.3	0.98	1.85
Total	99.212	99.288	98.359	98.46	98.961	99.759
norma CIPW						
Qz	24.56	28.00	33.65	29.64	29.65	25.38
Or	22.31	26.63	23.82	31.41	22.96	22.36
Ab	28.89	30.15	33.26	26.88	27.42	33.39
An	12.02	3.15	1.10	-6.69	3.63	-0.26
Hyp	7.49	4.78	2.15	4.59	7.35	7.95
Mt	0.72	0.53	0.27	0.47	0.76	0.88
Ilm	0.98	0.73	0.27	0.87	0.92	0.92
Ap	0.33	0.26	0.12	0.36	0.33	0.31
Cor	1.02	3.17	3.25	6.84	4.25	4.33
Ca	1.24	2.24	1.87	5.31	2.25	4.21
Id	75.75	84.78	90.73	87.93	80.03	81.14

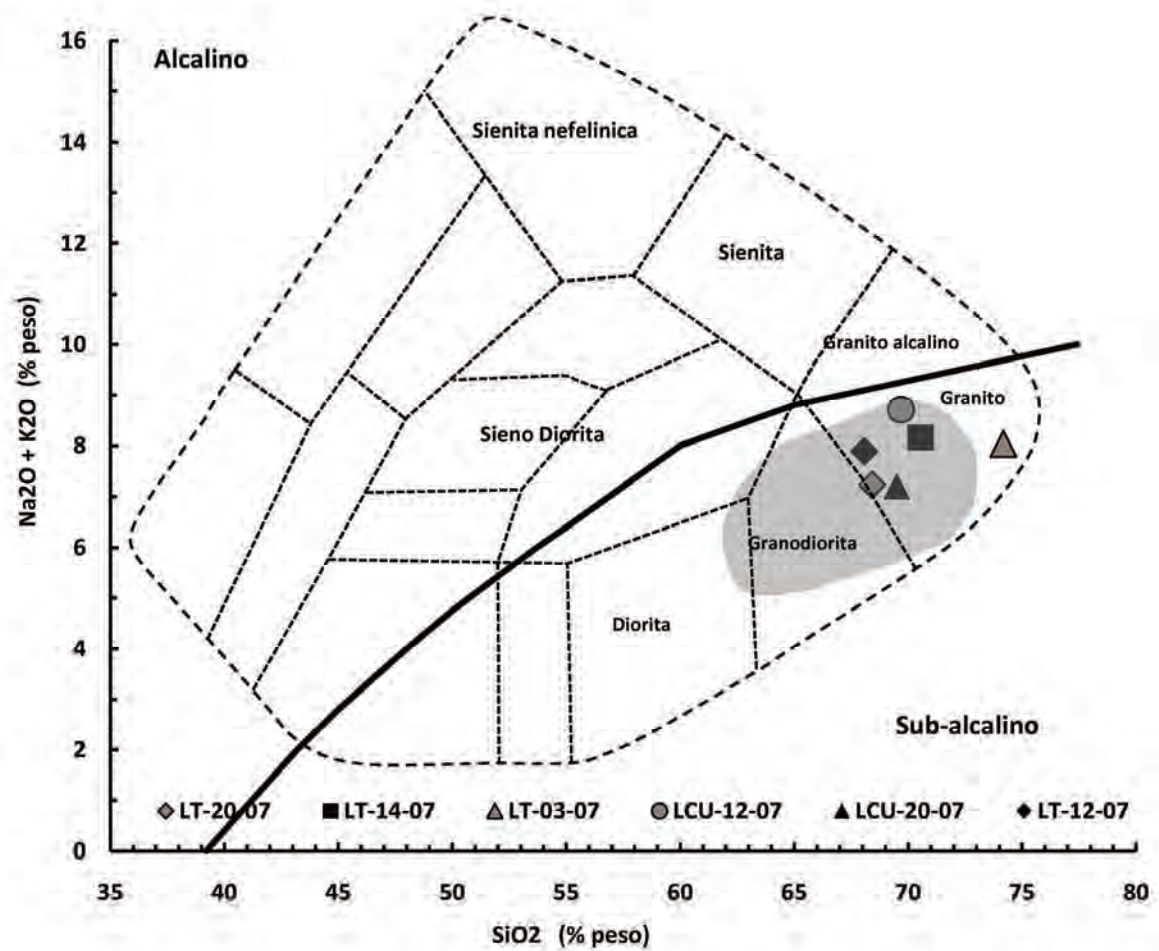


Figura 5.4. Diagrama de variación binario de SiO₂ contra álcalis total (Na₂O+K₂O) para rocas plutónicas de acuerdo con Cox et al. (1979). La línea curva que divide a las rocas de las series magmáticos alcalinas de las subalcalinas es a partir de Miyashiro (1978). La zona gris representa el campo de los granitoides laramídicos (Valencia- Moreno et al., 2001).

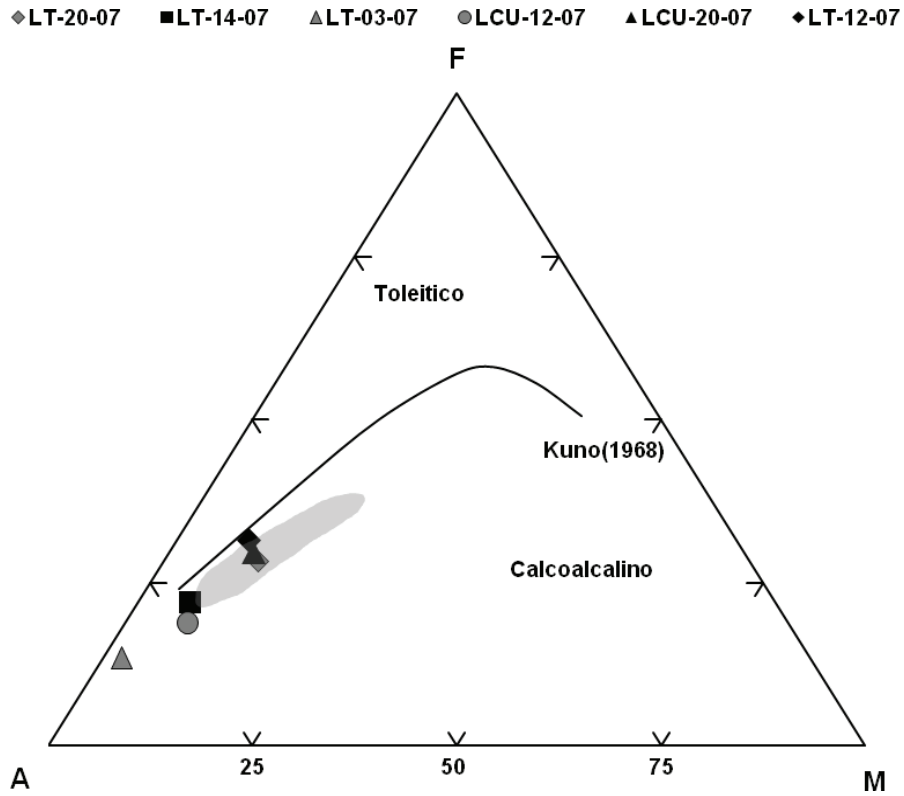


Figura 5.5. Diagrama AFM a partir de Kuno (1968) para las rocas ígneas del área, comparada en área sombreada con los granitoides laramídicos de Sonora (Valencia- Moreno et al., 2001).

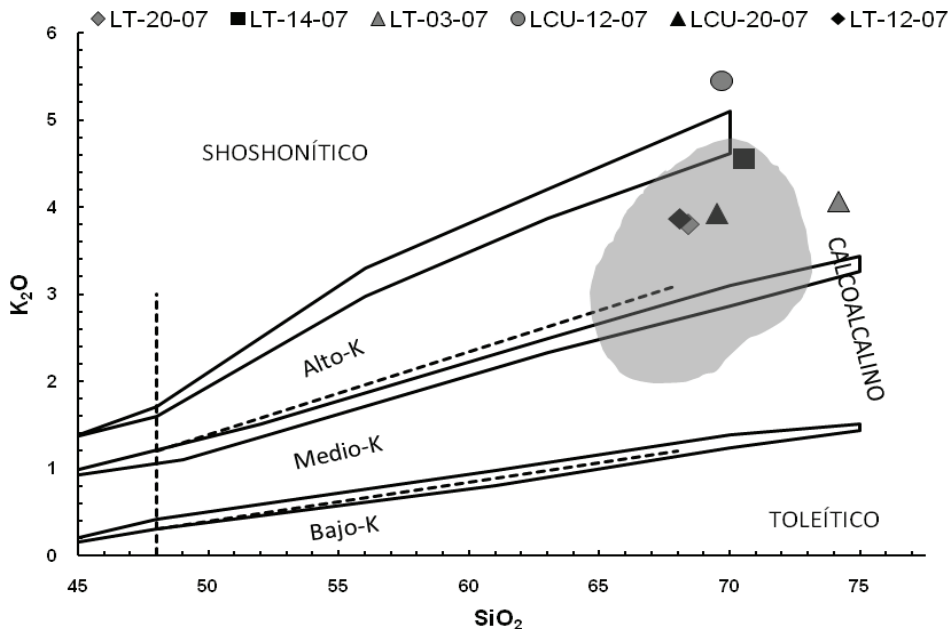


Figura 5.6. Diagrama SiO_2 vs K_2O para rocas plutónicas, a partir de Rickwood (1989), separando las series magmáticas toleíticas, calcoalcálicas y shoshoníticas. La zona gris representa los granitoides Laramídicos de Sonora (Valencia-Moreno et al., 2001).

Es importante mencionar que la firma potásica que presenta la muestra LCU-12-07 es producto de una alteración, ya que este monzogranito se encuentra al borde de la brecha San Judas, y presenta alteración potásica oscurecida por una alteración fílica posterior (Figura 5.7), donde la biotita se presenta en forma tabular como un agregado radial, reemplazada casi en su totalidad por sericita y clorita. Además este cuerpo ígneo presenta mineralización de sulfuros de Cu (calcopirita), presentando valores 0.2% de Cu, 8.61 ppm de Sb, 13.29 ppm de Mo, 19.88 ppm de W (Tabla 5.3)

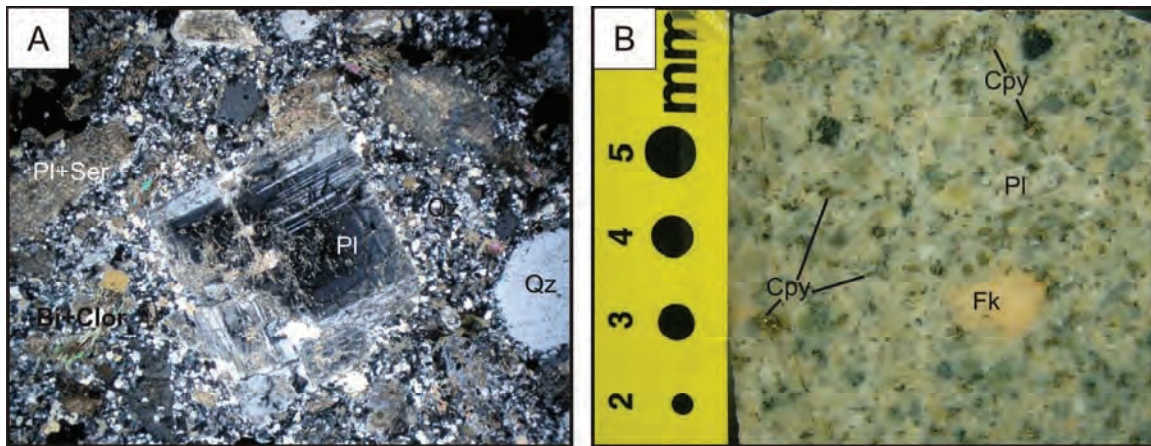


Figura 5.7. Muestra LCU-12-07 pórfido monzogranítico mineralizante en brecha San Judas, Cumobabi.

Los resultados obtenidos también fueron graficados usando el diagrama del índice de Shand (1927) modificado por Maniar y Picolli (1989) (Figura 5.8) que permite diferenciar el grado de saturación en aluminio (Al_2O_3). Como se pudo observar cuatro de las seis localidades visitadas presentan una firma hiperaluminosa; pero si se toma en cuenta que la alteración potásica modificó el contenido original de K en la muestra LCU-12-07, haciéndola caer en el campo Shoshonítico; la alteración fílica, que es posterior a la potásica disminuye el contenido de sodio y además agrega potasio, lo cual al cerrar los análisis al 100% el aluminio aparentemente aumenta. Al analizar el cálculo normativo de la muestra LCU-12-07 en donde el contenido de albita normativa es el más bajo (26.88 %), y el de anortita se encuentra en un valor negativo muy bajo (-6.69 %), así como el valor de corindón muy alto (6.84 %) y el de ortoclasa (31.41 %), lo cual indica una pérdida de calcio > sodio, asociado con un incremento de aluminio y potasio. Por lo tanto hay una modificación de la firma original de aluminio en la muestra.

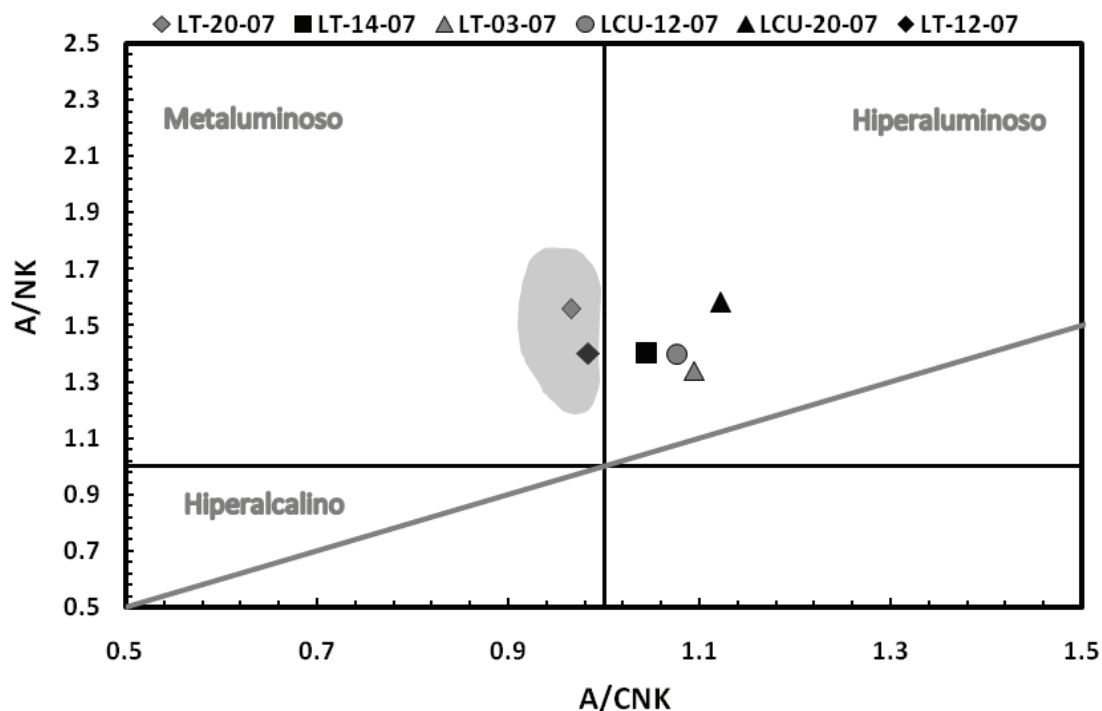


Figura 5.8. Diagrama del índice de Shand (1927) modificado por Maniar y Picolli (1989).

5.2.2. Elementos traza y tierras raras

El análisis de elementos traza y de tierras raras son mostrados en partes por millón (ppm), en las Tablas 5.3 y 5.4. En la tabla de tierras raras se puede observar que casi todas las muestras tienen valores similares con excepción de la muestra LT-03-07 que presenta valores relativamente más bajos en La, Ce, Pr, Nd, y Sm (LREE, tierras raras ligeras). Mientras que para los elementos traza, la muestra LCU-12-07 muestra valores ligeramente más altos de Rb, Sr y Ba, así como anomalías positivas en Cu, Co, W y Mo.

Los resultados de tierras raras y elementos traza fueron normalizados a una condrita tipo C1 (Sun & McDonough, 1989); Figuras 5.9 y 5.10. El espectro del diagrama multielementos (Figura 5.9), combina elementos traza con elementos mayores. Presenta una tendencia de agrupamiento muy fuerte entre todas las muestras, con excepción de la muestra LT-03-07, que se encuentra ligeramente más empobrecida en la concentración de

ciertos elementos, siendo el granitoide más rico en sílice. Pero todos los espectros muestran las mismas anomalías tanto positivas como negativas. En donde las anomalías negativas de Th y Rb combinadas con las de Nb pueden sugerir una contaminación del magma por corteza continental inferior, lo cual es característico de las zonas de subducción, la anomalía negativa en Ti, así como el enriquecimiento en Ba con respecto a Rb se asocia a una firma de arco magmático. El diagrama de Tierras Raras, presenta espectros con una pendiente enriquecida de tierras ligeras ($La/Sm = 7.08$ a 8.85) mayor que la presentada por las tierras raras pesadas ($Gd/Lu = 8.82 - 19.07$), pero si se exceptúa la muestra LT-03-07 las tierras raras pesadas tendrían una pendiente con un rango de $La/Sm = 10.61-19.07$, con una marcada y anomalía en Eu lo cual debe de ser producto de la fraccionación de feldespatos.

Tabla 5.3. Resultados de los análisis geoquímicos de tierras raras (REE) con valores expresados en partes por millón, para las muestras de granitoides.

Muestras	LT-20-07	LT-14-07	LT-03-07	LCU-12-07	LCU-20-07	LT-12-07
La	36.01	33.72	19.52	34.81	44.52	28.20
Ce	66.58	70.97	38.19	71.76	83.82	62.53
Pr	6.97	7.47	4.13	8.05	9.07	6.18
Nd	23.37	25.01	13.99	27.39	30.71	18.75
Sm	4.08	4.67	2.72	4.92	5.25	3.19
Eu	0.95	0.99	0.54	1.11	0.95	0.92
Gd	3.30	4.20	2.71	3.99	3.95	2.94
Tb	0.48	0.66	0.48	0.57	0.55	0.43
Dy	2.58	4.08	3.25	3.09	2.80	2.74
Ho	0.50	0.84	0.69	0.58	0.52	0.54
Er	1.39	2.46	2.04	1.54	1.41	1.51
Yb	1.41	2.59	2.16	1.38	1.37	1.54
Lu	0.22	0.40	0.31	0.21	0.21	0.24

Tabla 5.4. Resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza con valores expresados en partes por millón, para las muestras de granitoides.

Muestras	LT-20-07	LT-14-07	LT-03-07	LCU-12-07	LCU-20-07	LT-12-07
Rb	179.97	171.11	176.26	288.23	182.32	211.52
Sr	375.58	281.91	261.32	316.69	331.81	342.10
Ba	728.21	940.57	662.78	979.47	803.60	539.17
Co	7.28	3.37	1.09	13.20	7.78	4.04
Cu	9.07	11.67	5.85	2019.76	132.88	60.91
Cr	6.37	4.87	2.21	4.63	6.84	5.79
Ni	5.47	2.54	1.17	3.43	6.20	4.16
V	65.63	23.47	8.65	39.07	64.41	52.68
Zn	53.06	353.44	57.31	42.66	39.52	286.31
Zr	136.10	197.57	108.15	179.00	167.67	136.81
Y	15.16	25.68	22.01	17.56	15.51	15.46
Nb	11.11	15.07	16.82	11.95	12.13	10.64
Cs	6.37	4.87	2.21	4.63	6.84	5.79
Th	26.50	19.36	11.31	16.84	40.03	27.28
Ta	1.19	1.35	1.76	0.97	1.42	1.16
U	9.95	6.68	4.88	7.52	9.83	11.03
Hf	3.70	4.94	2.81	4.59	4.66	3.79
Sn	1.65	1.91	1.84	2.87	2.76	1.58
Sb	0.49	0.64	0.87	8.61	0.60	1.14
W	1.76	0.71	0.26	19.89	0.89	0.65
Ga	17.62	15.97	16.51	16.55	17.82	15.89
Mo	1.56	1.50	0.27	13.30	1.15	0.93

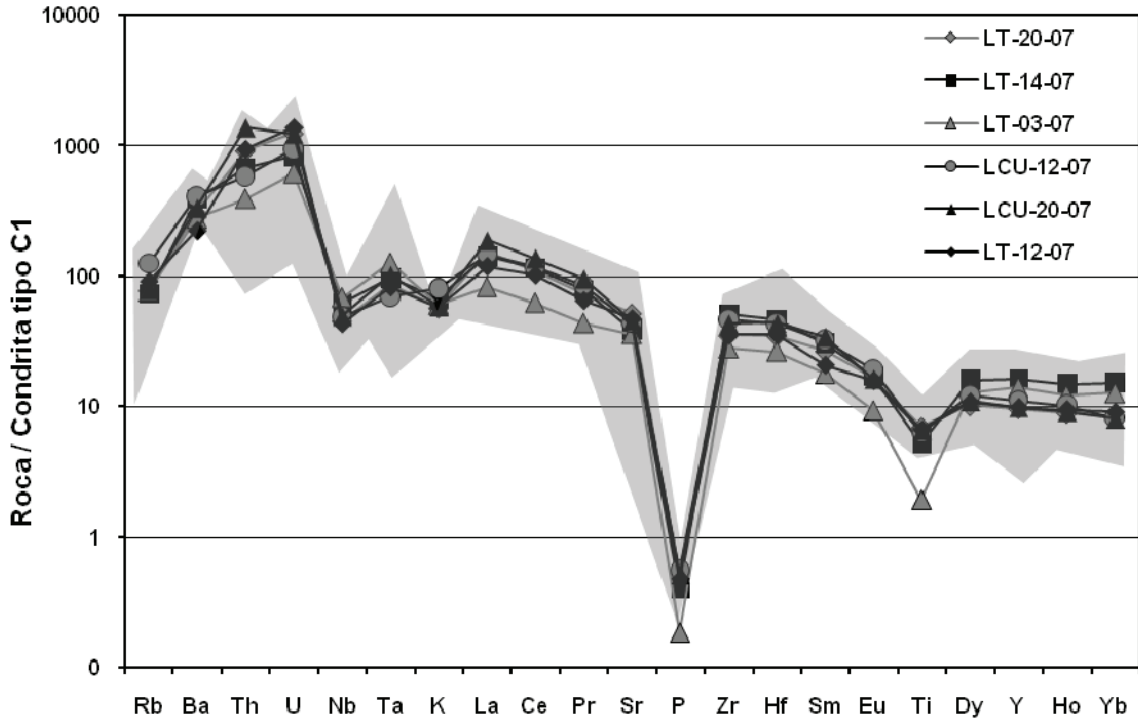


Figura 5.9. Diagrama multielementos para el conjunto de granitoides, normalizado a condrita tipo C1, Sun y McDonough (1989). El espectro de la granitoides laramídicos a partir de datos en Valencia- Moreno et al 2001.

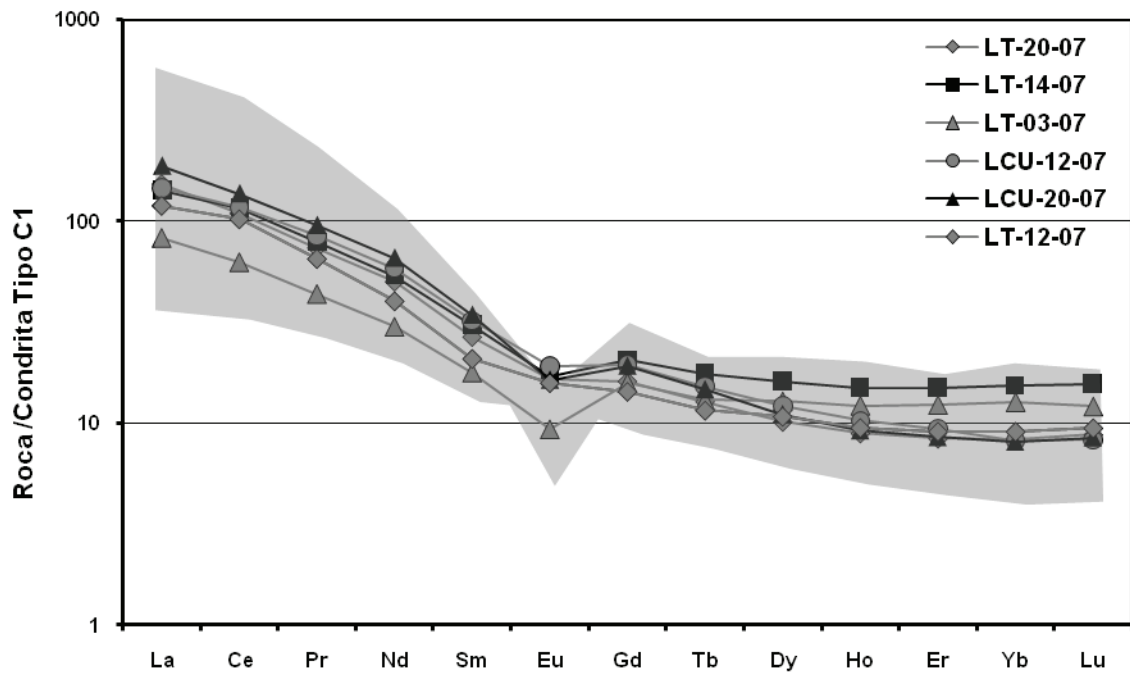


Figura 5.10. Diagrama de Tierras Raras para el conjunto de granitoides, normalizado a Condrita tipo C1, Sun y McDonough (1989). El espectro de la granitoides laramídicos a partir de datos en Valencia- Moreno et al 2001.

5.3. Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Para este trabajo se realizó el fechamiento de las muestras LT-20-07 y LCU-20-07 utilizando el método Ar-Ar (Figura 5.1 y 5.2), la primera corresponde a una granodiorita de biotita-hornblenda y la segunda a un monzogranito de biotita (Tabla 5.1). La estimación de la edad de la muestra LT-20-07 se consideró importante, ya que el tener la estimación de las profundidades de emplazamiento de cuerpos plutónicos en los que se sabe su precisa edad de emplazamiento, provee información directa para el descenso y ascenso de secciones corticales a través del tiempo, y por lo tanto provee información fundamental acerca de los procesos tectónicos en los cinturones orogénicos (Tulloch y Challis, 2000). A su vez, el fechamiento de la muestra LCU-20-07, ayuda a comprender mejor el proceso plutónico involucrado en las cercanías de los distritos Cumobabi, Washington y Oposura, con mayor énfasis en el depósito Oposura en el cual no aflora localmente un plutón. Las mediciones se efectuaron en biotitas, las cuales fueron preparadas siguiendo la metodología del Laboratorio de Geocronología del CICESE (Cerca-Martínez et al., 2000).

Las muestras fueron irradiadas en el reactor de investigación de la Universidad de McMaster en Canadá. El análisis isotópico de argón se realizó en el Laboratorio de Geocronología del CICESE con un espectrómetro de masas VG5400. Las muestras de argón se obtuvieron de granos individuales calentados con laser. Para el procesamiento de datos se aplicaron correcciones por decaimiento de ^{37}Ar , ^{39}Ar , y por reacciones de interferencia de Ca, K y Cl. Las edades obtenidas de las fusiones de un paso se graficaron en pseudoespectros de edad y para facilitar la comparación de los resultados se utilizó la fracción relativa de ^{39}Ar obtenida para cada muestra. Para estos experimentos se reporta el promedio ponderado de los resultados incluyendo la incertidumbre en J. También se graficaron los resultados en diagramas de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura 5.11). Las edades calculadas de estos diagramas se consideran como la mejor estimación de la edad de la granodiorita y monzogranito, las cuales se reportan en la Tabla 5.5. Una edad de 57.3 ± 1.3 Ma para la muestra LT-20-07 y de 51 ± 6 Ma para la muestra LCU-20-07, se encuentran en concordancia con otros fechamientos de la región (Figura 5.12).

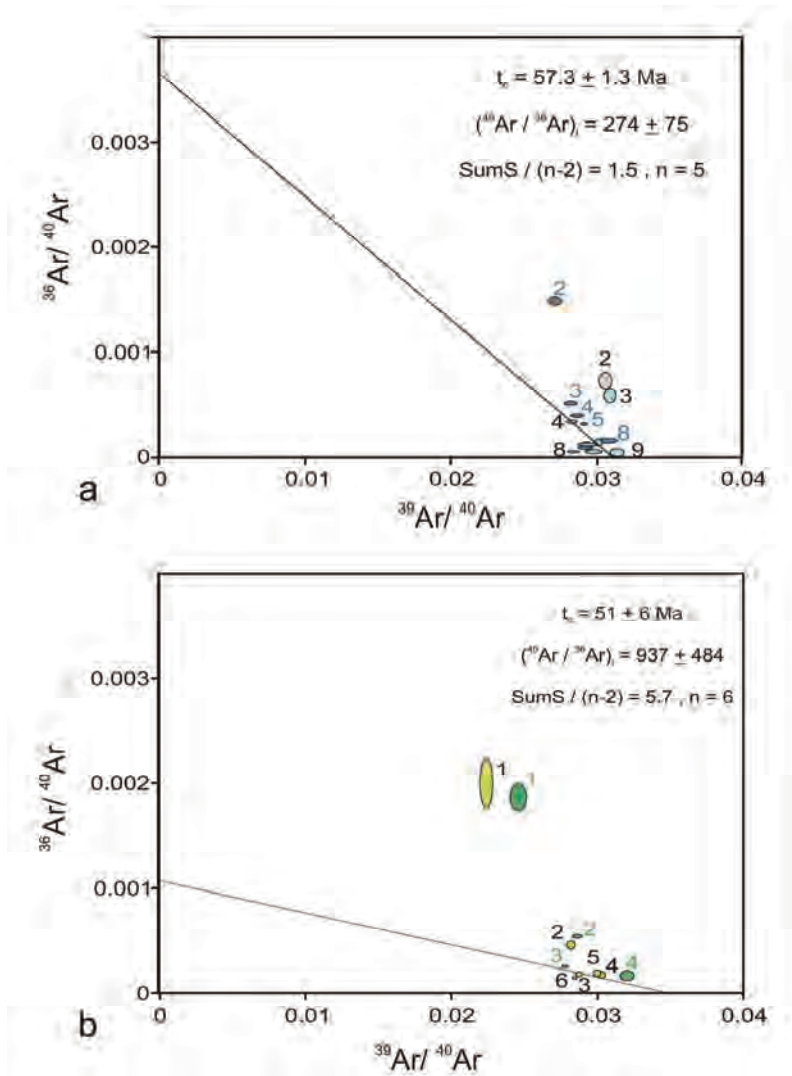


Figura 5.11. Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. a) granodiorita de biotita-hornblenda LT-20-07, rancho Las Cabecitas b) Monzogranito de biotita LCU-20-07, sur de Cumobabi.

Tabla 5.5. Resumen de los resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. † edad de isócrona de las muestras LT-20-07 y LCU-20-07; las ecuaciones de la recta de York et al. (2004) se usaron para el ajuste de a la línea recta; ¥ bondad de ajuste, definida de acuerdo a York et al. (2004); § numero de datos usados en el cálculo de la isócrona.

Muestra	Latitud	Longitud	Edad (Ma)†	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$	S/(n-2)¥	N§
LT-20-07	591411	3298269	57.3 ± 1.3	274 ± 75	1.5	5
LCU-20-07	605186	3300338	51 ± 6	937 ± 484	5.7	6

La Tabla 5.6 presenta una compilación seleccionada a partir de las edades de los plutones laramídicos publicadas para esta región de Sonora.

Tabla 5.6 Compilación de edades radiométricas publicadas en la literatura, para los granitoides laramídicos de la región. Referencias: 1. Gans, (1997). 2. Damon *et al.* (1983a). 3. Damon *et al.* (1983b). 4. Anderson *et al.* (1980). 5. Poole *et al.* (1991). 6. Mora-Álvarez, G. (1992). 7. González-León, *et al.* (2000). 8. McDowell, F. W. *et al.* (1993). 9. Damon *et al.* (1966). 10. Anderson y Silver (1977). 11. Pérez-Segura *et al.* 2009.

Muestra	Localidad	Tipo de Roca	X	Y	Edad (Ma)	Error (Ma)	Método	Mineral	Fuente
MV-1	San Nicolás	Granodiorita	678975.97	3146700.06	56.7	0.2	Ar-Ar	Hb	1
60C	San Antonio de la Huerta	Microdiorita	636891.65	3164296.79	57.4	1.4	K-Ar	Matriz	2
61C	Aurora	Cuarzomonzonita	635304.48	3160584.57	55.8	1.8	K-Ar	Bi	2
62C	Aurora	Cuarzomonzonita	636956.41	3158756.87	55.6	1.6	K-Ar	Ser	2
MV-4	Tecoripa	Granodiorita	607351.51	3165496.62	62	1.7	K-Ar	Hb	2
65C	Suaqui La Verde	Granodiorita	615904.49	3143756.23	56.4	1.2	K-Ar	Bi	2
63C	Lucía	Tonalita	610989.37	3145555.59	56.9	1.2	K-Ar	Ser	2
66C	Suaqui La Verde	Granodiorita	615904.49	3143756.23	58.8	1.3	K-Ar	Hb	2
MV-11	Granito Hermita	Granodiorita	536238.80	3187217.05	62.9	1.5	K-Ar	Hb	2
MV-3	San Javier	Cuarzodiorita	623741.87	3164396.58	62	1.7	K-Ar	Hb	2
MV-9	Cerro Bola	Granodiorita	595763.15	3164380.35	62	1.7	K-Ar	Hb	2
16C	El Alacrán	Brecha hidrotermal	578088.60	3413080.40	56.7	1.2	K-Ar	Bi	2
64C	Suaqui La Verde	Diorita	617537.08	3143772.39	56.7	1.1	K-Ar	Ser	2
MV-10	San Francisco	Granodiorita	551983.07	3151517.58	62.9	1.5	K-Ar	Hb	2
MV-12	Hermosillo	Granodiorita	505972.84	3220398.00	64.1	1.4	K-Ar	Hb	2
42C	Mina San Judas	Brecha de Granodiorita	614345.39	3298878.70	40	0.9	K-Ar	Bi	2
43C	Mina Washington	Brecha hidrotermal	588502.58	3307877.93	45.7	1	K-Ar	Ser	2
40C	Mina San Felipe	Riolita	567594.42	3305884.03	51	1.1	K-Ar	Ortoclasa	2
39C	Mina El Crestón	Granito	532187.51	3305724.95	83.5	1.1	K-Ar	Ser	2
20C	Batamote	Cuarzomonzonita	648826.78	3369489.26	56.8	1.2	K-Ar	Bi	2
24C	Mina La Guadalupe	Pegmatita	637833.90	3352717.27	55.2	1.6	K-Ar	Bi	2
18C	Mina La Lilly	Granito	621702.17	3361761.97	52.4	1.1	K-Ar	Ser	2
17C	La Florida	Andesita	624883.92	3363645.34	43.2	1.1	K-Ar	Roca tot	3
13C	Torreón	Cuarzomonzonita	539792.35	3425798.43	68.7	1	K-Ar	Bi	3
21C	La Caridad	Latita	640991.94	3356452.46	52.5	1.3	K-Ar	Bi	3
50C	Sierra de Oposura	Granodiorita	649705.63	3304840.15	59.6	1.3	K-Ar	Bi	3
51C	Sierra de Oposura	Granodiorita	667443.18	3303245.79	62.7	1.4	K-Ar	Bi	3
49C	Mina Oposura	Riolita	620907.94	3287865.37	40.6	10	K-Ar	Matriz	3
MV-25	Rancho La Salada	Granito	501481.71	3256773.21	64.1	1.4	K-Ar	Ser	3
57C	Rebeico	Monzonita	615392.44	3195460.23	61.2	1.4	K-Ar	Matriz	3
58C	San Javier Tecoripa	Granodiorita	609168.00	3165852.00	61.2	1.3	K-Ar	Bi	3
55C	Cobachi	Granodiorita	578035.06	3191454.65	66.7	1.6	K-Ar	Bi	3
52C	Granito Hermita	Granito	524381.68	3193063.86	55.5	1.2	K-Ar	Bi	3
67C	San Nicolás	Granodiorita	673048.85	3144456.46	49.6	1.2	K-Ar	bi	3
68C	Santa Rosa	Granodiorita	677947.35	3144529.38	49.3	1.2	K-Ar	Bi	3
72C	Maicoba	Granodiorita	723705.60	3143461.13	63.6	1	K-Ar	Bi	3

Tabla 5.6 continuación.

Muestra	Localidad	Tipo de Roca	X	Y	Edad (Ma)	Error (Ma)	Metodo	Mineral	Fuente
54C	Sierra Mazatán	Granodiorita	576188.96	3224681.65	58	3	U-Pb	Zr	4
48C	Puerto del Sol	Granito	572721.94	3259746.36	57	3	U-Pb	Zr	4
MV-18	Villa Pesqueira	Granodiorita	599327.32	3220549.98	58	3	U-Pb	Zr	4
45C	Mazocahui	Pegmatita	580762.77	3265341.36	41.6	1	K-Ar	Mus	3
25C	La Bella Esperanza	Cuarzomonzonita	625053.27	3348868.83	55.5	1.2	K-Ar	Ser	4
12C	Sierra Guacomea	Granito (gneisico)	495225.77	3427572.06	78	3	U-Pb	Zr	4
MV-19	Barita de Sonora	Granito	606817.72	3196947.61	62	1	U-Pb	Zr	5
MV-22	Rancho El Bayo	Granito	502371.50	3120570.08	76.9	2.8	K-Ar	Bi	6
A-163	Sierra El Manzanal	Granodiorita	579041.85	3391845.26	67.9	0.2	Ar-Ar	Bi	7
59-96	Maycoba	Granodiorita	731844.73	3143649.10	63	N.D.	K-Ar	Bi	8
14C	Cananea	Brecha hidrotermal	566840.04	3427781.19	59.9	2.1	K-Ar	Phlo	9
15C	Cananea	Granodiorita	556243.96	3322442.11	64	3	U-Pb	Zr	10
03-107	Batolito Bacanora	Tonalita de piroxeno y biotita	642249	3216450	90.6	1	U-Pb	Zr	11
03-11	Pórfido San Lucas	Dique Cuarzomonzonitico	646945	3215270	88.7	1	U-Pb	Zr	11

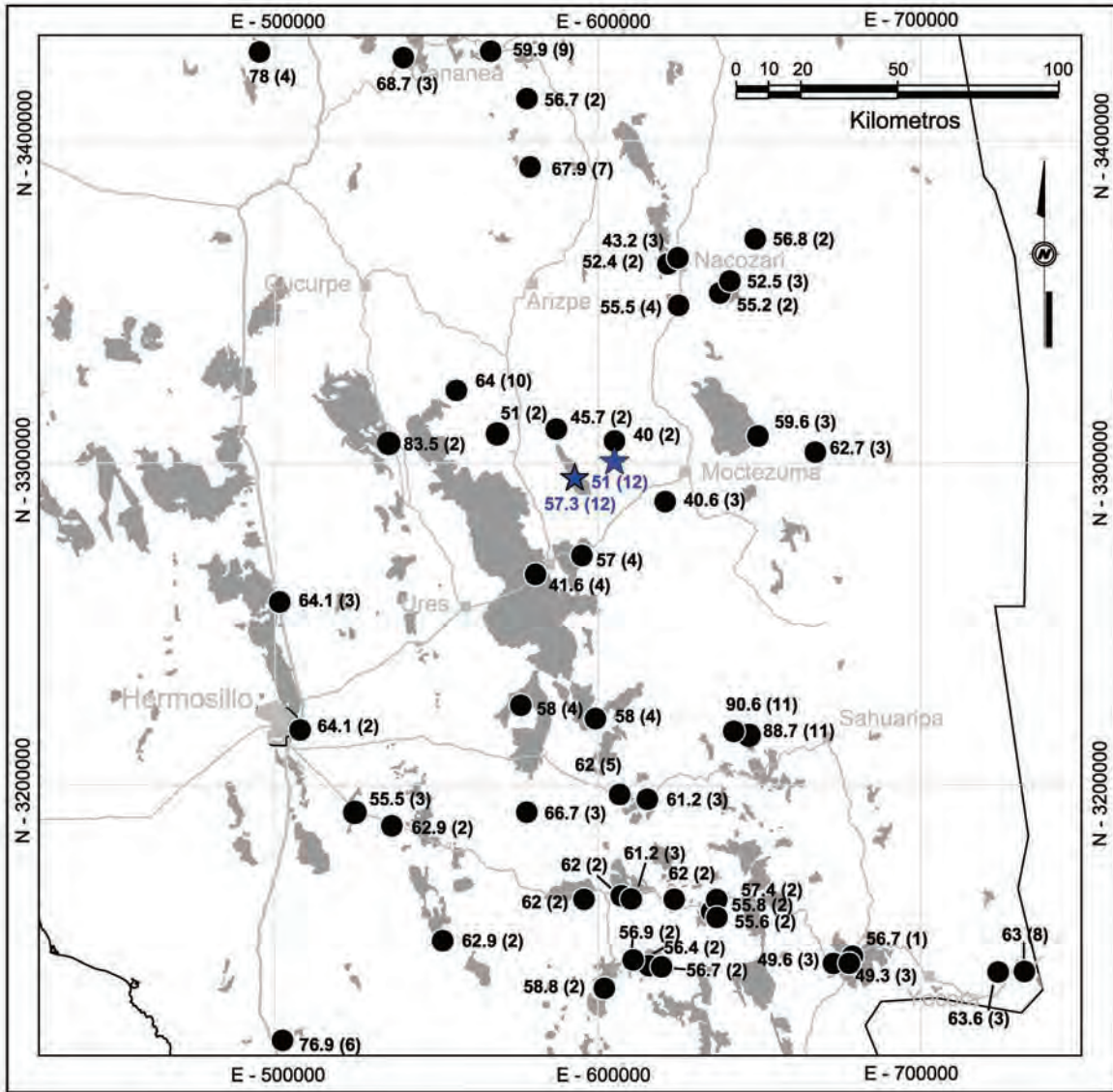


Figura 5.12. Fechamientos de rocas ígneas plutónicas de la región, correspondientes al cinturón Laramidico. Referencias: 1. Gans, (1997). 2. Damon *et al.* (1983a). 3. Damon *et al.* (1983b). 4. Anderson *et al.* (1980). 5. Poole *et al.* (1991). 6. Mora-Alvarez, G. (1992). 7. González-León, *et al.* (2000). 8. McDowell, F. W. *et al.* (1993). 9. Damon *et al.* (1966). 10. Anderson y Silver (1977). 11. Pérez-Segura *et al.* 2009. 12. Este estudio.

5.4. Método Geobarométrico: Al en Hornblenda

A partir del análisis de microsonda en hornblenda de cinco complejos plutónicos calcoalcalinos, Hammarstrom y Zen (1986) propusieron un geobarómetro basado en el cálculo del contenido de Al^T en anfíboles. Estos complejos plutónicos fueron elegidos en base a características litológicas y de asociación con sus rocas hospedantes, que los ubicaban en niveles someros y profundos de emplazamiento. La composición de los anfíboles en todos los complejos es cálcica, pero con una variación en el contenido de aluminio, diferencia que ellos proponen, se encuentra directamente relacionada a la profundidad de emplazamiento de los plutones. El uso de la aplicación de la concentración de aluminio en este método, se debe a que este elemento es uno de los menos inmóviles, en un ambiente cristalino.

Para intrusivos calcoalcalinos emplazados en cinturones orogénicos, la hornblenda es el mineral más útil para geotermobarometría debido a que usualmente ocurre en esas rocas y es estable en un amplio rango de condiciones P-T, de 1-23 kbar y de 400 – 1150 °C (Blundy y Holland, 1990).

5.4.1. Anfíboles

Los anfíboles son un grupo químicamente complicado, en los que existen muchos problemas relacionados con la medición de su composición química y el cálculo de su fórmula mineral, problemas que han sido extensamente tratados por diferentes autores (Hawthorne, 1981, 1981a, 2007, Leake, 1997, Leake, 2003). La fórmula química general de los anfíboles puede ser escrita como:



donde A = Na, K, , Ca, Li;

B = Na, Li, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg;

C = Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} , Li;

T = Si, Al, Ti^{4+} ;

W = (OH), F, Cl, O^{2-} .

La composición química de los anfíboles es comúnmente obtenida por un análisis de microsonda electrónica. La instrumentación de la microsonda electrónica es muy confiable, siendo la fuente principal de error el uso de estándares no adecuados; pero más importante aún es el caso de los componentes que no puede analizar (o analizar precisamente). En el caso de los anfíboles es la identificación precisa entre FeO y Fe₂O₃. A partir de la información obtenida por la microsonda electrónica se calcula la celda unitaria del anfíbol, la cual se basa en un número fijo de aniones [24 (O, OH, F), 23 (O)] y un número fijo de cationes [13 (Si, Al, Ti, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn²⁺), 15 (Si, Al, Ti, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn²⁺, Ca)].

Antiguamente se asumía que todo el hierro presente en los anfíboles, se encontraba en un estado ferroso, lo que indudablemente era erróneo para la clasificación de anfíboles (Stout, 1972). Una estimación preliminar del contenido de Fe³⁺ a partir de un análisis de microsonda electrónica de un anfíbol, puede ser obtenida por un recálculo catiónico, con la suma de los átomos de oxígeno que es consistentemente menor al valor ideal de 23. Asumiendo que no existe un vacío catiónico o de oxígeno en la estructura y que no existe presencia de otro estado de oxidación de los metales más alto que el del Fe, la cantidad de oxígeno requerido para que la suma sea 23, es la cantidad de oxígeno dentro del compuesto Fe₂O₃ (Stout, 1972).

5.4.2. Calibraciones del método

En base a los análisis de microsonda de los anfíboles, Hammarstrom y Zen (1986) encontraron un arreglo lineal de su información, expresada en términos de Al total (Al^T) y Al tetrahedrico (Al^{IV}): Al^{IV} = 0.15 + 0.69 Al^T, r² = 0.97. Aplicando un análisis de regresión lineal a esta ecuación y relacionando el Al^T con la presión (en kb), obtuvieron la ecuación de presión:

$$P (\pm 2-3 \text{ kb}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al}^{\text{T}}, r^2=0.80 (n = 379) (\text{error residual} = 1.86)$$

(Regresión $Y = A + BX$)

Esta ecuación fue la que mejor se ajustó a la información utilizada, ya que esta línea interseca toda la base de datos usada por Hammarstrom y Zen (1986), pero predice presiones negativas para Al^T < 0.79 y no tiene límite superior. La segunda ecuación

propuesta se ajusta a la base de datos razonablemente, pero no considera las presiones intermedias:

$$P (\pm 2-3 \text{ kb}) = 1.27 (\text{Al}^{\text{T}})^{2.01}, r^2 = 0.77 \text{ (Error residual} = 2.11)$$

(Regresión $Y = AX^B$, no se ajusta a presiones intermedias)

La tercera ecuación se comporta asintóticamente a la información pero falla, en la intersección de ciertas presiones:

$$P(\pm 2-3 \text{ kb}) = 0.26 e^{(1.48) * (\text{Al}^{\text{tot}})} \text{ (Error residual} = 2.22)$$

(Regresión $Y = Ae^{BX}$, falla intersectando ciertas presiones)

Posteriormente Hollister et al. (1987) en una discusión de las bases termodinámicas para este barómetro, realizan una calibración empírica, con información adicional de composiciones de hornblendas de intrusivos que cristalizaron a presiones intermedias:

$$P(\pm 1 \text{ kb}) = -4.76 + 5.64 \text{Al}^{\text{T}}, r^2=0.97$$

Johnson y Rutherford (1989) equilibraron este geobarómetro utilizando rocas volcánicas, en donde la asociación mineralógica es de biotita + cuarzo + sanidina + plagioclasa + esfena + magnetita o ilmenita. La calibración fue llevada a cabo bajo un rango de presión de 2-8 kb y de 740 – 780 °C, analizando las hornblendas euhedrales en equilibrio con vidrio (mezcla silicatada). Los experimentos fueron llevados a cabo tanto en rocas volcánicas como plutónicas. En sus resultados obtuvieron la siguiente ecuación:

$$P (\pm 0.5 \text{ kb}) = -3.46 + 4.23 \text{Al}^{\text{T}}, r^2=0.99$$

Schmidt (1992) ajustó la ecuación tomando en cuenta la asociación Hb-Bio-Pl-Or-Qz-Sph-ox(Fe-Ti)-vapor-mezcla silicatada, a partir de tonalitas naturales con 15 – 20 ° por encima del sólido, que es expresada por medio de la siguiente ecuación:

$$P (\pm 0.6 \text{ kb}) = -3.0.1 + 4.76 \text{Al}^{\text{T}}, r^2=0.99$$

En la Figura 5.13 se aprecia el rango de calibración, para las diferentes ecuaciones propuestas para este método geobarométrico.

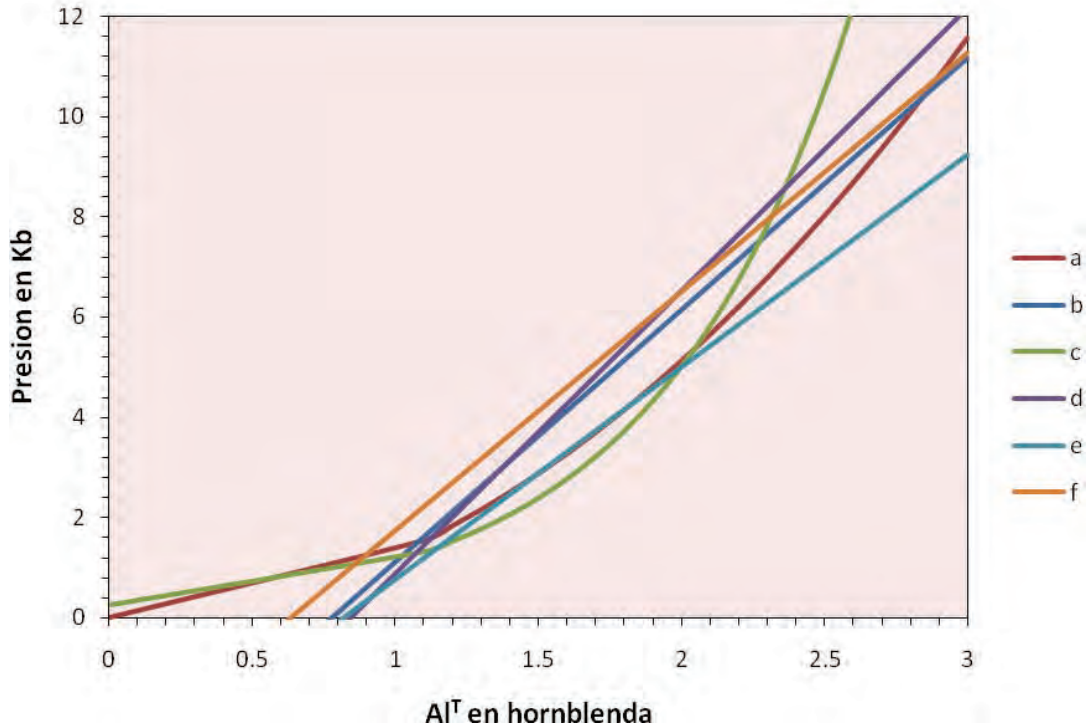


Figura 5.13. Diferentes calibraciones del geobarómetro del contenido de aluminio en hornblenda. **a**, **b**, y **c** de Hammarstrom y Zen (1986). **a**) Calibración que se aplica en el geobarómetro (1), con $r^2 = 0.80$, **b**) calibración de geobarómetro (2) pero no considera presiones intermedias, con $r^2=0.77$, **c**) esta calibración falló a ciertas presiones, **d**) calibración propuesta por Hollister et al., (1987) con $r^2=0.97$, **e**) calibración propuesta por Johnson et al., (1989) con $r^2=0.99$, **f**) calibración propuesta por Schmidt (1992) con $r^2=0.99$.

Se sabe que los anfíboles pueden cristalizar en un amplio rango de temperaturas, de entre ~ 950 y 650 °C en roca de composiciones calcoalcalinas (Helz, 1982, Hollister et al., 1987), además, de que fue por Hollister (1987) comprobado que por debajo de los 2 kb de presión, la temperatura final de cristalización es afectada por el descenso en la presión. Por esa razón, muchas de las calibraciones del método (Hammarstrom y Zen, 1986, Hollister et al., 1987, Johnson y Rutherford, 1989, Schmidt, 1992) exigían que el análisis debiera de ser realizado en rocas con presiones de formación, mayores a 1 kb, previamente estimadas a partir de otros métodos (estratigráficos o geobarómetros en rocas hiperaluminosas); ya que de esta forma se tenía un control en la temperatura de solidificación (Hollister et al., 1987). Pero no fue sino hasta el artículo de Anderson y Smith (1995) que se consideró a la temperatura como un componente fundamental dentro de la ecuación para el cálculo de la estimación de profundidad, proponiendo la siguiente ecuación.

$$P = 4.76Al - 3.01 - ([T(^{\circ}C) - 675]/85) \times (0.530 Al + 0.005294 [T(^{\circ}C) - 675])$$

5.4.3. Condiciones del método

Se asume en este método, que la presión final de consolidación estimada para cada plutón corresponde a la presión de cristalización de su hornblenda, o al menos para los bordes en equilibrio con cuarzo (Hammarstrom y Zen, 1986). La existencia del contacto de la hornblenda a analizar, con el cuarzo es una necesidad para el método, ya que como fue demostrado por Cawthorn (1976), los anfíboles tienen mayor composición de átomos de Si por unidad de fórmula (p.u.f.), si se forman a partir de mezclas ricas en SiO₂, sin embargo cuando el cuarzo comienza a cristalizar, la actividad del SiO₂ (a_{SiO_2}) = 1, y la cristalización subsecuente de anfíboles no es afectada por cambios en la actividad del SiO₂. Por lo tanto si se utilizan análisis de microsonda, que no se encuentran en equilibrio con cuarzo, un alto contenido de Al^T puede ser esperado (Hammarstrom y Zen, 1986), dando como resultado presiones más altas. Otra ventaja del método es que la temperatura de equilibrio de la hornblenda se encuentra en las a pocos grados del *sólidus* de la roca (Schmidt, 1992), por lo tanto aproximadamente constante para el rango de presión investigado, a si que no importa si se trata de la solidificación de un plutón a gran profundidad o de una cámara magmática antes de la erupción.

Para la aplicación de este método la roca ígnea a analizar, debe de contener una asociación mineralógica de plagioclasa + hornblenda + biotita + feldespato K + cuarzo + esfena + magnetita o ilmenita ± epidota, en aparente equilibrio textural, y que la hornblenda no presente signos de alteración (actinolita). Ha sido una práctica común el aplicar este barómetro para asociaciones restringidas, y composiciones de plagioclasa (~An₂₅₋₃₅), a partir de la consideración de que un alto contenido de anortita o una baja actividad de feldespato alcalino puede incrementar el Al total en la hornblenda, sin una conexión directa con su profundidad de formación (Anderson y Smith, 1995). La hornblenda es generalmente alterada a actinolita (parcial o totalmente) lo que produce una zona rica en cristales de rutilo adyacentes al mineral relicto, las muestras con tal alteración deben de ser excluidas del estudio (Hammarstrom y Zen, 1986). Por lo tanto la identificación de hornblendas descritas como “tardías” en términos texturales debe de ser omitidas.

5.4.3.1. Composiciones de roca

Para la calibración empírica del barómetro de contenido de Al en hornblenda, Hammarstrom y Zen (1986) utilizaron rocas de composiciones, granodiorita – tonalita, Johnson y Rutherford (1989) equilibraron este geobarómetro con rocas volcánicas de los términos intermedio – félsico con edades de 0.64 – 0.06 Ma, Vyhnal et al. (1991) utilizaron rocas con composiciones de granito-cuarzomonzonita con edades de 330 – 290 Ma, Schmidt (1992) utilizo tonalitas naturales con 15 – 20 ° por encima del solidus, en cambio Anderson y Smith (1995) utilizaron para su calibración tonalitas del batolito Mount Stuart de Washington.

5.5.- Análisis de la granodiorita LT-20-07

Introducción

El análisis de las secciones pulidas fue hecho en la Universidad de Arizona, en el Departamento de Ciencias Planetarias, usando la microsonda electrónica Cameca SX50 equipada con un sistema de 4 espectrómetros, la cual es capaz de obtener una determinación cualitativa de los elementos de la muestra analizada en menos de 30 segundos. Las condiciones de operación fueron mantenidas a un voltaje de 15 Kv. El tamaño del impacto por análisis de 5 µm fue usado en las hornblendas, esfenas, biotitas y cloritas, mientras que el tamaño del análisis para las plagioclasas fue de 10 µm para limitar la pérdida de Na. Análisis de los bordes de los anfíboles fueron obtenidos con un tamaño 5 µm.

5.5.1. Procedimiento

A partir de la muestra LT-20-07 se realizaron 3 láminas delgadas, con un acabado en pulido fino, el cual es un requisito para el análisis. Posteriormente fueron cubiertas por una delgada capa de carbono, dentro de una cámara de vacío Denton DV-502A (Figura 5.14A). Este carbono funciona como conductor de electricidad que es aplicada por la Microsonda a la lámina. Una vez listas, las láminas delgadas se montaron en un portaláminas, unidas con una cinta adhesiva de cobre (Figura 5.14B). La selección de lugares a analizar fue realizada con anticipación, pero con la ayuda del segundo monitor del equipo de la Microsonda (Figura 5.14C), el cual reproduce una imagen de luz reflejada de la lámina, se descartaron zonas que no estaban bien pulidas.

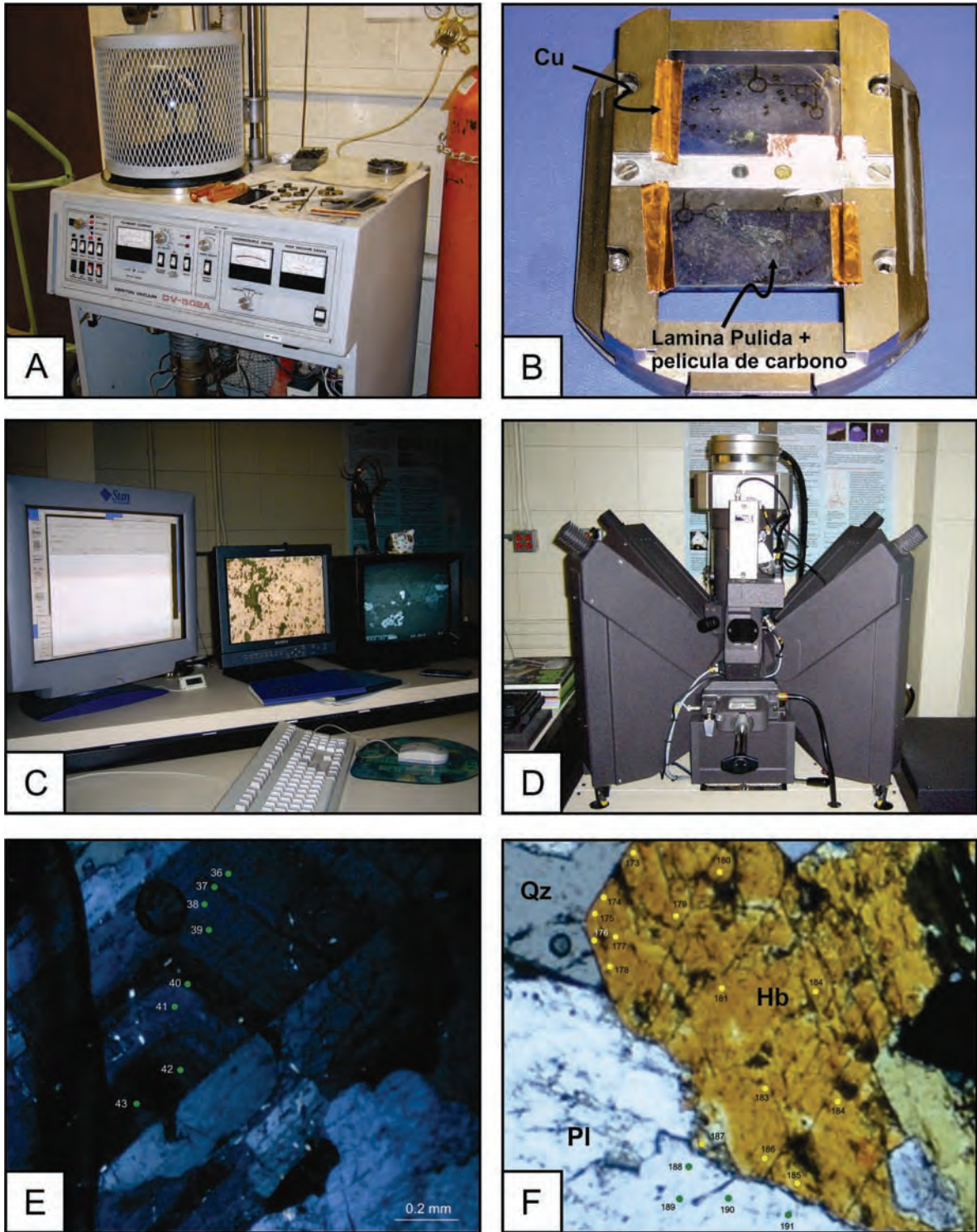


Figura 5.14. Instrumentación utilizada en la preparación y análisis de microsonda Electrónica. A) Bomba de vacío DENTON DV-502A. B) Porta-láminas. C) Sistema de monitoreo y controles del equipo. D) Microsonda electrónica CAMECA SX50. E) Ubicación de análisis en plagioclasa zoneada. F) Ubicación de análisis en hornblenda y plagioclasa.

5.5.2. Química de las fases minerales

Análisis puntuales fueron realizados en biotitas, epidotas, feldespatos alcalinos y esfenas, mientras que varios análisis fueron efectuados en cristales de anfíbol, siendo en su mayoría de los bordes y solamente unos pocos en el centro.

5.5.2.1. Plagioclasas

Se realizaron 303 análisis en plagioclasas y algunos feldespatos alcalinos, estos análisis se realizaron en las cercanías de los bordes de las hornblendas estudiadas (Figura 5.14F), para poder tener un control de las composición y verificar que cumplieran con el requisito del rango de composición de plagioclasa ($\sim An_{25-35}$) (Figura 5.15), mostrando que más del 95% de los análisis se encuentran en el rango de An_{20-35} .

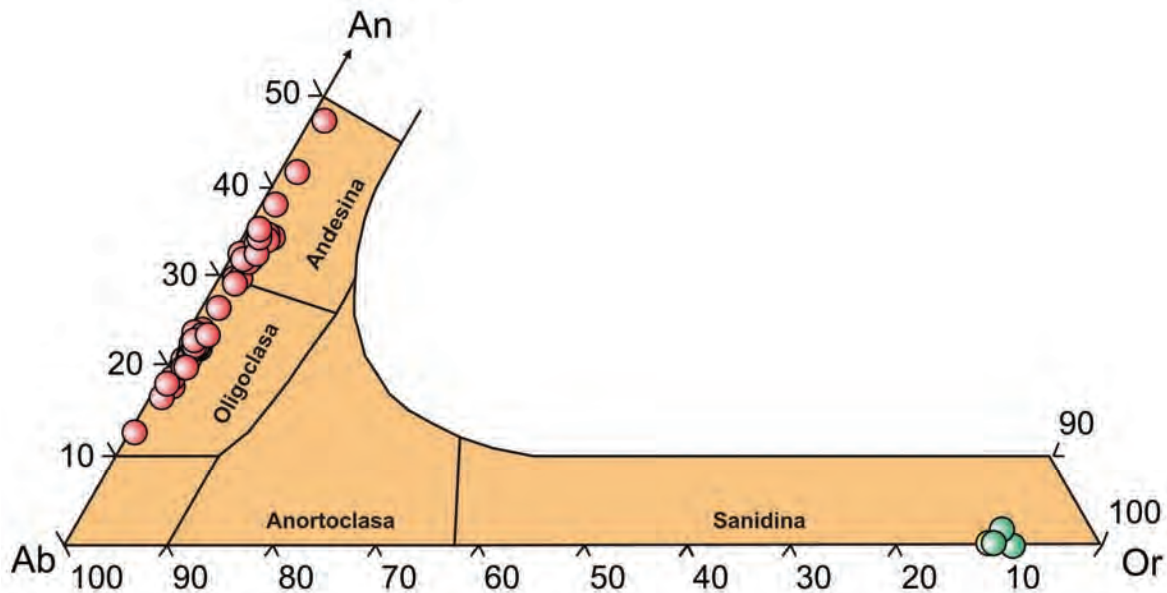


Fig. 5.15. Clasificación de plagioclasas y feldespatos de la granodiorita LT-20-07.

5.5.2.2. Hornblendas

En total fueron realizadas 313 mediciones en 15 anfíboles de la roca LT-20-07. Análisis con óxidos totales por fuera del rango de 96.5 – 100 %, o aquellos con menos de 15 cationes fueron excluidos. Las fórmulas químicas de los anfíboles fueron calculadas asumiendo la suma de 13 cationes, excluyendo Ca, Na, y K (13eCNK), con 23 átomos de oxígeno. El Al^T es el contenido total de Al en la hornblenda, expresado en átomos por unidad de fórmula (a.p.u.f.). En la Figura 5.16 se puede observar que la mayoría de los análisis corresponden a magnesiohornblenda, pero con una tendencia hacia actinolita.

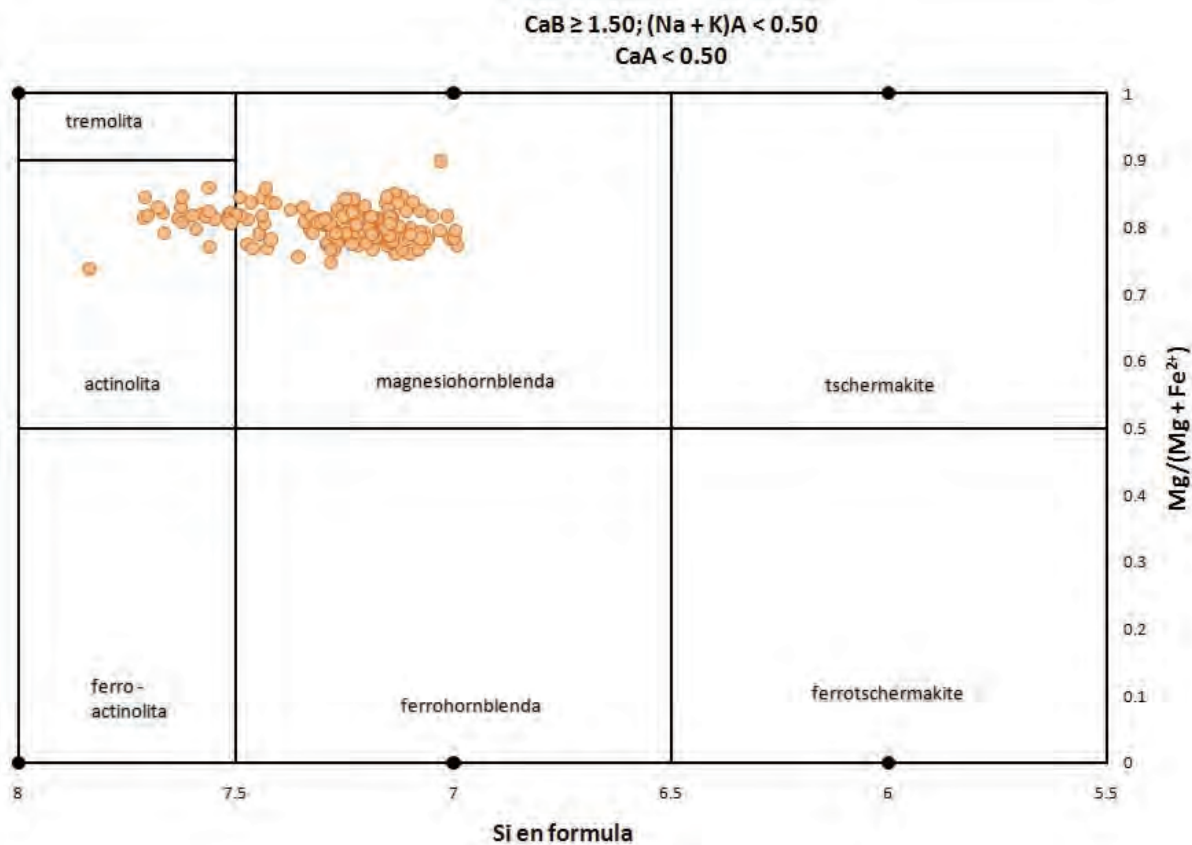


Figura 5.16. Diagrama de clasificación de hornblendas analizadas de la muestra LT-20-07, Leake et al. (1997).

5.5.2.3. Biotitas

La composición de las biotitas se obtuvo a partir de seis análisis. Estas biotitas presentan valores de SiO_2 de 36.65 – 39.25 %, Al_2O_3 % de 13.39 – 13.73 %, K_2O de 9.06 – 9.43 %, y TiO_2 de 4.35 – 4.67 %, valores que se consideran normales. Se puede observar en la Figura 5.17, que la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ se mantiene casi constante, dentro de un rango de 0.39 – 0.44, variando en el contenido de Al (IV) de 2.11 – 2.39. Estos análisis también fueron graficados usando el diagrama de discriminación sugerido por Abdel-Rahman (1994), en base a elementos mayores (FeO , MgO , Al_2O_3) de biotitas en rocas ígneas que cristalizaron a partir de magmas calcoalcalinos (C), alcalinos (A) y peraluminosos (P) (Figura 5.17).

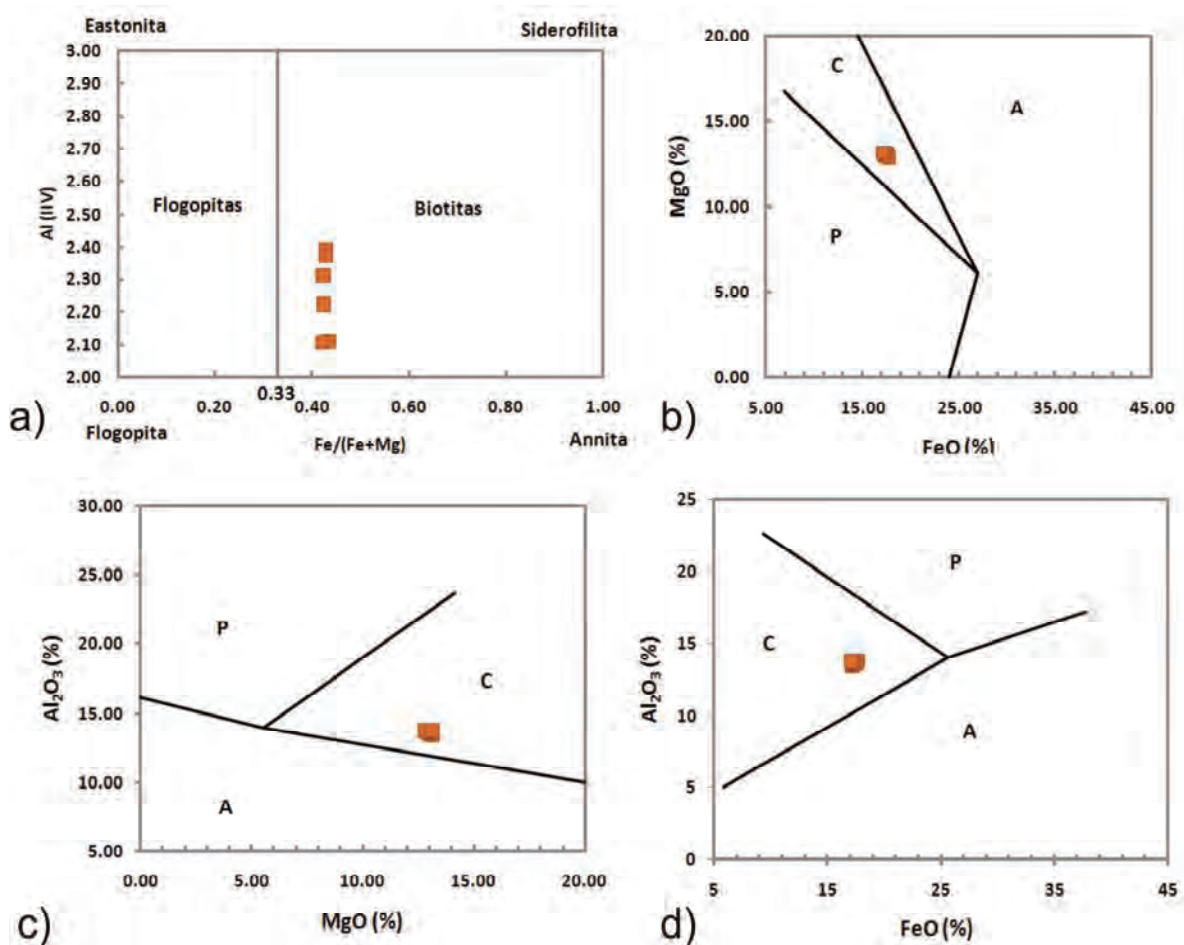


Figura 5.17. a) Diagrama mostrando la clasificación de las biotitas, de acuerdo a la nomenclatura de Speer (1984) y Deer (1986). b) c) y d) diagramas de discriminación de magmas, a partir del análisis de biotitas (Abdel-Rahman, 1994). Todas las muestras caen dentro del campo C (calcoalcalino).

En base esta clasificación, las biotitas de suites alcalinas anorogénicas son ricas en Fe, cercanas al término Annita, con una proporción FeO*/MgO de 7.04; aquellas que caen en el rango de peraluminoso (incluyendo a granitos tipo S) son siderofílicas en composición y presentan una proporción de FeO*/MgO cercana a 3.48; mientras que las biotitas de ambientes calcoalcalinos son moderadamente enriquecidas en Mg, con una proporción de FeO*/MgO cercanas a 1.76, como las obtenidas en nuestros análisis (Tabla 5.7). Las biotitas investigadas se encuentran dentro del campo C (fig. 5.17b,c y d), lo que significa que basado en la química de las biotitas de la muestra LT-20-07, estas se formaron a partir de un magma calcoalcalino. Lo cual concuerda con los resultados obtenidos en la geoquímica de elementos mayores y trazas.

Tabla 5.7. Resultados de los análisis de biotitas de la muestra LT-20-07.

	#1	#2	#3	#4	#5	#6
SiO ₂	37.90	36.65	37.50	39.23	38.49	39.25
TiO ₂	4.35	4.64	4.65	4.53	4.70	4.67
Al ₂ O ₃	13.39	13.52	13.62	13.73	13.62	13.70
FeO	17.26	17.42	17.59	17.70	17.34	17.18
MnO	0.40	0.37	0.40	0.36	0.39	0.39
MgO	13.13	12.98	13.04	12.82	13.10	13.12
CaO	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.05
Na ₂ O	0.24	0.32	0.17	0.39	0.10	0.21
K ₂ O	9.29	9.43	9.09	9.21	9.40	9.06
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	95.34	94.70	95.45	97.33	96.49	96.98
Fórmula						
Si	5.69	5.50	5.63	5.89	5.78	5.89
Al (IV)	2.31	2.39	2.37	2.11	2.22	2.11
Al (VI)	0.06	0.00	0.04	0.32	0.19	0.32
Ti	0.49	0.52	0.53	0.51	0.53	0.53
Fe(ii)	2.17	2.19	2.21	2.22	2.18	2.16
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Mg	2.94	2.90	2.92	2.87	2.93	2.94
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.07	0.09	0.05	0.11	0.03	0.06
K	1.78	1.81	1.74	1.76	1.80	1.74
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	15.56	15.46	15.54	15.84	15.71	15.79
FeO*/MgO	1.31	1.34	1.35	1.38	1.32	1.31

5.6. Termometría: Plagioclasa-Hornblenda

Una evaluación termodinámica semi-empírica de la información de microsonda disponible de la asociación anfíbol-plagioclasa, realizada por Blundy y Holland (1990) permitió el desarrollo de un nuevo geotermómetro basado en el contenido de Al^{IV} de anfíboles coexistiendo con plagioclasa, en rocas saturadas de sílice. Posteriormente, en base a los modelos naturales y experimentales de la solución sólida de la hornblenda, Holland y Blundy (1994) desarrollaron dos geotermómetros (A y B). El geotermómetro A se basa en la reacción edenita-tremolita (edenita + 4 cuarzo \rightarrow tremolita + albita), el cual se puede aplicar a rocas ígneas que contienen cuarzo; en cambio el geotermómetro B se basa en la reacción edenita-richterita (edenita + albita \rightarrow richterita + anortita), el cual se puede aplicar no solamente a rocas ígneas saturadas en cuarzo, sino también a rocas ígneas subsaturadas en sílice. De acuerdo con Anderson (1996), el geotermómetro B (edenita-richterita) es preferible, basado en la comparación con otros geotermómetros. Por lo tanto se eligió el geotermómetro B (Figura 5.18 b) para calcular las temperaturas de emplazamiento del plutón de la muestra LT-20-07. Sin embargo, también fueron calculadas las temperaturas con el geotermómetro A para comparación (Figura 5.18 a), obteniendo temperaturas en el rango de 680 a 725 °C, con un promedio de alrededor de 700 °C, para las magnesiohornblendas.

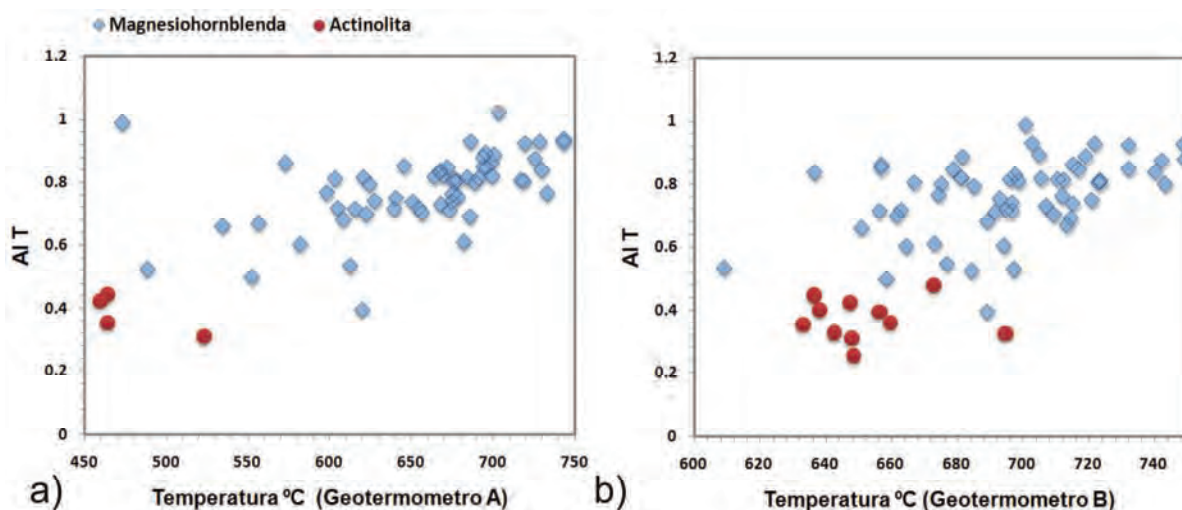


Figura. 5.18. Temperaturas de emplazamiento de acuerdo a los geotermómetros propuestos por Holland y Blundy (1984). a) geotermómetro A, b) geotermómetro B.

5.7. Análisis de los resultados

Para comprender la tendencia que muestran los resultados hacia la zona de actinolita, se realizó un análisis de la información. Aprovechando que las distintas lecturas se realizaron en zonas puntuales de los cristales de hornblenda, se construyeron perfiles a partir de isopleetas, con los valores de Si por unidad de fórmula (p.u.f.) y de profundidad en km en base a la calibración de Schmidt (1992). Una de las conclusiones más importantes a partir de este estudio es que los cristales de hornblenda presentan una alteración parcial, como se puede observar en la Figura 5.19, donde las hornblendas presentan una variación de composición. La Figura 5.19B presenta los contornos interpolados del contenido de Si por unidad de fórmula a partir de los valores puntuales obtenidos por el análisis de microsonda, remarcando el contorno de 7.5 Si p.u.f. que es el límite entre magnesiohornblendas y actinolita (Figura 5.16, eje de las abcisas). Y de acuerdo a la relación $Al^{IV} + Si = 8.0$, se observa que cuando aumenta el contenido de Si p.u.f., el contenido de Al^{IV} disminuye, por lo tanto, la profundidad calculada disminuirá. Esto se ve reflejado en la Figura 5.19C, en donde se observa una correlación entre el aumento del contenido de Si p.u.f. y la disminución de la profundidad. Las zonas de los cristales donde la magnesiohornblenda fue alterada a actinolita ha sido descartada en la interpretación, ya que representa una pérdida de Al^T , y por lo tanto, una modificación de la profundidad original de emplazamiento (Figura 5.20 y 5.21). Considerando que las hornblendas presentan alteración, y tomando en consideración solamente los valores de las zonas más frescas de la hornblenda, se obtiene una exhumación desde su emplazamiento para este plutón de 1.726 a 1.868 kb que corresponden a 6.52 a 7.05 km respectivamente, sin descartar una posible pérdida de Al en las zonas consideradas como más “frescas”, estos valores se encuentran dentro de un rango concordante con diversas investigaciones de la región, aplicando éste y otros métodos. Por ejemplo, en el análisis termocronológico realizado en el bloque de piso de la falla El Amol (Lugo-Zazueta, 2006), unos 23 km al oeste-noroeste del rancho Las Cabecitas, cruzando el valle del río Sonora, indica que la etapa inicial de la exhumación de la Sierra de Aconchi inició a *ca.* 28 Ma y que la mayor cantidad de desplazamiento a lo largo de la Falla El Amol ocurrió entre los 25 y 17 Ma, continuando hasta los *ca.* 11 ± 1 Ma (Lugo-Zazueta, 2006). En dicho trabajo presentan

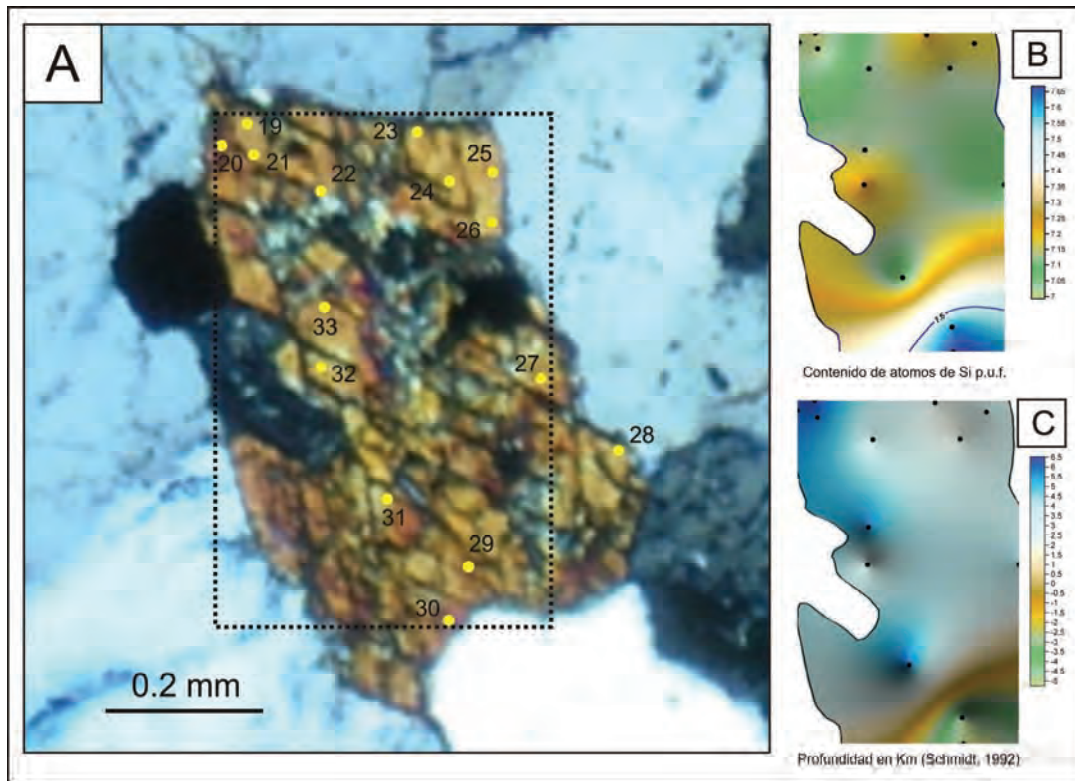


Fig. 5.19. Alteración parcial de las hornblendas de la muestra LT-20-07. A) Ubicación de análisis en la Microsonda. B) Contorno de átomos de Si p.u.f. en el cristal de Hb. C) Contorno de la profundidad puntual calculada a partir de la ecuación de Schmidt (1992).

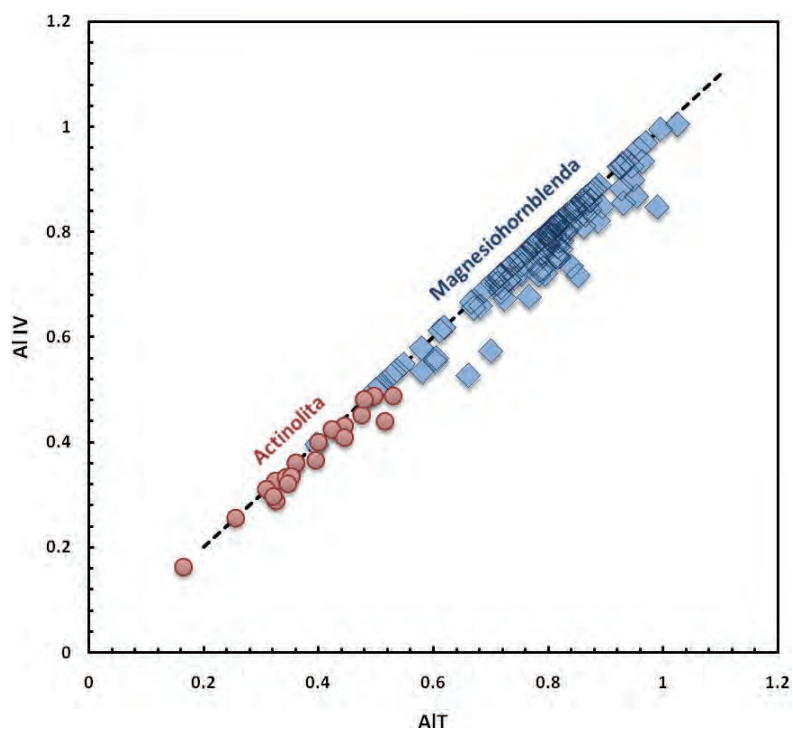


Fig. 5.20 Diagrama Al^T vs Al^{IV} , mostrando el efecto que produce una alteración parcial de las hornblendas de la muestra LT-20-07.

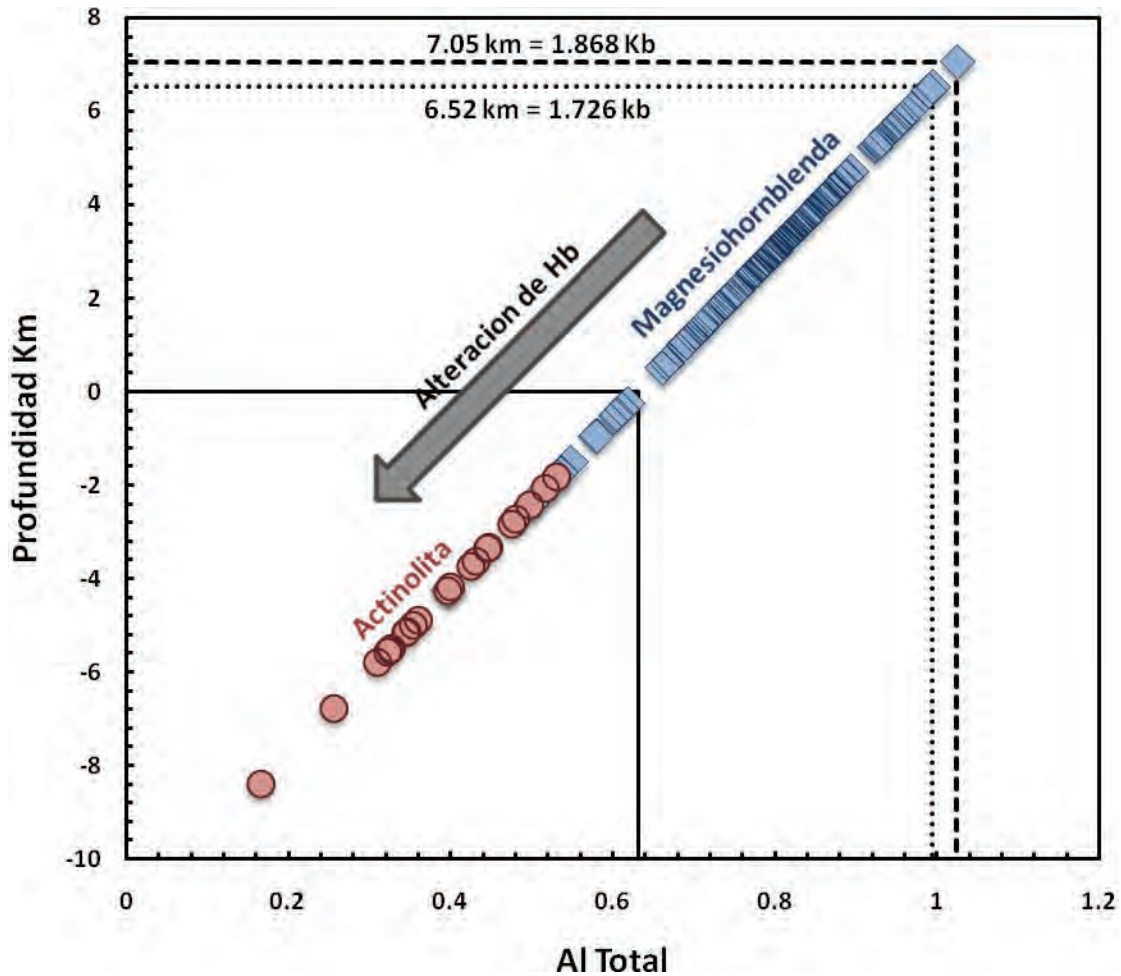


Figura 5.21. Diagrama Al Total vs Profundidad para los resultados de la muestra LT-20-07, profundidad calculada partir de la ecuación $h = P \cdot (\rho \cdot g)^{-1}$, asumiendo una densidad de 2.7 gr/cm³, donde h es la profundidad, P es la presión en kb, ρ es la densidad media (gr/cm³), y g es la aceleración de la gravedad (9.8 m/s²). La presión en kb fue obtenida a partir de la ecuación de Schmidt (1992).

tazas de migración vertical aparente por medio del método de trazas de fisión, de entre 5 y 10 km, variando en diferentes partes del área de estudio. En el área del distrito minero de Cananea, Wodzicki (1995), (Figura 5.22, Tabla 5.8) obtuvo una profundidad de emplazamiento de la fase monzogranítica que representa la parte más profunda de la Granodiorita Cuitaca, usando el método del contenido de Al en hornblenda, obteniendo una profundidad de 6-8 km para esta roca. En cambio en el pórfido cuprífero Cuatro Hermanos en Sonora central Zürcher (2002) (Figura 5.22) obtuvo profundidades para la muestra (CH-03) de 1.4 ± 0.6 y 2.3 ± 0.6 Kb, con un promedio de 2.02 ± 0.6 y temperaturas del orden de $703 \pm 75^\circ\text{C}$. Así como en la granodiorita (PVLZ-128) del pórfido cuprífero Piedras Verdes al sur de Sonora, una profundidad de emplazamiento de 1.4 ± 0.6 y 1.8 ± 0.6 Kb, con un

promedio de presión estimado de 1.6 ± 0.6 Kb, y con una temperatura de $713 \pm 75^\circ\text{C}$, sugiriendo que esta intrusión fue ligeramente más somera que la muestra CH-03 de Cuatro Hermanos. En cambio, para la granodiorita La Reforma (UAKA-73-92), Zürcher (2002) obtuvo una profundidad de emplazamiento de 1.8 ± 0.6 Kb, con una temperatura de $691 \pm 75^\circ\text{C}$. Por su parte la mayoría de los análisis obtenidos por los pares hornblenda-plagioclasa a partir de una granodiorita de Tameapa (TAM-01) exhiben un rango de presión de 1 a 2 kb y temperaturas de 670°C a 770°C , con un promedio de 1.5 ± 0.6 Kb y $717 \pm 75^\circ\text{C}$. En comparación con los plutones de Cuatro Hermanos, Piedras Verdes y Tameapa, la granodiorita de Cosalá (UAKA-73-90) fue emplazada a menores presiones, de entre 0.7 ± 0.6 y 1.06 ± 0.6 kb, con un promedio de 0.9 ± 0.6 Kb y $776 \pm 75^\circ\text{C}$. El intrusivo encontrado en Malpica (MAL-108) fue emplazado a una presión de entre 0.9 ± 0.6 y 1.8 ± 0.6 Kb, con un promedio de presión de 1.3 ± 0.6 Kb y $740 \pm 75^\circ\text{C}$ (Zürcher, 2002). Un estudio geotermobarométrico fue realizado por Correll-McDonough (2005), (Figura 5.22) en la parte norte de Sinaloa, en la región de la mini cuenca La Reforma, en la cual analizó una granodiorita con la mineralogía adecuada (hornblenda + biotita + plagioclasa + ortoclasa + cuarzo + esfena + óxidos Fe-Ti), obteniendo los rangos de temperatura utilizando el geotermómetro de Holland y Blundy (1994) de $700\text{-}655^\circ\text{C}$ y las presiones calculadas con el geobarómetro calibrado por Schmidt (1992) de $2.6 - 1.3$ kb. A partir de estos datos y tratando de adaptar sus resultados a la idea de que el batolito de Sinaloa corresponde a la extensión del complejo plutónico La Posta, localizado en Baja California (Henry et al., 2003), Correll-McDonough (2005) propone que los valores anómalamente bajos de presión y temperatura obtenidos en su trabajo, registran una alteración y no la cristalización misma del plutón. Stavast (2006) estudió el batolito Ruby Star, que es una amalgamación de varios episodios magmáticos con distintas edades de intrusión, que corresponden al lapso de $64 - 58$ Ma. Este cuerpo intrusivo se localiza en el distrito Pima, en las montañas Sierrita y se piensa que es el productor de cuatro depósitos tipo pórfido cuprífero Twin Buttes, Sierrita-Esperanza, Mission-Pima y San Xavier North. Este gran sistema magmático-hidrotermal fue desmembrado y rotado ($50\text{-}60^\circ$ hacia el sur) por la extensión terciaria, como es mostrado por la diversa información estratigráfica, paleomagnética y por el uso del geobarómetro del contenido de Al en hornblenda (Stavast, 2006). La fase granodiorítica del batolito Ruby Star en la cual fue aplicado el geobarómetro, se compone de cuarzo,

feldespato potásico, plagioclasa, hornblenda, biotita, óxidos de hierro-titanio y esfena. Las paleoprofundidades determinadas en diferentes lugares del batolito, indican de ~ 1 – 2 km en la parte sur y de ~ 8 – 12 km en la zona norte, indicando una rotación del batolito de 50-60 ° hacia el sur. Por lo cual se puede observar una columna de hasta 12 km de profundidad. El sistema de mineralización del depósito Sierrita-Esperanza se presenta en la zona sur del batolito Ruby Star, y presenta paleoprofundidades menores a 3 km, mostrando una zona de alteración somera (sericítica) hacia el sur, y una zona de alteración profunda (potásica, sódico-cálcica, y greisen) hacia el norte (Stavast, 2006).

La historia tectonotérmica de la Sierra San Pedro Mártir la cual forma parte del batolito transpeninsular de Baja California, fue estudiada en base a la geocronología de U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, trazas de fisión en combinación con el método geobarométrico del contenido de Al en hornblenda (Ortega-Rivera et al., 1997), obteniendo edades de emplazamiento secuencial de este plutón de oeste (97 Ma) a este (93.8 Ma) por el método U-Pb (en zircones). Las edades obtenidas por el método de trazas de fisión en apatitos, muestra también un descenso de edad de oeste (72 ± 8 Ma) a este (57 ± 15 Ma). A pesar de que no hay una apreciable diferencia en presión al tiempo de cristalización del plutón, como lo indica el geobarómetro, se utilizó la estimación mayor (20 km) y menor (12 km) en su discusión.

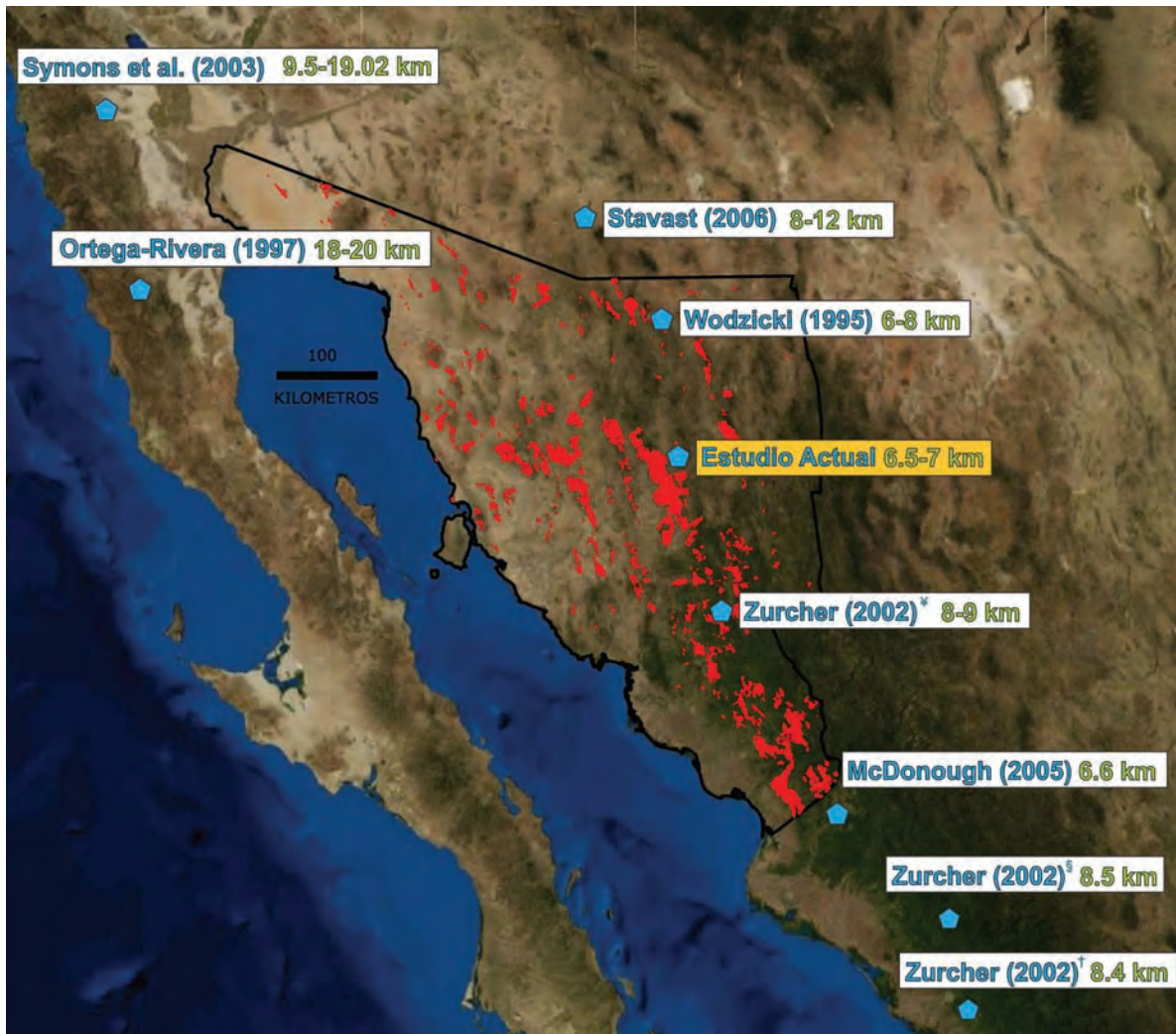


Figura 5.22. Mapa de distribución de aplicaciones del método geobarométrico Al en Hornblenda, en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos, por diferentes autores (ver Tabla 5.8). Mostrando el contorno del estado de Sonora y los plutones laramídicos del estado de Sonora resaltados en color rojo (según el Servicio Geológico Mexicano).

Tabla 5.8. Compilación bibliográfica de la aplicación del método del contenido de aluminio en hornblenda. Presión determinada usando la calibración de Schmidt (1992) con un error de ± 0.6 kb, y la profundidad en km fue calculada con la ecuación $h = P \cdot (\rho \cdot g)^{-1}$, asumiendo una densidad de 2.7 gr/cm^3 , donde h es la profundidad, P es la presión en kb, ρ es la densidad media (gr/cm^3), y g es la aceleración de la gravedad (9.8 m/s^2). Al (T) - aluminio total. Fuentes 1: Wodzicki, 1995; 2: Ortega-Rivera (1997); 3: Zurcher (2002); 4: Correl-McDonough (2005); 5: Stavast (2006); 6: Anderson y Silver (1977); 7: Barra et al (2005); 8: Damon et al (1983a); 9: Herrmann, (2001); 10: Symons, et al., 2003; 11: Este estudio

Muestra	Localidad	Tipo de Roca	Min	Al (T)	P (Kb)	km	Temp °C	Geocronología		Ref
								Metodo	Edad	
WC-(2M)	San Pedro Martir, BC	Granodiorita	Hb	1.84	5.80	21.92		Ar/Ar (Hb)	94.6 \pm 0.6	2,2
SSP M-LV-8	San Pedro Martir, BC	Granodiorita	Hb	1.64	4.80	18.14		Ar/Ar (Bi)	89.7	2,2
LP-12	Pluton La Posta		Hb	1.86	5.22	19.02	543		94	10
	Cananea, Son	Grd Cuitaca	Hb			6 a 8		U-Pb	64 \pm 3	1,6
CH-03	Cuatro Hermanos, Son	Granito	Hb	1.14	2.30	9.00	703	Re-Os (Mo)	55.7 \pm 0.3	3,7
PVLZ-128	Piedras Verdes, Son	Granodiorita	Hb	1.01	1.80	6.75	713	Re-Os (Mo)	60	3,8
UAKA-73-92	La Reforma, Sin	Granodiorita	Hb	1.00	1.75	6.61	691	K-Ar (bi)	59.2	3,8
TAM-01	Tameapa, Sin	Granodiorita	Hb	1.10	2.20	8.41	717	Re-Os (Mo)	50-57.4	3,7
UAKA-73-90	Cosalá, Sin	Granodiorita	Hb	1.10	2.20	8.37	776			3
MAL-108	Malpica, Sin	Granito	Hb	1.04	1.95	7.35	740	Re-Os (Mo)	54.1 \pm 0.3	3,7
M102	La Reforma, Sin	Granodiorita	Hb	1.00	1.75	6.61	703	K-Ar (bi)	59.2	4,8
BS-RS36	Ruby Star, Az	Granodiorita	Hb	1.15	2.4	9.07	686	U-Pb	64.3	5,9
BS-RS20	Ruby Star, Az	Granodiorita	Hb	1.30	3.3	12.47	660	U-Pb	64.3	5,9
LT-20-07	Rancho Las Cabecitas	Granodiorita	Hb	1.03	1.868	7.05	710	Ar-Ar	57.3 \pm 1.3	11

CAPITULO 6: DISCUSIÓN

6.1. Geotermobarometría

6.1.1. Relación con los depósitos de la Región

Los depósitos más importantes ubicados en las cercanías del plutón del rancho Las Cabecitas corresponden a depósitos tipo pórfido, emplazados en rocas volcánicas correspondientes a la Formación Tarahumara que afloran ampliamente en el área, siendo los más importantes, las brechas mineralizadas correspondientes al distrito Cumobabi y al depósito Washington. Estas brechas se encuentran relacionadas, espacial y temporalmente a intrusiones hipabisales relativamente pequeñas de tipo granítico, que afloran de forma contigua a las brechas mineralizadas, lo cual es común en depósitos relacionados a sistemas tipo pórfido cuprífero. Estos pequeños stocks mineralizantes se forman generalmente a una profundidad de entre 1 y 6 km de la superficie. En el caso de las brechas mineralizadas de Cumobabi y Washington, se estimó una profundidad mínima de formación en base a inclusiones fluidas de aproximadamente 1 y 1.4 km, respectivamente (Simmons y Sawkins, 1983; Scherkenbach *et al.*, 1985). Profundidades similares han sido calculadas para otros depósitos, como es del depósito Cu-Au Bajo de la Alumbrera, Argentina, cuya profundidad fue estimada en menos de 3 km (Proffett, 2003a); en el caso del pórfido Cu-Au del distrito Refugio, Chile (Muntean y Einaudi, 2000) se calculó una profundidad de 1 km asumiendo la presión litostática. En algunos de otros casos, por ejemplo Butte en Estados Unidos, se calculó una profundidad de 9 km (Roberts, 1975; Rusk, 2003). Por lo tanto estos resultados difieren mucho de la profundidad de 7.05 km calculada por el método del contenido de aluminio en hornblenda, para el plutón del rancho Las Cabecitas. Considerando que los stocks porfídicos causantes de la mineralización emanan comúnmente de cúpulas de intrusivos mayores, atravesando el techo cristalizado hacia la superficie (Dilles *et al.* 2000a), y a que estas cúpulas se encuentran emplazadas en un rango de 3 a >10 km por debajo de la superficie (Seedorff *et al.* 2005), se podría establecer que el plutón del rancho Las Cabecitas con una superficie de afloramiento de aproximadamente 50 km², corresponde a una cúpula laramídica, de donde posiblemente emana el sistema de stocks causantes de la mineralización de estos y otros depósitos. Algo similar a lo que ocurrió con el depósito Sierrita-Esperanza, el cual presenta paleopropiedades de la zona mineralizada menores a 3 km. En cambio, el batolito Ruby Star, que presumiblemente fue el causante de la

mineralización en este depósito y el cual se encuentra a unos kilómetros al norte, presenta paleoprofundidades de hasta 12 km (Stavast, 2006). Posiblemente la profundidad calculada en Cananea por Wodzicki (1995, ver Tabla 5.8) de 6 a 8 km corresponda también a una cúpula granítica, ya que el menciona que la muestra analizada corresponde a la parte profunda de la Granodiorita Cuitaca. La exposición de las zonas profundas de sistemas tipo pórfido ha sido anteriormente registrada, siendo las fallas normales, las causantes algunas veces de yuxtaponer diferentes niveles de los sistemas ígneos e hidrotermales del sistema mineral (Seedorff *et al.*, 2005). Además de que algunos pórfidos se localizan en áreas que han sido sujetas a considerable extensión cortical (siendo algunas veces de más del 100%), en donde el fallamiento normal fue primero de alto ángulo y fueron rotadas hacia un ángulo inferior, produciendo en ciertos casos un desmembramiento del sistema mineralizado así como un transporte lateral de estos fragmentos, como ha sido el caso del distrito Yerington, Nevada (Proffett, 1977), Ajo Poston Butte, Mission-Pima-San Xavier North, en Arizona (Hagstrum *et al.* 1987; Wilkins y Heidrick, 1995), Cuatro Hermanos, Sonora (Gans, 1997). La magnitud acumulativa de los transportes tectónicos laterales no ha sido documentada en muchos depósitos, donde han sido estimados transportes pequeños desde 1 a 2 km, hasta transportes importantes de 30 a 50 km desde los sitios iniciales de emplazamiento y mineralización hipogénica (Wilkins y Heidrick, 1995).

6.1.2. Implicaciones Regionales

Haciendo un análisis de la información geobarométrica obtenida por medio de este método (Figura 5.22 y Tabla 5.8), se puede observar que la distribución de los resultados de manera regional pueden ser agrupados en dos sectores. El primero sería el análisis del batolito Sonorense, batolito de Sinaloa y el sur de Arizona, y el segundo es el análisis realizado en la Sierra de San Pedro Mártir, en el batolito peninsular. Todas las intrusiones estudiadas dentro del primer grupo presentan un rango de edad de 50 – 64.3 Ma, con una temperatura de formación para las hornblendas de 660-776 °C y una profundidad de emplazamiento de 6-9 km. En cambio, el grupo dos, que corresponde al análisis realizado por Ortega-Rivera *et al.* (1997), presenta una edad de 89.7 – 94.6 Ma, con una profundidad de emplazamiento 18.14 – 21.92 km. Entonces se puede concluir de manera preliminar, ya que todavía existe un área muy grande por estudiar con este y otros métodos

geotermobarométricos y radiométricos, que no solamente la distribución de las intrusiones de los plutones laramídicos fue de forma paralela o semiparalela a la antigua zona de subducción, sino que también la exhumación se ha presentado de forma casi paralela a esta antigua traza, como lo demuestran estos resultados, teniendo una mayor exhumación hacia el oeste en las zonas cercanas al Pacífico, y disminuyendo hacia el este. Esta idea pudiera ser apoyada, por la distribución espacial de los depósitos tipo oro orogénico y los depósitos tipo pórfido dentro del estado de Sonora (Figura 6.1), ya que los depósitos tipo oro orogénico son formados durante un régimen compresional a transpresional de escala cortical, en zonas de rocas acrecionadas adyacentes a arcos magmáticos continentales, que los ubica desde un régimen cortical frágil-dúctil a uno dúctil, con profundidades de formación variables de 6 km a más de 12 km (Groves *et al.*, 1998), en cambio los depósitos tipo pórfido cuprífero, se forman en una zona de régimen cortical frágil, con profundidades de 1-6 km (Seedorff *et al.* 2005).

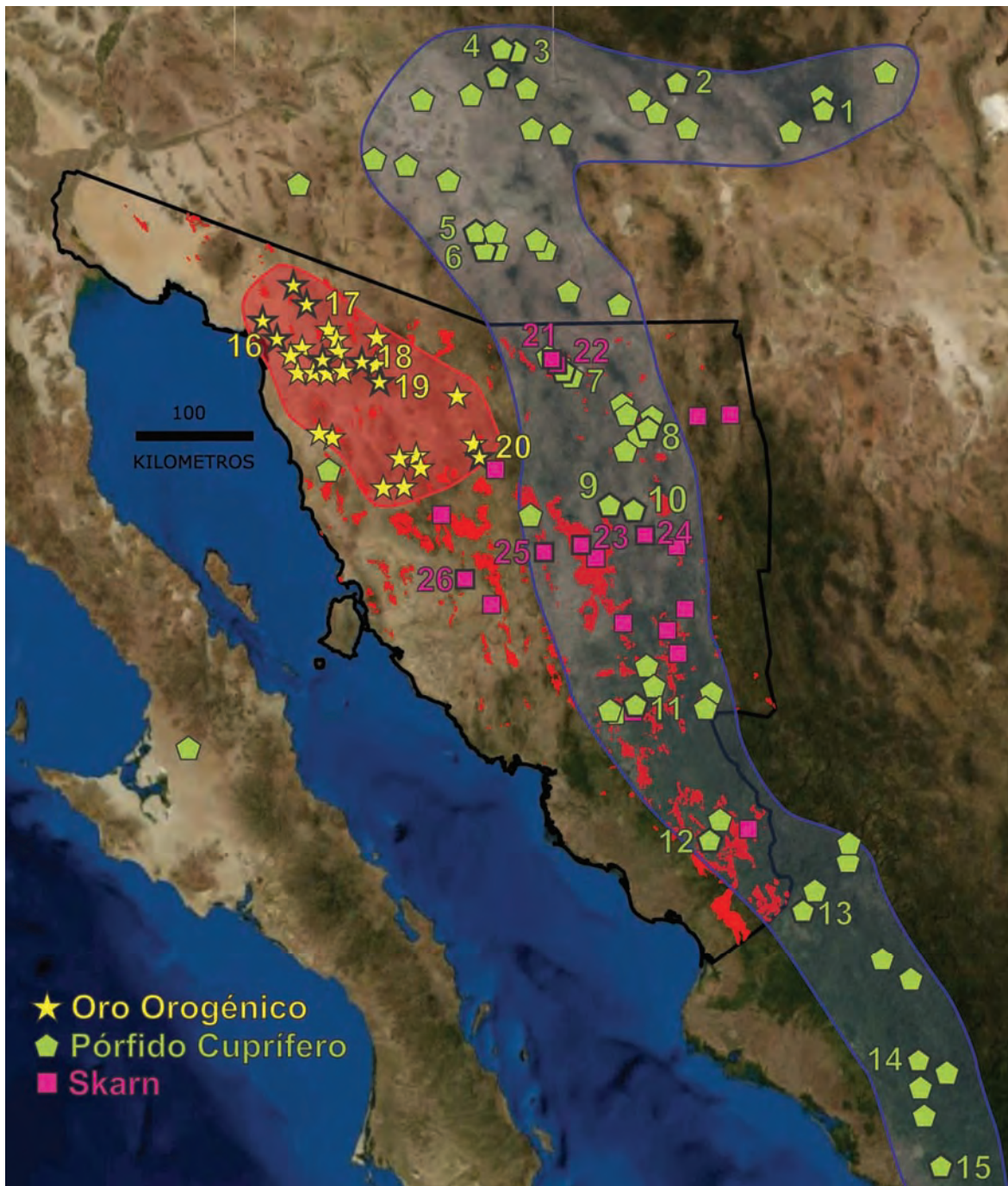


Figura 6.1.- Mapa de distribución de depósitos del cinturón laramídico del noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos. La zona azul representa el cinturón de pórfidos de la cordillera oeste de Norteamérica, así como los skarns del estado de Sonora, y la zona roja representa la región de depósitos tipo oro orogénico en México. Los depósitos más importantes se encuentran resaltados. Los depósitos enumerados son los siguientes: 1: Chino, 2: Morenci, 3: Miami, 4: Inspiration, 5: Mission, 6: Sierrita, 7: Cananea, 8: Nacozari, 9: Washington, 10: Cumobabi, 11: Cuatro Hermanos, 12: Piedras Verdes, 13: La Reforma, 14: Tameapa, 15: Cosalá, 16: La Herradura, 17: La Choya, 18: Tajitos, 19: El Chanate, 20: San Francisco, 21: Puertecitos, 22: Buenavista, 23: El Jaralito, 24: Oposura, 25: Cerro de Oro, 26: Pilares.

6.2.- Clasificación del depósito Oposura

Desde los primeros trabajos realizados en este depósito, ha existido controversia con respecto a su origen. La naturaleza tabular del depósito junto con la presencia de rocas félsicas, hizo pensar a varios autores que este depósito era de tipo singenético, clasificándolo como un sulfuro masivo volcanogénico (VMS). Sin embargo, el descubrimiento de una mineralogía de tipo skarn en este depósito por Deen y Atkinson (1988), y relacionándolo con las ideas de Einaudi *et al.* (1981), concluyeron que se trataba de un skarn de Zn distal.

Esta idea parece ser más correcta, ya que los Skarn de zinc pueden ser subdivididos de acuerdo a diferentes criterios. Uno de ellos incluye la distancia de la fuente magmática, ya que en algunos depósitos de este tipo la fuente magmática no puede ser identificada satisfactoriamente (Newberry, 1987; Newberry *et al.* 1991). Como es mencionado por Megaw *et al.* (1988) “que aquellos distritos que carecen de intrusiones conocidas no han sido estudiados totalmente”, como ocurre con el depósito Oposura, en el cual solamente fueron identificadas dos zonas de mayor temperatura por Deen y Atkinson (1988) centralizadas por la presencia de granate. Por otro lado, la mayoría de los skarns de Zn varían en distancia, desde las zonas proximales ricas en mineralización, hacia zonas distales pobres en mineralización, vetas y cuerpos de sulfuros masivos, los cuales contienen pocos o ningún mineral característico de un skarn (Meinert *et al.* 2005). La presencia de granate y piroxeno en el depósito Oposura, fue confirmada por medio de los análisis de microsonda electrónica realizada por Deen y Atkinson (1988, p. 1849-1850), lo cual siguiere un ambiente geoquímico restringido que es enteramente distinto a otros tipos de mena, como lo son los Mississippi Valley (MVT), y los sulfuros masivos volcanogenicos (VMS), los cuales también contienen menas de Zn-Pb-Ag hospedado en rocas carbonatadas, pero carecen de minerales típicos de un skarn. Aunque es importante resaltar que la presencia de piroxeno en este depósito es limitada, ya que se encontró con mayor predominancia la asociación de epidota – cuarzo, la cual resalta condiciones relativamente oxidantes, además de que es la más común en la mayoría de los skarn de Pb – Zn, sobre la asociación piroxeno – plagioclasa que es típica en la mayoría de los skarns de W y Cu (Edwards y Atkinson, 1986). Además como es mencionado por Meinert *et al.* (2005), aparte del contenido de Zn-Pb-Ag, los skarns de Zn pueden ser distinguidos de otros tipos de skarns por su mineralogía

rica en Fe y Mn, por sus ocurrencias a lo largo de contactos estructurales y litológicos, y por la ausencia de significantes aureolas metamórficas centradas en el skarn. Por lo tanto, nuestras observaciones de campo, análisis petrográfico, los estudios de inclusiones fluidas y microsonda electrónica, confirman lo concluido por Deen y Atkinson (1988), que el depósito de Zn-Pb-Ag Oposura corresponde a un skarn distal de Zn. Esta conclusión se tomó considerando las especies minerales detectadas por difracción de rayos x (Figura 4.4 – 4.7) y la obtención de la temperatura de precipitación de la mena por medio de inclusiones fluidas y del método de pares isotópicos (Figura 4.10), con lo cual se ubicó el depósito en un área distal, con un rango de temperatura de 280 – 316 °C (Figura 6.2), dentro del patrón típico de zoneamiento para un skarn de Zn propuesto por Meinert (1987).

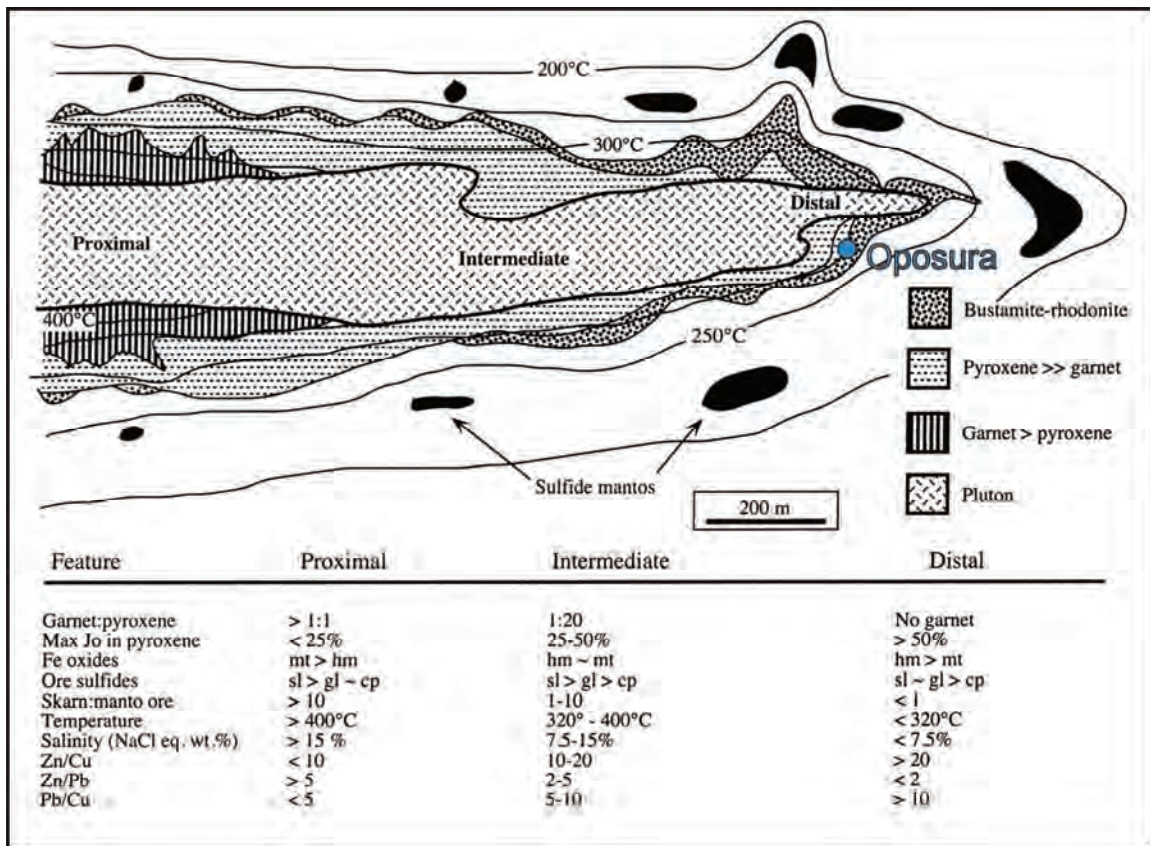


Figura 6.2.- Ubicación del depósito Oposura dentro de un patrón típico de zonación para un skarn de Zn (Meinert, 1987).

6.3. Posible relación entre los sistemas tipo pórfido Washington y Cumobabi y el depósito de tipo distal Oposura

Una distancia de separación de menos de 10 km entre el depósito Washington y el distrito mineralizado Cumobabi, además de presentar características de mineralización similares y una edad de formación entre 55 y 58 Ma (ver tabla 6.1), establece una relación espacio-temporal mutua de estos sistemas. Sin embargo, el establecer una relación de estos depósitos con el de Oposura, que se encuentra a 24 km al sureste del distrito Cumobabi, es algo complicado ya que la edad de formación del depósito Oposura, aún no ha sido establecida satisfactoriamente (Marrs y Guilbert, 1981). Considerando que a solo un par kilómetros al sur del depósito Oposura se fechó la mineralización del depósito La Bambolla en 57.3 ± 13.9 Ma (Srinivasan *et al.*, 1972), se podría asumir que el distrito mineralizado Moctezuma pudiera incluirse en el rango de edad anteriormente mencionado. Un rango de edad de varios millones de años para la formación de sistemas magmáticos hidrotermales mineralizados, es aceptable de acuerdo con investigaciones realizadas en otros depósitos de este tipo, aunque hay que tomar en cuenta, que los procesos de mineralización dependen mucho de sí están relacionadas a intrusiones únicas o múltiples. Las intrusiones únicas deberían de enfriarse en menos de 100,000 años o tal vez en algunos miles de años (Marsh *et al.* 1997), como ocurre en los depósitos Far Southeast, los cuales tuvieron una actividad magmática-hidrotermal a lo largo de 150,000 años (Arribas *et al.* 1995), Ok Tedi por menos de 1.2 Ma (Page y McDougall, 1972), Batu Hijau por 80,000 años (Garwin, 2002), y varios pórfidos en el área de Potrerillos con una duración de aproximadamente 100,000 años (Marsh *et al.*, 1997). Sin embargo las intrusiones múltiples prolongan la actividad hidrotermal, como es el caso de los depósitos El Teniente, Escondida y Butte con una actividad de por lo menos 2 Ma (Maksaev *et al.* 2004; Padilla *et al.* 2004; Lund *et al.* 2002); y cuando estos eventos múltiples son un poco más espaciados en tiempo, producen rangos más amplios, como es el caso del depósito Endako, el cual presenta una actividad en un rango de 9 Ma (Selby y Creaser, 2001), y el depósito Tameapa por 7 Ma (Barra *et al.* 2005). Considerando que la edad de los plutones más cercanos al área de los depósitos Cumobabi, Washington y Oposura, presentan una edad dentro del rango de 51 a 59 Ma (Figura 5.12), y a que el depósito Oposura está clasificado como un Skarn de Zn de origen distal, se propone que este depósito representa un equivalente distal de un sistema tipo

pórfido de cobre, como los de Cumobabi y Washington. Los mejores ejemplos de mineralización posterior o periférica a depósitos de tipo pórfido cuprífero son las vetas de Mn-Ag-Zn en las zonas periféricas del depósito Butte (Meyer *et al.* 1968), vetas y cuerpos de reemplazamiento de Pb-Zn-Ag en el depósito Bingham (Rubright y Hart, 1968), vetas distales Pb-Zn del depósito Bajo de la Alumbraera (Proffett, 2003a), los depósitos de Au-Ag que ocurren en forma de reemplazamiento en rocas carbonatadas y como vetas en los alrededores del distrito Robinson (James, 1990; Seedorff, 2000). Incluso en algunos trabajos se habla de una posible relación entre los depósitos de alta sulfuración (“high-sulfidation”) y los sistemas tipo pórfido (Sillitoe y Hedenquist, 2003; Seedorff *et al.* 2005), algo importante de estos depósitos distales o periféricos, es que la gran mayoría de las veces, estos representan un equivalente tardío-lateral de un sistema tipo pórfido (Seedorff *et al.* 2005).

Tabla 6.1. Fechamientos realizados en los depósitos Cumobabi, Washington y Oposura, así como en zonas cercanas. Referencias: (1) Scherkenbach *et al.*, 1985; (2) Damon *et al.*, 1983a; (3) Barra *et al.*, 2005; (4) Este estudio; (5) Marrs y Guilbert, 1981; (6) Srinivasan *et al.*, 1972. (7) información en proceso de publicación, comunicación personal, González-León *et al.*, 2010.

Localidad	Material	Edad	Error	Método	Mineral	Referencia
Cumobabi	Pórfido diorítico	56	5.1	K-Ar	Biotita	1
Cumobabi	Alt. potásica	56.7	1.3	K-Ar	Biotita	1
Cumobabi	Microgranito	55.6	0.3	K-Ar	Roca Total	1
Cumobabi	Pórfido monzonítico	63.1	1.7	K-Ar	Biotita	1
Cumobabi	Brecha de granodiorita	40	0.9	K-Ar	Biotita	2
Cumobabi	Brecha hidrotermal	58.7	0.2	Re-Os	Molibdenita	3
Sur Mina Cumobabi	Monzogranito	51	6	Ar-Ar	Biotita	4
Washington	Brecha hidrotermal	45.7	1	K-Ar	Sericita	2
Washington	Plutón granodiorítico	56.4	1.2	K-Ar	Biotita	2
El Batamote	Granodiorita	59.4	1.6	U-Pb	Zircon	7
Oposura	Toba litocristalina	40	2	K-Ar	Roca total	5
Mina La Bambolla - Sur Oposura	Teluros	57.3	13.9	Te-Xe	Teluros	6
Rancho Las Cabecitas	Granodiorita	57.3	1.3	Ar-Ar	Biotita	4
Las Cabecitas	Granodiorita	56.20	1.37	U-Pb	Zircon	7

CAPITULO 7: CONCLUSIONES

La mineralización de Cu, W, Au y Ag del depósito Washington, y de Cu, Mo de la brecha San Judas en el Distrito Cumobabi ocurren en estructuras tipo brecha hidrotermal. Estas brechas se encuentran emplazadas en rocas volcánicas relacionadas a la Formación Tarahumara. La alteración presente en superficie en la zona de Washington consiste de una alteración propilítica en las rocas encajonantes y de una alteración sericítica pervasiva con presencia de turmalina en la zona de brecha. En superficie no se identificó la alteración potásica, aunque anteriormente fue reportada a profundidad por Simmons y Sawkins (1983). La alteración predominante en las rocas encajonantes y en la zona de la brecha San Judas, en el área de Cumobabi, es la alteración potásica, la cual ha sido modificada por alteración sericítica posterior. La temperatura aproximada de formación de la brecha Washington, obtenida por medio de inclusiones fluidas, varía de 364 a 550°C y la profundidad mínima de formación para esta brecha es de aproximadamente 1 km (Simmons y Sawkins, 1983), de manera similar a la brecha San Judas, en donde se obtuvieron temperaturas de formación, por medio de inclusiones fluidas en el rango de 300 a 480°C y una profundidad mínima de formación de aproximadamente 1 a 1.4 km (Scherkenbach *et al.* 1985). La fuente de los fluidos en ambos depósitos es de origen magmático, con rangos de $\delta^{34}\text{S}$ que varían de 3.4 - 4.4 ‰. Siendo las temperaturas en estos dos depósitos, similares a las comúnmente encontradas en las porciones expuestas de muchos depósitos relacionados a sistemas tipo pórfido cuprífero (Seedorff *et al.* 2005). Comparando las características observadas en estos dos depósitos, encontramos que en el área de Cumobabi se expone la zona más profunda del sistema pórfido cuprífero, la cual está representada por una zona de alteración potásica más desarrollada, con la presencia de molibdeno asociado a la mineralización de cobre. Sin embargo, en el área de Washington se expone la zona de un nivel superior dentro de la columna de alteración, que corresponde a la alteración sericítica y propilítica, con pequeñas zonas de alteración argílica.

En cambio, la mineralización de Zn, Pb y Ag del depósito Oposura, ocurre en forma de mantos de reemplazamiento, dentro de una unidad sedimentaria de carácter calcáreo, la cual está encajonada por rocas volcánicas félsicas de carácter explosivo, correlacionadas con la Formación Tarahumara. La alteración presente en las rocas encajonantes consiste de

una fuerte silicificación, así como la presencia de manganeso de forma diseminada y rellenando fracturas, y la abundante presencia de epidota y clorita. En las rocas carbonatadas de la Formación Las Arenillas, son distintivos los halos rosas de rodocrosita y rodonita que reemplazan a las capas de carbonatos. La temperatura de mineralización mínimas de este depósito, calculadas a partir de inclusiones fluidas en esfaleritas, se encuentran en el rango de 281.8 a 283.6 °C, las cuales concuerdan con el rango de temperatura obtenidas por medio de pares isotópicos que varían de 267 a 318 °C. Los Valores de $\delta^{34}\text{S}$ se concentran en el rango de -3 a 4‰, lo cual indica un origen ígneo de los fluidos, descartando así el origen marino de los fluidos y así mismo la tipología de sulfuro marino masivo volcanogénico para este depósito.

La interpretación de los datos geoquímicos de elementos mayores, trazas y de datos obtenidos por microsonda revelan, que el plutón que corresponde a la muestra LT-20-07, que aflora en el área del rancho Las Cabecitas al noreste de Baviácora, se emplazo hace 57.3 ± 1.3 Ma, a una profundidad aproximada de 7.05 km, y con una temperatura de ~710 °C de acuerdo al geotermómetro B de Holland y Blundy (1994). De acuerdo a los resultados obtenidos, después de que este plutón cristalizó y enfrió, sufrió una alteración de muy bajo grado, modificando ligeramente la composición de las hornblendas y plagioclasas, para posteriormente comenzar una etapa de exhumación, a partir de los *ca* 30 Ma, como ha sido propuesto en áreas cercanas (Lugo-Zazueta, 2006; McDowell *et al*, 1997), casi a la misma edad que la zona de subducción que produjo este magma comenzó a desaparecer (Atwater, 1989).

BIBLIOGRAFÍA

- Abdel-Rahman, A., 1994, Nature of Biotites from alkaline, calcalkaline, and Peraluminous Magmas: *Journal of petrology*, 35, 525-541.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1977, U- Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: *Economic Geology*, 72, 827-836.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., and Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico: *Geological Society of America, Memoir* 153, 269–283.
- Anderson, J. L., 1996, Status of thermobarometry in granitic batholiths: *Trans Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, vol. 87, p. 125-138
- Anderson, T. H.; Silver, L. T., 2005, The Mojave-Sonora megashear – Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis. *in* Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J.W., Steiner M. B. Editores *Geological Society of America. Special Paper* 393, 1-50.
- Anderson, T. H.; Rodriguez-Castañeda, J. L.; Silver, L. T., 2005, Jurassic rocks in Sonora, México: Relations to the Mojave-Sonora megashear and its inferred northwestward extension. *in* Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J.W., Steiner M. B. Editores. *Geological society of America, Special Paper* 393. 51-95.
- Anderson, J. L., Smith, D. R., 1995, The effects of temperatura and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer: *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- Arribas, A., Jr., Hedenquist, J. W., Itaya, T., Okada, T., Concepción, R. A., Garcia, J. S., Jr, 1995, Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 Ka in northern Luzon, Philippines: *Geology*, 23, 337-340.
- Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeastern Pacific and western North America, *in* Winterer, E. L., Hussong, D. M., Decker, R. W. (eds), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, CO, Geological Society of America, The Geology of North America*, 21-72.
- Ayala, R. F., 1972, Progress report on Oposura District, Sonora, Mexico: Unpub company report, Anaconda Company, Tucson, Arizona *in* Marrs, C. K.; Guilbert, J. M., *Geology and depositional environment of the Oposura massive sulfide deposit, Sonora, Mexico. in* *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona, Field Guides and Papers, editado por* Luc Ortlieb y Jaime Roldan Quintana, 1981.
- Barnard, F., 1979, Geologic review of the Oposura Pb-Zn deposit, Sonora, Mexico: Denver, Anaconda Co., Unpub. report, *in* Deen, J. A.; Atkinson Jr, W. W. 1985. *Volcanic stratigraphy and Ore deposits of the Moctezuma District, Sonora, México: Economic Geology. Vol. 83, p. 1841 – 1855.*
- Barra, F. Ruiz, J. Valencia, V. A. Ochoa-Landin, L. Chesley, J. T. Zürcher, L., 2005, Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern México: Age constraints from Re. Os Geochronology in molybdenite: *Economic Geology*, 100, 1605-1616.
- Baron-Szabo, R. C., Gonzalez-Leon, C. M., 1999, Lower Cretaceous corals and stratigraphy of the Bisbee Group (Cerro de Oro and Lampazos areas), Sonora, México: *Cretaceous Research*, 20, 465-497.
- Bartolini, C., Damon, P. E., Shafiqullah, M. Morales, M. M., 1994, Geochronologic contributions to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (“Baucarit Formation”) in Sonora, Mexico: *Geofisica Internacional*, 33, 67-77.
- Blundy, J. D., Holland, T. J. B., 1990, Cultic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer: *Contributions to mineral petrology*, 104, 208-224.

- Bodnar, R. J., 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Bushnell, S. E. 1988. Mineralization at Cananea, Sonora, Mexico, and the Paragenesis and Zoning of Breccia Pipes in Quartzofeldspathic Rock. *Economic Geology*, 83, 1760-1781.
- Clark, K. F., Foster, C. T., Damon, P. E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in México. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 533-544.
- Campbell, A. R., Larson, P. B. 1998. Introduction to Stable Isotope Applications in Hydrothermal Systems. *In Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology*. Richards, J. P. and Larson P. B. (eds), *Reviews in Economic Geology Volume 10*, Society of Economic Geologists, INC., 173-193.
- Campesi-Beraldi, H., Cevallos-Ferriz, S. R. S., Chacon-Baca E., 2004; Microfossil algae associated with Cretaceous stromatolites in the Tarahumara Formation, Sonora, Mexico, *Cretaceous Research*, 25, 249-265.
- Chacón-Baca, E., Beraldi-Campesi, H., Cevallos-Ferris, S. R. S., Knoll, A. H., Golubic, S., 2002, 70 Ma nonmarine diatoms from northern Mexico: *Geology*, 30, 279-281.
- Consejo de Recursos Minerales, 1994, *Monografía Geológica-Minera del Estado de Sonora*.
- Correll-McDonough, Conor, 2005, Characterization of the La Reforma mini Basin and Range province, and constraining the nature of the Seri Tahue Terrane boundary, Tasajeras quadrangle, northwestern Mexico. Tesis de Maestría, Universidad de Texas, El Paso.
- Damon, P. E., Mauger, R. L., 1966, Epirogeny-orogeny viewed from the Basin and Range province: *Mining Engineers Trans. Soc.*, 235, 99-112
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F., 1981, Age trends of igneous activity in relations to metallogenesis in the Southern Cordillera *in* Dickinson, W. R. and Payne, W. D., (Eds.), *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera: Tucson, Arizona Geological Society Digest*, 14, 137-154.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F., 1983(a), Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1052-1071.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán Quintana, J., and Cocheme, J.J., 1983b, El batolito Laramide (90–40 Ma) de Sonora: *Asociacion de Ingenieros de Minas, Metalugistas y Geólogos de México (AIMMGM), Memoria tecnica XV, Guadalajara*, p. 63–95. mineralization of México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1052–1071.
- Dickinson, W. R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time. *in*: Jenney, J. P., Reynolds, S. J. (eds.), *Geological Evolution of Arizona*, vol. 17. *Arizona Geological Society Digest*, Tucson, 1-16.
- Dilles, J. H., Einaudi, M. T., Proffett, J., Barton, M. D. 2000a, Overview of the Yerington porphyry copper district: Magmatic to nonmagmatic sources of hydrothermal fluids: Their flow paths and alteration effects on rocks and Cu-MoFe-Au ores: *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, 32, 55-66.
- Deen, J. A. 1983, Volcanic Stratigraphy, Structure and mineralization of the Oposura Pb-Zn mine, Sonora, Mexico. Master Thesis, University of Colorado, Boulder, 106 p.
- Deen, J. A.; Atkinson Jr, W. W. 1985, Volcanic stratigraphy and Ore deposits of the Moctezuma District, Sonora, México. *Economic Geology*, 83, 1841 – 1855.

- Edwards R.; Atkinson K. 1986. Ore deposit Geology and its Influence on Mineral Exploration. Chapman and Hall. 466 p. Ores Formed by Metamorphism p. 371.
- Einaudi, M. T., 1981, Skarns associated with porphyry copper plutons. I. Description of origin, *in* Titley, S. R., ed., Advances in the geology of porphyry copper deposits of southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, 139-183.
- Emmons, S. F. 1910. Cananea mining district of Sonora, México. Economic Geology, 5, 312-356.
- Espinoza-Maldonado, I. G. 2005. Cerro de Oro Mining District, Sonora, Mexico: Geology, Igneous Petrology, and Mineral Deposits, Tesis de Doctorado. Universidad de Colorado, 262 p.
- Flores-Vazquez, I. I. 2006, Brechas de cuarzo-turmalina en la porción centro-sur del estado de Sonora, con énfasis en la geología, alteración, mineralización y origen de la brecha La Ventana, municipio de Cajeme, Sonora. Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora.
- Folk, R. L., 1974, Petrology of Sedimentary Rocks. Ed., Hemphill Publishing Company. 184 p.
- Gaines, R. V., 1965a, Moctezumite - A new lead uranyl tellurite: The American Mineralogist, 50, 1158-1163.
- Gaines, R. V., 1969, Cliffordite - A new tellurite mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico: The American Mineralogist, 54, 697-701
- Gaines, R. V., 1971, Schmitterita – A new uranyl tellurite from Moctezuma, Sonora, Mexico: The American Mineralogist, 56, 411-415
- Gans, P. B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in Southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of the northwest Mexico: Tectonics, v. 16, p. 388-408
- Gastil, R. G., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and Western Mexico: Geological Society of America Memoir 150, 264-291.
- Gomez-H, D. 1981, Proyecto Oposura, *in* Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona, Field Guides and Papers, *editado por* Luc Ortlieb y Jaime Roldan Quintana eds: Geological Society of America Field Guides Papers, 213-219.
- González-Leán, C. M., McIntosh, W. C., Lozano-Santacruz, R., Valencia-Moreno, M., Amaya-Martinez, M., Rodriguez-Castañeda, J. L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi Quadrangles), northwest México: Geological Society of America Bulletin, 112, 600-610.
- Gregory, P. W., Robinson, B. W., 1984, Sulfur isotope studies of the Mt. Molloy Dianne and O.K. stratiform sulphide deposits, Hodgkinson Province, North Queensland, Australia: Mineralium deposita, 19, 36-43
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G., Rober. F., 1998, Orogenic gold deposits, A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: Ore Geology Reviews, 13, 7-27.
- Hammarstrom, J. M., and Zen E-An, 1986, Aluminium in hornblende: An empirical igneous barometer: American Mineralogist, 71, 1297-1313
- Hawthorne, F. C., 1981, Crystal chemistry of the amphiboles. Rev Mineral 9A, 1-102.
- Hawthorne, F. C., 1983a, The crystal chemistry of the amphiboles, Canadian Mineralogist, 21, 173-480.

- Hawthorne, F. C., Oberti, R., 2007, Amphiboles: Crystal Chemistry: Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Mineralogical Society of America, 67, 1-54.
- Helz, R. T., 1982, Phase relations and composition of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 9b, 279-346.
- Hernandez-Castillo, G., Cevallos-Ferriz, S. R. S., 1999, Cretaceous Huépac Chert Locality of Sonora, México: American Journal of Botany, v. 86, n 12, p. 1717-1734.
- Holland, T., Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: Contributions to Mineralogy and Petrology., 116, 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., and Sisson, V. B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure solidification of calc-alkaline plutons: American Mineralogist, 72, 231-239.
- James, L. P., 1990, Gold in the Ely (Robinson) copper district, White Pine County, Nevada. U. S. Geological Survey Bulletin 1857-E, 28-42.
- Johnson M. C., Rutherford, M. J., 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende barometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks: Geology, 17, 837-841
- Leake, B. E., 1997, Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names: The Canadian Mineralogist, 35, 219-246.
- Leake, B. E., 2003, Nomenclature of the Amphiboles: Additions and Revisions to the International Mineralogical Associations 1997 Recommendations: The Canadian Mineralogist, 41, 1355-1362.
- Lugo-Zazueta, R. E., 2006, Extension *Basin and Range* en la Sierra de Aconchi, Sonora, México: Análisis Termocronológico basado en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y Trazas de fisión. Universidad Nacional Autónoma de México: Tesis de Maestría. 77 p.
- Lund, K., Aleinikoff, J. N., Kunk, M. J., Unruh, D. M., Zeihen, G. D., Hodges, W. C., du Bray, E. A., and O'Neill, J. M. 2002, SHRIMP U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints for relating plutonism and mineralization in the Boulder batholith region, Montana. Economic Geology, v. 97, p. 241-267.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: Geological Society of America Bulletin, 101, 635-643.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M. O., Fanning, C. M., Mathur, R. D., Ruiz, J., and Zentilli, M, 2004, New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Re-Os, and fission-track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. Society of Economic Geologists Special Publication. 11, 15-54.
- Marsh, T. M., Einaudi, M. T., McWilliams, M. O., 1997, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Cu-Au and Au-Ag mineralization in the Potrerillos district, Chile: Economic Geology, 92, 784-806.
- Marrs, C. D., 1979, Geology and depositional environment of the Oposura massive sulfide, Sonora, Mexico: Unpub. M. S. thesis, Tucson, University of Arizona, 129 p.
- Marrs, C. K.; Guilbert, J. M., 1981, Geology and depositional environment of the Oposura massive sulfide deposit, Sonora, Mexico: *in* Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona, Field Guides and Papers, *editado por* Luc Ortlieb y Jaime Roldan Quintana. eds. Geological Society of America Field Guides Papers, 169-212.

- McAnulty, W. N., 1970, Geology of the northern Nacozari District, Sonora, Mexico: Tesis doctoral. Albuquerque, Nuevo México, 103 p.
- McDowell F. W., Clabaugh, S. E., 1972, Edades Potasio-argón de rocas volcánicas en la Sierra Madre Occidental, al Noreste de Mazatlán: Memoria Sociedad Geológica Mexicana, Convención Nacional, nº 2.
- McDowell F. W., Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, *in*: Chapin, C. E., Elston, W. E., (Eds.), Ash-Flow Tuffs: The Geological Society of America, Special Paper 180, 113-124
- McDowell F. W., Clabaugh S. E., 1981, The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of Western Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología Revista, 5, 195-206.
- McDowell, F.W., 1997, The volcanic section near Yecora, Sonora, and its regional significance, *in* Gonzalez-León, C.M., and Vega-Granillo, L., eds.: Resúmenes del Tercer Simposio de la geología de Sonora y áreas adyacentes: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 185–194.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, México: Geological Society of America Bulletin, 109, 1349-1360.
- McDowell, F. W., Roldán Quintana, J., Conelly, J. N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113, 521-531.
- Mead, R. D., 1982, Summary of K-Ar isotope ages determined at Ohio State University: Unpublished report, 12 p.
- Mead, D. M., Kesler, S. E., Foland, K. A., Jones, L. M., 1988, Relationship of Sonora tungsten mineralization to the Metallogenic Evolution of Mexico: Economic Geology, 83, 1943-1965.
- Megaw, P. K. M., Ruiz, J., Titley, S. R., 1988, High-Temperature, Carbonate-Hosted Ag-Pb-Zn(Cu) Deposits of Northern Mexico: Economic Geology, 83, 1856-1885.
- Meinert, L. D., 1982, Skarn, Manto, and Breccia Pipe Formation in Sedimentary Rocks of the Cananea Mining District, Sonora, Mexico: Economic Geology, 77, 919-949.
- Meinert, L. D., 1987, Skarn Zonation and Fluid Evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico: Economic Geology, 82, 523-545.
- Meinert, L. D., Hedenquist, J. W., Satoh, H., Matsushita, Y, 2003, Formation of Anhydrous and Hydrous Skarn in Cu-Au Ore Deposits by Magmatic Fluids: Economic Geology, 98, 147-156.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M., Nicolescu, S., 2005, World Skarn Deposits: 100 th Anniversary Volume. Society of Economic Geologist. 299-336.
- Meyer, C., Shea, E. P., Goddard, C. C., Jr., and staff, 1968, Ore deposits at Butte, Montana, *en* Ridge, J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales Volume): New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, 2, 1373-1416.
- Miranda-Gasca, M. A., DeJong, K. A., 1992, The Magdalena mid-Tertiary extensional basin, *in* Clark, K. F., Roldán-Quintana, J., and Schmidt, R. H., eds., Geology and mineral resources of the northern Sierra Madre Occidental, México: El Paso Geological Society, Field Conference Guidebook, 377-384.

- Mora-Alvarez, G., 1992, History of Cenozoic magmatism in the Sierra Santa Ursula, Sonora, Mexico [M.S. thesis]: Austin, University of Texas, 153 p.
- Muntean, J. L.; Einaudi, M. T., 2000, Porphyry gold deposits of the Refugio district, Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology*, 95, 1445-1472.
- Newberry, R. J., 1987, Use of intrusive and calc-silicate compositional data to distinguish contrasting skarn types in the Darwin polymetallic skarn district, California, USA. *Mineralium Deposita*, 22, 207-215.
- Newberry, R. J., 1991, Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada region, California. Contrasts in zoning and mineral compositions and tests of infiltration metasomatism theory, *in* Barto-Kyriakidis, A., ed., *Skarns – Their genesis and metallogeny*: Athens, Greece, Theophrastus Publications, S.A., 343-384.
- Nourse, J. A., Anderson, T. H., Silver. 1994. Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico, *Tectonics*, 13, 359-366.
- Ohmoto, H., Rye, R. O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon. *in* Barnes, H. L. ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2da ed. : New York, John Wiley and Sons.
- Ortega-Rivera, A, Farrar, E., Hanes, J. A., Archibald, D. A., Gastil, R. G., Kimbrough, D. L., Zentelli, M., Lopez-Martinez, M., Féraud, G., Ruffet, G., 1997. Chronological constrains on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Martir, Baja California, Mexico, from U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission-track geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, 109, n. 6, 728-745.
- Page, R. W., McDougall, I., 1972, Ages of mineralization of gold and porphyry copper deposits in the New Guinea Highlands: *Economic Geology*, 67, 1034-1048.
- Peccerillo, R., Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, northern Turkey. *Contribution to Mineral Petrology*, 58, 63-81.
- Pérez-Segura, E., González-Partida, E., Valencia, V. A., 2009, Late Cretaceous adakitic magmatism in east-central Sonora, México, and its relation to Cu-Zn-Ni-Co skarns. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 2, 411-427.
- Poole, F.G., Madrid, R.J., and Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, *in* Raines, G.L., et al., eds., *Geology and ore deposits of the Great Basin, Volume 1*: Reno, Geological Society of Nevada, 517–522.
- Proffett, J. M., 1977, Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 247-266.
- Proffett, J. M., 2003a, Geology of the Bajo de la Alumbreira porphyry copper-gold deposit, Argentina: *Economic Geology*, 98, 1535-1574.
- Rangin, C., 1977. Sobre la presencia del Jurásico superior con amonitas en Sonora septentrional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 1, 44-47.
- Ransome, F. L., 1904, The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona. U. S: Geological Survey, Prof. Paper 21, 167 p.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1988, Estratigrafía de la Región de Tuape, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 7, 1, 52-66.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1994, Geología de la región de Teguachi, Estado de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 1, 11-28.

- Roldán Quintana, J., 1979, Geología y yacimientos minerales del distrito de San Felipe, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 3, 2, 97-115
- Roldán Quintana, J. 1989, Geología de la Hoja Baviácora, Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 8, 1, 1-14.
- Roldán Quintana, J. 1989. Pegmatitas de la Sierra El Jaralito al suroeste de Baviácora, Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista 8, núm. 1, p. 15-22.
- Roldán Quintana, J., 1991, Geology and Chemical composition of the Jaralito and Aconchi Batholiths in east-central Sonora, México, *in*: Perez-Segura., E., Jaques.Ayala., C., (eds.): Studies of Sonoran Geology, Geological Society of America Special Paper,254, 69-80.
- Roldán Quintana, J., 1994, Geología del Sur de la Sierra de Oposura, Moctezuma, Estado de Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11, 1, 1-10.
- Sansores-Bolivar, O., Wynne, F. L., 1977, Geología, mineralización y origen de las brechas cuarzo-turmalina del distrito minero de Santa Ana de Yecora, Sonora, México: Asociación Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, XII, Acapulco, Memoria, 501-549.
- Scherckenbach, Daryl A., 1982, Geologic, mineralogic, fluid inclusion and geochemical studies of the mineralized breccias at Cumobabi, Sonora, Mexico. Ph. D. University of Minnesota.
- Scherckenbach, D. A., Sawkins, F. J., Seyfried, W. E. Jr., 1985, Geologic, Fluid Inclusion, and Geochemical Studies of the Mineralized Breccias at Cumobabi, Sonora, Mexico: Economic Geology, 80, 1566-1592
- Schmidt, M. W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer: Contributions to mineralogy and petrology, 110, 304-310.
- Shand, S. J., 1927, On the Relations between Silica, Alumina, and the Bases in Eruptive Rocks, considered as a Means of Classification: Geological Magazine, 64, 446-449.
- Seedorff, E., 2000, Summary of the gold-silver deposits of the Robinson district, with descriptions of the Northwest Ruth, J. D. Hill, and Star Pointer deposits, *in* Gans, P. B., and Seedorff, E., wds., Cenozoic tectono-magmatic evolution of White Pine County, Nevada: Core complexes, Eocene-Oligocene volcanic centers, episodic extension and shortening, and disseminated gold deposits. Geological Society of Nevada Symposium 2000 Field Trip Guidebook 11. 141-166.
- Seedorff, E, Dilles, J. H., Proffett, J. M. Jr., Einaudi, M. T., Zürcher, L., Stavast, W. J. A., Johnson, D. A., Barton, M. D., 2005, Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features: Economic Geology 100th Anniversary Volume. 251-298.
- Selby D., Creaser, R. A., 2001, Re-Os Geochronology and Systematics in Molybdenite from the Endako Porphyry Molybdenum Deposit, British Columbia, Canada: Scientific Communications. Economic Geology, 96, 197-204.
- Shafiqullah, M., Damon P. E., Lynch, D. J., Reynolds, S. J., Rehrig, W. A., Raymond, R. H., 1980, K-Ar Geochronology and Geologic History of Southwestern Arizona and Adjacent Areas. *in* Studies in Western Arizona; Jenney, J. P.; Stone C., Editores: Arizona Geological Society Digest Volume XII., 201-260

- Sillitoe, R. H., Sawkins, F. J., 1971, Geologic, Mineralogic and Fluid Inclusion Studies Relating to the Origin of Copper-bearing Tourmaline Breccia Pipes, Chile: *Economic Geology*, 66, 1028-1041.
- Sillitoe, R. H., 1976, A reconnaissance of the Mexican copper belt: *Transactions, Section B of the Institution of Mining and Metallurgy*, 85, 169-190.
- Sillitoe, R. H., and Hedenquist, J. W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, 315-343.
- Silver, L. T., Chappell, B. W., 1988, The Peninsular Ranges Batholiths: An insight in the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science*, 79, 105-121.
- Simmons, S. F., Sawkins, F. J., 1983, Mineralogic and fluid inclusion studies of the Washington Cu-Mo-W-Bearing breccias pipe, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, 78, 521-526.
- Solano-Chavez, A., 1986, Programa de Exploracion por Molibdeno para el Área Juanita. Distrito Minero La Verde. Municipio de Cumpas, Sonora. Tesis de Licenciatura. Universidad de Sonora. 60 p.
- Srinivasan, B., Alexander, E. C., Jr., Manuel, O. K., 1972, Te^{130} - Xe^{130} Age determinations of Tellurium Minerals: *Economic Geology*, 67, 592-596.
- Stavast, W. J. A., 2006, Three-dimensional evolution of magmatic hydrothermal systems, Schultze granite and Ruby Star granodiorite, Arizona: Tesis de doctorado, Universidad de Arizona. 414 p.
- Stout, J. H., 1972, *Journal of Petrology*, Phase petrology and Mineral chemistry of coexisting Amphiboles from Telemark, Norway, 13, 1, 99-145
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. *in*. Saunders, A. D., Norry, M. J. (eds), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
- Symons, D. T. A., Walawender, M. J., Smith, T. E., Molnar, S. E., Harris, M. J., Blackburn, W. H., 2003, Paleomagnetism and geobarometry of the La Posta plutón, California, *en*, Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., y Martin-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 374*, 135-155.
- Thoms, J. A., 1973, Ore reserve estimate, Oposura Mine, Sonora, Mexico. Anaconda Copper Company, Tucson, Arizona. *In* Marrs, C. K.; Guilbert, J. M., *Geology and depositional environment of the Oposura massive sulfide deposit, Sonora, Mexico. In Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona, Field Guides and Papers, editado por Luc Ortlieb y Jaime Roldan Quintana*, 1981.
- Tosdal, R. M., Haxel, G. B., Wright, J. E., 1989, Jurassic geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona, Southern California, and northernmost Sonora: Construction of a continental-margin magmatic arc, *in* Jenny, J. P., and Reynolds, S. J., eds., *Geologic evolution of Arizona. Arizona Geological Society Digest*, 17, 397-434.
- Tulloch A. J., Challis, G. A., 2000. Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry: *New Zealand J. Geol Geophy*, 43, 555-567.

- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M., D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hodkinson, D. G., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian Basement: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 11, 1409-1422.
- Valentine, W., G., 1936, *Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico*: Geological Society of America Bulletin., 47, 53-86.
- Valenzuela-Navarro, L. C., Valencia-Moreno, M., Iriando, A., Premo, W., 2003, The El Creston Granite: a new confirmed Paleoproterozoic locality in the Opodepe área, North-Central Sonora, Mexico, *in* Geological Society of America, Cordilleran Section, 99th annual Meeting. Puerto Vallarta, Jal. Mexico: Geological Society of America, Abstract with programs, p. 83.
- Vyhnal, C. R.; McSween, Jr., H., Y.; Speer, A., J., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability: *American Mineralogist*, 76, 176-188
- Weber, R., Trejo-Cruz, R., Torres-Romo, A., Garcia-Padilla, A., 1980, Hipótesis de trabajo acerca de la Paleoecología de comunidades de la Taoflora Santa Clara del Triásico tardío de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 4, 2, 138-154.
- Wilson, I. F., Rocha, V. S., 1946, Los Yacimientos de Carbón de la región de Santa Clara, Municipio de San Javier, Estado de Sonora: Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, 9, 108 p.
- Wodzicki, W. A., 1995, The Evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico: Tesis de Doctorado, Universidad de Arizona. 181 p.
- Wright, A. E., Bowes, D. R., 1967, Formation of Explosion-Breccias: *Bulletin of Vulcanology*, 15-32
- Zúñiga-Hernández, H., A., 2008, Geología del depósito Pb-Zn El Gachi, Arizpe, Sonora. Seminario Minero Intenacional Resúmenes.
- Zúñiga-Hernández, H. A., 2010, El Gachi: un depósito de reemplazamiento de Pb, Zn (Ag), en el distrito de Arizpe, Sonora, México. Tesis de Maestría, Universidad de Sonora, 109 p.
- Zürcher L., 2002. Regional setting and magmatic evolution of Laramide porphyry copper systems in western Mexico. Tesis de doctorado, Universidad de Arizona. 427 p.