



Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Facultad de Ingeniería

Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**EL EMPLAZAMIENTO DE PÓRFIDOS EOCÉNICOS Y SU
POSIBLE RELACIÓN CON ZONAS MINERALIZADAS EN
LA SIERRA DE CATORCE, S. L. P.**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestra en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. Rosa María Huerta González

Estudiante becada por CONACyT (Clave: 405540)

Asesor:

Dr. José Rafael Barboza Gudiño

Co-asesor:

Dr. Macario Rocha Rocha



San Luis Potosí, S. L. P

Enero de 2017



21 de julio de 2016

**ING. ROSA MARÍA HUERTA GONZÁLEZ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. José Rafael Barboza Gudiño y Macario Rocha Rocha** Asesor y Co-asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 21 de julio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

**"EL EMPLAZAMIENTO DE PÓRFIDOS EOCÉNICOS Y SU POSIBLE
RELACIÓN CON ZONAS MINERALIZADAS EN LA SIERRA DE
CATORCE, S.L.P."**

INTRODUCCIÓN.

1. LOS CUERPOS INTRUSIVOS DE LA SIERRA DE CATORCE.
 2. GEOQUÍMICA.
 3. GEOCRONOLOGÍA
 4. INCLUSIONES FLUIDAS
 5. MINERALIZACIÓN
- CONCLUSIONES
REFERENCIAS

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E



M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION



**FACULTAD DE
INGENIERÍA**

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336
www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

Dedicatoria

A mis padres por su amor, esfuerzo y ejemplo de superación, por ser siempre mi fortaleza.



A mi esposo e hijos, que han llenado de plenitud mi vida.



A mis hermanos, por su motivación y apoyo.



A mis amigos y profesores.



Agradecimientos

Mi profundo agradecimiento a mi asesor de tesis, el Dr. José Rafael Barboza Gudiño por permitirme formar parte del proyecto “Cuerpos Intrusivos de la Mesa Central y su relación con yacimientos minerales de tipologías variadas” (CONACyT), así como por el apoyo brindado durante la elaboración del presente trabajo.

De igual manera agradezco a mi co-asesor el Dr. Macario Rocha Rocha por su valioso apoyo en el desarrollo de este tema de Tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por otorgarme la beca para los estudios de maestría (clave: 405540).

Al Dr. Eduardo González Partida por el apoyo brindado en los estudios de microtermometría en el Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro.

A los miembros del comité de grado, Dr. Miguel Morales Gámez, Dr. Alfredo Aguillón Robles y Dr. José Ramón Torres Hernández, por su revisión y aportaciones que sirvieron para perfeccionar esta tesis.

Al Ing. Erasmo Mata Martínez, por el apoyo en la elaboración de láminas delgadas y secciones pulidas.

Al Dr. Margarito Tristán González por su amistad y conocimientos transmitidos.

A mis compañeros de generación Naye, Juanita, Cecy, Any, Juliana, César, Alan, Cristián y Edgardo que compartieron conmigo sus experiencias y conocimientos. De manera especial agradezco a Naye y Juanita por su amistad, motivación y por los grandes momentos compartidos en esta etapa de maestría.

A Betzy, Jessy, Juan Carlos y Efrén por su gran disposición para ayudar, siempre con una gran sonrisa.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	i
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABLAS	vi
RESUMEN	vii
INTRODUCCIÓN	1
Antecedentes	3
Objetivo del estudio	6
Área de estudio	7
Marco Geológico Regional	8
Estratigrafía	10
Metodología	21
1. LOS CUERPOS INTRUSIVOS DE LA SIERRA DE CATORCE	24
1.1. Análisis de los datos aeromagnéticos de la Sierra de Catorce	26
1.1.1. Procedimiento analítico	26
1.1.2. Resultados	27
1.2. Características petrográficas de los intrusivos	34
1.2.1. Intrusivo de la Zona Real de Catorce-Potrero de Catorce	34
1.1.2. Intrusivo de la Zona La Maroma - San Bartolo	37
2. GEOQUÍMICA	38
2.1. Procedimiento analítico	38
2.2. Resultados	41
3. GEOCRONOLOGÍA	50

3.1. Procedimiento analítico	50
3.2. Resultados	51
4. INCLUSIONES FLUIDAS	54
4.1. Base teórica	54
4.1.1. Clasificación de las inclusiones fluidas	56
4.1.2. Temperatura de atrapamiento	60
4.1.3. Presión de atrapamiento	60
4.1.4. Fundamento de estudio	61
4.2. Microtermometría	61
4.3. Procedimiento analítico	62
4.3.1. Petrografía de inclusiones fluidas	62
4.4. Resultados	63
5. MINERALIZACIÓN	66
5.1. Yacimientos minerales	66
5.2. Mineralización	68
5.3. Mina Guadalupe del Distrito Minero Real de Catorce	70
5.4. Distribución de la mineralización en la Sierra de Catorce	73
CONCLUSIONES	75
REFERENCIAS	77

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Modelo de elevación digital de la República Mexicana donde está indicada la ubicación de la Mesa Central y la zona de estudio.	1
Figura 2.	Provincias geológicas de México.	2
Figura 3.	Ubicación y vías de acceso a la Sierra de Catorce, S. L. P.	8
Figura 4.	Columna estratigráfica de la Sierra de Catorce.	11
Figura 5.	Representación general del mapa geológico de la Sierra de Catorce.	12
Figura 1.1.	Distribución del intrusivo de la zona Real de Catorce-Potrero de Catorce.	25
Figura 1.2.	Distribución del intrusivo en la zona La Maroma-San Bartolo.	25
Figura 1.3.	Mapa de la configuración del Campo Magnético Reducido al Polo.	28
Figura 1.4.	Mapa de la Segunda Derivada Vertical con continuación ascendente a 2.5 km, con marcación de lineamientos.	29
Figura 1.5.	Mapa de la Señal Analítica con delimitación de dominios y subdominios aeromagnéticos.	30
Figura 1.6.	Muestras de mano del Intrusivo Potrero de Catorce.	34
Figura 1.7.	Fotomicrografías del Intrusivo Potrero de Catorce.	35
Figura 1.8.	Fotomicrografía mostrando el contacto entre el Intrusivo Potrero de Catorce y el xenolito.	36
Figura 1.9.	Fotomicrografías del Intrusivo La Maroma.	37
Figura 2.1.	Diagramas de clasificación TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2).	41

Figura 2.2.	Diagramas binarios de clasificación de rocas con base a elementos mayores y elementos traza.	44
Figura 2.3.	Diagrama K_2O vs. SiO_2 y diagrama AFM.	45
Figura 2.4.	Diagramas de discriminación tectónica.	46
Figura 2.5.	Diagramas de clasificación de granitoides.	46
Figura 2.6.	Diagramas tipo <i>spider</i> de REE y multielementos.	47
Figura 3.1.	Graficas de las edades de los circones obtenidos de la muestra del Intrusivo Potrero de Catorce.	53
Figura 4.1.	Diagramas esquemáticos mostrando posibles mecanismos de atrapamiento de inclusiones primarias.	56
Figura 4.2.	Esquema que muestra la cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo que da lugar a la formación de inclusiones secundarias.	57
Figura 4.3.	Inclusiones pseudosecundarias.	58
Figura 4.4.	Esquema del principio de la clasificación de inclusiones fluidas.	58
Figura 4.5.	Fotomicrografías de inclusiones fluidas bifásicas (L+V) de los distritos mineros La Maroma, Real de Catorce y Tierras Negras.	63
Figura 4.6.	Histograma de las temperaturas de homogeneización.	64
Figura 4.7.	Diagrama que muestra los rangos típicos de temperatura de homogeneización y salinidad para inclusiones fluidas de diferentes tipos de yacimientos.	65
Figura 5.1.	Veta de cuarzo dentro del intrusivo en el Distrito Minero La Maroma.	67

Figura 5.2.	Aspecto de un manto de caliza recristalizada en la Formación Zuloaga, en el Distrito Minero Tierras Negras	68
Figura 5.3.	Muestra de mano de antimonio en su variedad estibina con estibiconita.	70
Figura 5.4.	Muestras de mano de secciones pulidas del Distrito Minero Real de Catorce.	71
Figura 5.5.	Microfotografías de secciones pulidas con luz reflejada.	72
Figura 5.6.	Tabla paragenética de la mina El Guadalupito.	73
Figura 5.7.	Distribución de los depósitos minerales de la Sierra de Catorce.	74

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1.	Elementos mayores, elementos traza y tierras raras (REE) de las muestras analizadas.	39
Tabla 2.2.	Datos reportados por Mascuñano <i>et al.</i> (2013) para afloramientos de los intrusivos de la Sierra de Catorce. Elementos mayores, elementos traza y tierras raras (REE).	42
Tabla 3.1.	LAMC-ICP-MS U-Pb en circones del Intrusivo Potrero de Catorce.	52
Tabla 4.1.	Esquema de clasificación de las inclusiones fluidas con base en las fases observadas a temperatura ambiente (tomada de Shepherd <i>et al.</i> , 1985).	59
Tabla 4.2.	Resumen de los resultados microtermométricos del análisis de inclusiones fluidas.	64

RESUMEN

La Sierra de Catorce está situada en el límite noreste de la Mesa Central, estando representada por una estructura levantada de tipo pilar tectónico con orientación N-S, cuya estructura interna está conformada por plegamientos laramídicos de orientación N-S y NNE-SSW con vergencia hacia el E. En la Sierra de Catorce han sido reconocidas dos zonas con afloramientos de intrusiones magmáticas eocénicas que constan de una apófisis principal con distribución radial de diques respecto de esta, conocidas como Potrero de Catorce-Real de Catorce ubicada en la porción norte de la Sierra de Catorce, y La Maroma-San Bartolo ubicada en la porción sur de la Sierra de Catorce; y han sido relacionadas con la mineralización (Ag, Pb, Zn, Sb y Hg) existente en el área de estudio. El presente trabajo consta de la caracterización de los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma, y el análisis de la presencia y distribución de la mineralización en los distritos mineros de Real de Catorce, La Maroma y Tierras Negras, realizados con base al análisis de datos aeromagnéticos, petrografía, geoquímica, geocronología, inclusiones fluidas y mineragrafía. De acuerdo a sus características geoquímicas y petrográficas los intrusivos son de composición granodiorítica, presentan la firma geoquímica de un arco volcánico continental, asociados a un ambiente de subducción hacia la fase final de la orogenia Laramide, son granitoides tipo I, derivados del manto con una alta contaminación cortical. La gran similitud entre los dominios aeromagnéticos, geoquímica y petrografía de los intrusivos, sugieren que provienen de una misma cámara magmática, correspondiendo a diferentes pulsaciones con base a fechamientos que varían de 48.6 ± 0.8 a 40.9 ± 0.3 Ma (U-Pb en circones). Las temperaturas de homogeneización de las muestras de los distritos mineros La Maroma (190-207°C), Real de Catorce (265.4-379.5°C), y Tierras Negras (170.6-200.5°C) y la distribución de la

mineralización, nos permiten concluir que las intrusiones eocénicas produjeron el hidrotermalismo que dio origen a la mineralización en los distritos epitermales existentes en la Sierra de Catorce.

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Catorce está situada en la región del Altiplano Potosino en el Estado de San Luis Potosí, hacia la porción este de la Provincia Fisiográfica de la Mesa Central, en el centro de México (Figura 1). La estratigrafía pre-cenozoica de la Mesa Central presenta la influencia del ensamble de dos terrenos tectono-estratigráficos, el Terreno Guerrero en la parte Oeste y el Terreno Sierra Madre en la Este (Campa y Coney, 1983); situándose la Sierra de Catorce sobre el Terreno Sierra Madre de acuerdo a su ubicación. Con relación a las Provincias Geológicas la Sierra de Catorce está ubicada en el límite oriental de la Provincia Geológica Zacatecana (Figura 2).

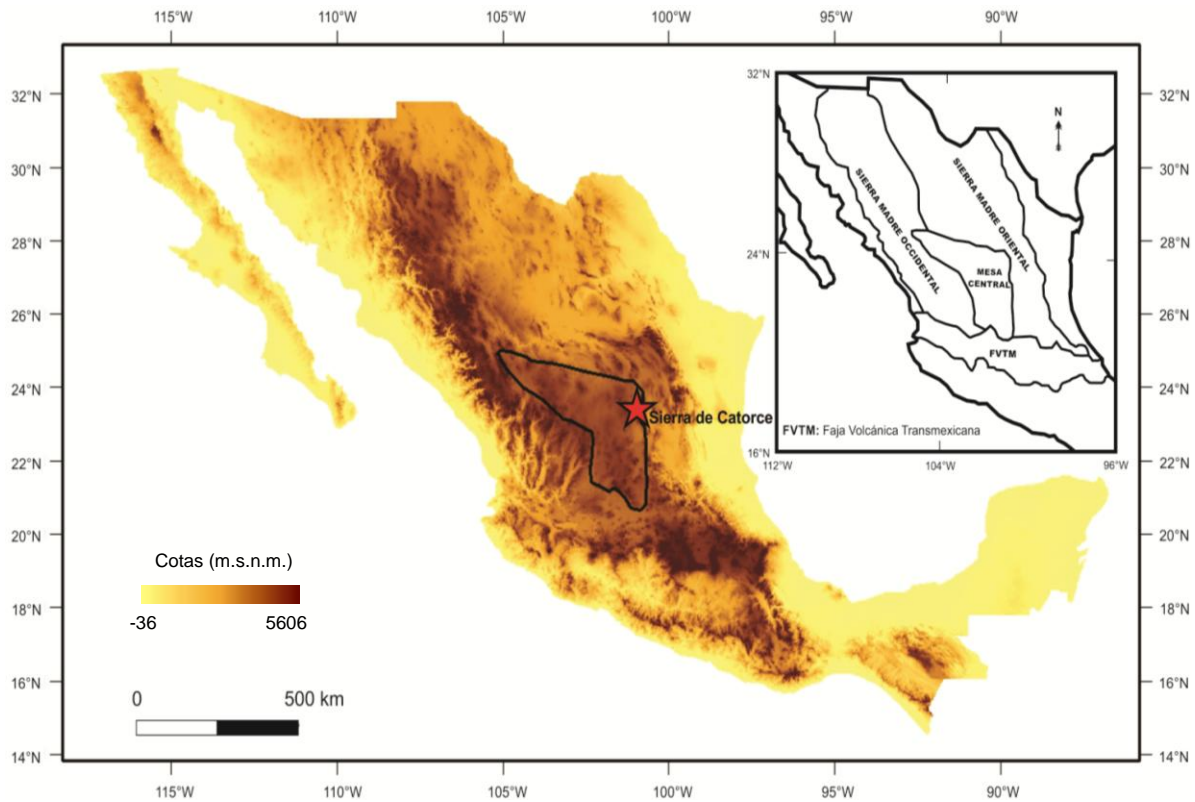
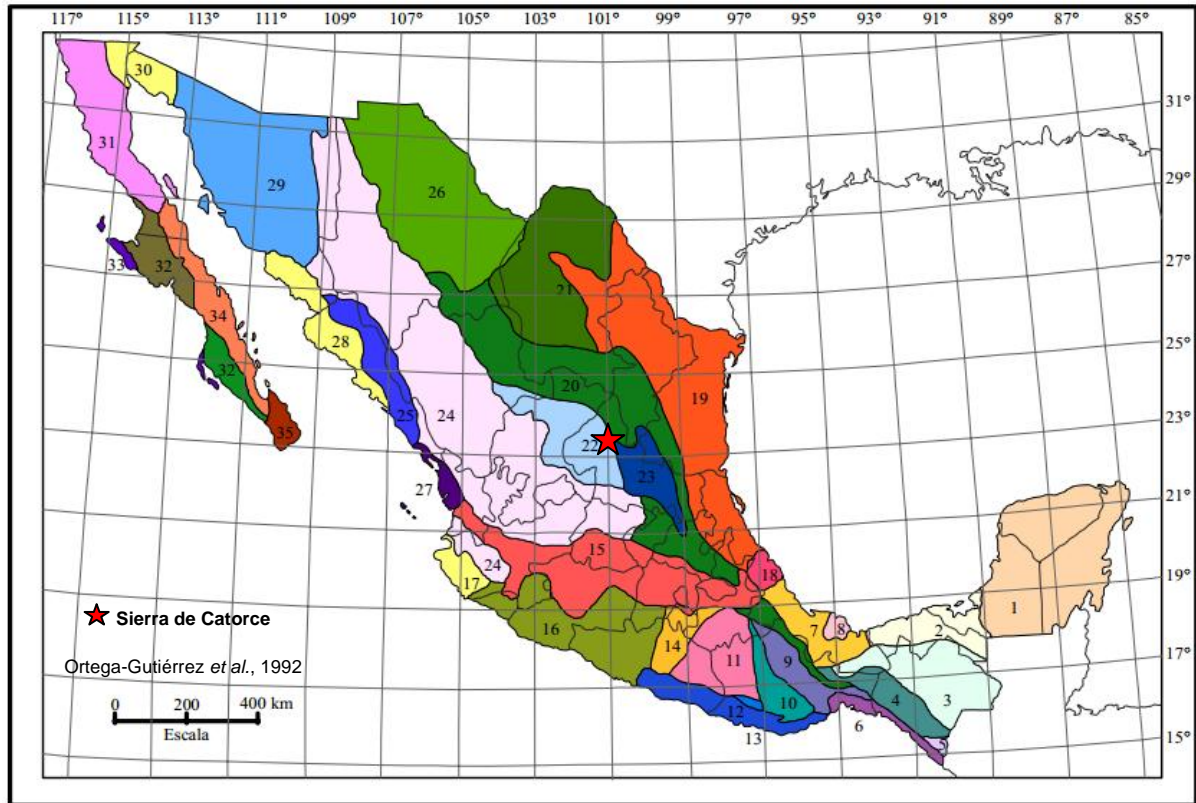


Figura 1. Modelo de elevación digital de la República Mexicana donde está indicada la ubicación de la Mesa Central (línea negra) y la zona de estudio (estrella). En el recuadro es mostrada la relación de la Mesa Central con otras Provincias Fisiográficas. (Modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).



- | | | | |
|---|---|--|--|
| 1. Plataforma de Yucatán | 10. Zapoteca | 19. Miogeoclinal del Golfo de México | 28. Cuenca Deltaica de Sonora Sinaloa |
| 2. Cuenca Deltaica de Tabasco | 11. Mixteca | 20. Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas | 29. Sonorense |
| 3. Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas | 12. Chatina | 21. Plataforma de Coahuila | 30. Delta del Colorado |
| 4. Batolito de Chiapas | 13. Juchateca | 22. Zacatecana | 31. Batolito de Juárez-San Pedro Mártir |
| 5. Macizo Ígneo de Soconusco | 14. Plataforma de Morelos | 23. Plataforma de Valles-San Luis Potosí | 32. Cuenca de Vizcaíno-Purísima |
| 6. Cuenca de Tehuantepec | 15. Faja Volcánica Transmexicana | 24. Faja Ignimbrítica Mexicana | 33. Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita |
| 7. Cuenca Deltaica de Veracruz | 16. Complejo Orogénico de Guerrero-Colima | 25. Cinturón Orogénico Sinaloense | 34. Faja Volcánica de La Giganta |
| 8. Macizo Volcánico de los Tuxtlas | 17. Batolito de Jalisco | 26. Chihuahense | 35. Complejo Plutónico de La Paz |
| 9. Cuicateca | 18. Macizo Ígneo de Palma Sola | 27. Cuenca de Nayarit | |

Figura 2. Provincias geológicas de México (tomada de Dávalos-Álvarez, 2006).

La Sierra de Catorce es una región conocida por su importante historia minera, caracterizada principalmente por la mineralización de Ag, Pb, Zn, Sb y Hg. En 1778 fueron descubiertas las minas argentíferas más importantes del Distrito Minero Real de Catorce, y en 1780 fueron descubiertos los minerales del Distrito Argentífero La Maroma y la mina La Zaragoza (Zárate-Del Valle, 1982). En 1803 el Distrito Real de Catorce ocupó el segundo lugar mundial de producción de plata. La mineralización de antimonio del Distrito Minero Tierras Negras fue descubierta en 1898.

En la Sierra de Catorce han sido reconocidas intrusiones magmáticas que fueron emplazadas durante eventos extensivos pos-orogénicos, estas intrusiones han sido relacionadas espacialmente con depósitos argentíferos epitermales encajonados en rocas calcáreas mesozoicas, y corresponden a un ambiente tectónico de arco continental al término de la orogenia Laramide (Mascuñano *et al.*, 2013). Estas intrusiones están presentes en afloramientos altamente intemperizados, caracterizados por una intrusión principal y diques con distribución radial respecto al cuerpo principal (Barboza-Gudiño y Torres-Hernández, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Mascuñano *et al.*, 2013). Las dataciones realizadas a estos intrusivos han demostrado edades que varían entre 53 ± 4 a 40.86 ± 0.28 Ma. Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán (1983) dataron el Intrusivo Potrero de Catorce mediante el método K-Ar en plagioclasas, obteniendo una edad de 53 ± 4 Ma. Mascuñano *et al.* (*op. cit.*) realizaron la datación de los intrusivos Los Alamitos, Real de Catorce y La Maroma por el método U-Pb en circones, reportando edades de cristalización de 44.6 ± 0.8 , 42.9 ± 0.5 y 40.8 ± 0.3 Ma respectivamente.

De acuerdo a lo anterior, es de gran relevancia detallar aún más las relaciones espacio-temporales y en consecuencia genéticas de estos cuerpos intrusivos y la mineralización, ya que como fue observado en un análisis preliminar de su distribución, puede existir un zoneamiento muy marcado o bien una total independencia de las distintas mineralizaciones no estando éstas en todos los casos relacionadas al hidrotermalismo asociado a este magmatismo en particular.

Antecedentes

Entre los trabajos publicados más representativos realizados en la Sierra de Catorce correspondientes al estudio de los intrusivos y zonas mineralizadas, desarrollados en distintas épocas y con distintos objetivos y alcances están los siguientes:

White y González (1946) generaron un reporte sobre el comportamiento de los depósitos de antimonio en las minas de Tierras Negras, como parte de los trabajos de investigación acerca de los depósitos de antimonio de México, ellos refieren que la mineralización de antimonio está presente en mantos; donde el mineral es encontrado principalmente cerca o dentro de las fallas y fracturas, adyacentes a los mantos de calcita recristalizada; así como que la mayor parte del antimonio producido fue extraído del área cercana y subyacente al Cerro La Corona. Estos investigadores describieron detalladamente la primera serie de cuatro mantos alojados en la Formación Zuloaga.

Zárate-Del Valle (1979, 1982) realizó estudios acerca de los yacimientos de antimonio estratiformes y fisurales en la Sierra de Catorce, expuso que los lechos rojos triásicos eran la fuente del antimonio presente en el área, y afirmó que las nociones de herencia y permanencia son aplicables a los depósitos de antimonio en esta zona.

Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán (1983) realizaron un estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano para el Instituto Mexicano del Petróleo. Ellos reportaron un fechamiento de los intrusivos que afloran en la Sierra de Catorce, específicamente, en el área de Potrero de Catorce (coordenadas 14 Q 311080, 2621072 UTM, WGS 84). Este fechamiento fue realizado por el método K-Ar en plagioclasas, obteniendo una edad de 53 ± 4 Ma.

Carrizales-Aguilar (1984) dentro de su trabajo recepcional del estudio geológico del Mineral de La Maroma, Municipio de Catorce, S. L. P., propone que la mineralización de la zona es de origen hidrotermal, presentándose como relleno de fisuras, que posiblemente fue originada por soluciones provenientes de un batolito a profundidad, de edad Paleógeno.

Carrizales-Ibarra (1989) en su trabajo recepcional del estudio geológico-económico del área central, minas de San José, Tierras Negras, Municipio de Catorce, S. L. P., describió dos

series de mantos con mineralización de antimonio dentro de la Formación Zuloaga. La primera constituida por cuatro mantos en la parte superior de la formación, y la segunda conformada por cinco mantos aproximadamente a 180 m debajo de la primera serie. El consideró el yacimiento de tipo epitermal, producto de soluciones hidrotermales que emergieron por fracturas y fallas logrando mineralizar la Formación Zuloaga, donde las fracturas y fallas formaron parte de los controles estructurales del yacimiento.

Flores-Aguillón (1990) realizó la verificación de anomalías detectadas mediante exploraciones aéreas en la zona de Catorce, S. L. P., donde describe las características de los prospectos Mezquite, Río Chiquito, Ventadero, Astillero, Cuesta y Alamitos.

Barboza-Gudiño y Torres-Hernández (1999) en la cartografía geológica de la Hoja Real de Catorce, y Barboza-Gudiño *et al.* (2004) en sus aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, reconocieron la secuencia siliciclástica con metamorfismo de bajo grado de la Formación Zacatecas del Triásico superior-Jurásico inferior (?), la secuencia volcanogénica de la Formación Nazas del Jurásico inferior a medio, la secuencia de depósitos continentales de la Formación La Joya del Jurásico medio y la parte inferior del Jurásico superior, el Jurásico superior conformado por las Formaciones Zuloaga y La Caja. En el periodo Cretácico, ellos reportaron las formaciones Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol. Para el Paleógeno los autores reportaron intrusiones magmáticas en la Sierra de Catorce, en las áreas de La Maroma-San Bartolo, al sur y Potrero de Catorce-Real de Catorce, al norte; además, de conglomerado polimíctico y una serie de derrames fisurales basálticos. En el cuaternario ellos registraron conglomerado polimíctico y aluvión. Los autores antes mencionados describieron estructuralmente la Sierra de Catorce

como un levantamiento tipo pilar tectónico orientado N-S, con las fosas o depresiones de Wadley al oeste y Matehuala al este.

Carrizales-Aguilar (2009) realizó el inventario físico de los recursos minerales del Municipio de Catorce, S. L. P. El trabajo fue realizado con la finalidad de contar con información geológico-minera actualizada y enfocada directamente a la exploración de recursos minerales metálicos, minerales no metálicos, rocas dimensionables y agregados pétreos, para la conducción de la implementación de programas de infraestructura geológico-minera, que coadyuven la localización de recursos minerales y rocas como materia prima.

Mascuñano *et al.* (2013) realizaron un estudio sobre la actividad magmática del Eoceno en la Sierra de Catorce y Cerro del Flaile, aportando edades isotópicas de intrusivos graníticos que varían entre 45 y 36 Ma (U-Pb en circones, LA-ICPMS). De acuerdo a su firma geoquímica los clasifica como granitoides de arco continental de tipo I, formados a partir de un magma derivado del manto metasomatizado, altamente contaminado por materiales corticales. Con base en las características geoquímicas de los granitoides los definen como coherentes con la geología regional y local, la cual controló el emplazamiento rápido de pulsos magmáticos relacionados con el ambiente geodinámico extensional poscolisión al término de la orogenia Laramide.

Objetivo del estudio

En la Sierra de Catorce han sido realizados estudios estratigráficos, estructurales y paleontológicos, pero existen muy pocos estudios enfocados a los cuerpos intrusivos que afloran en el área y su relación específica con la mineralización o mineralizaciones presentes.

El presente proyecto de investigación tiene como objetivo mostrar la posible relación de la actividad magmática del Paleógeno temprano con la mineralización en la Sierra de Catorce,

para determinar si el hidrotermalismo fue el motor principal de dicha mineralización en el área.

Área de estudio

Las áreas de estudio corresponden a los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma ubicados en la Sierra de Catorce en la porción norte y sur, respectivamente. En la zona existen caminos empedrados y terracerías que permiten el acercamiento a las áreas de interés. La Sierra de Catorce, S. L. P., dista aproximadamente a 235 km al norte de la ciudad de San Luis Potosí, S. L. P. El acceso a las zonas de interés partiendo de la ciudad de San Luis Potosí es a través de la carretera federal N° 57 (tramo San Luis Potosí-Saltillo), donde aproximadamente 3 km adelante de la ciudad de Matehuala, S. L. P., está ubicado el entronque con la carretera estatal N° 62 (tramo Matehuala-San Tiburcio), sobre esta carretera en el km 28.5 está presente el entronque con el camino empedrado que conduce a la cabecera municipal de Real de Catorce, desde el camino referido existen otras terracerías alternas y veredas que conducen al Intrusivo Potrero de Catorce. El acceso al Intrusivo La Maroma es sobre la carretera federal N° 57, en el km 172, está ubicado el entronque de la carretera estatal N° 63 (tramo Charcas-Matehuala), donde aproximadamente a 9 km está el entronque con la terracería que conduce a la localidad La Biznaga, y sobre esta terracería puede llegarse a la localidad Real de Maroma, donde a través de terracerías y veredas existe el acceso al intrusivo de interés (Figura 3).

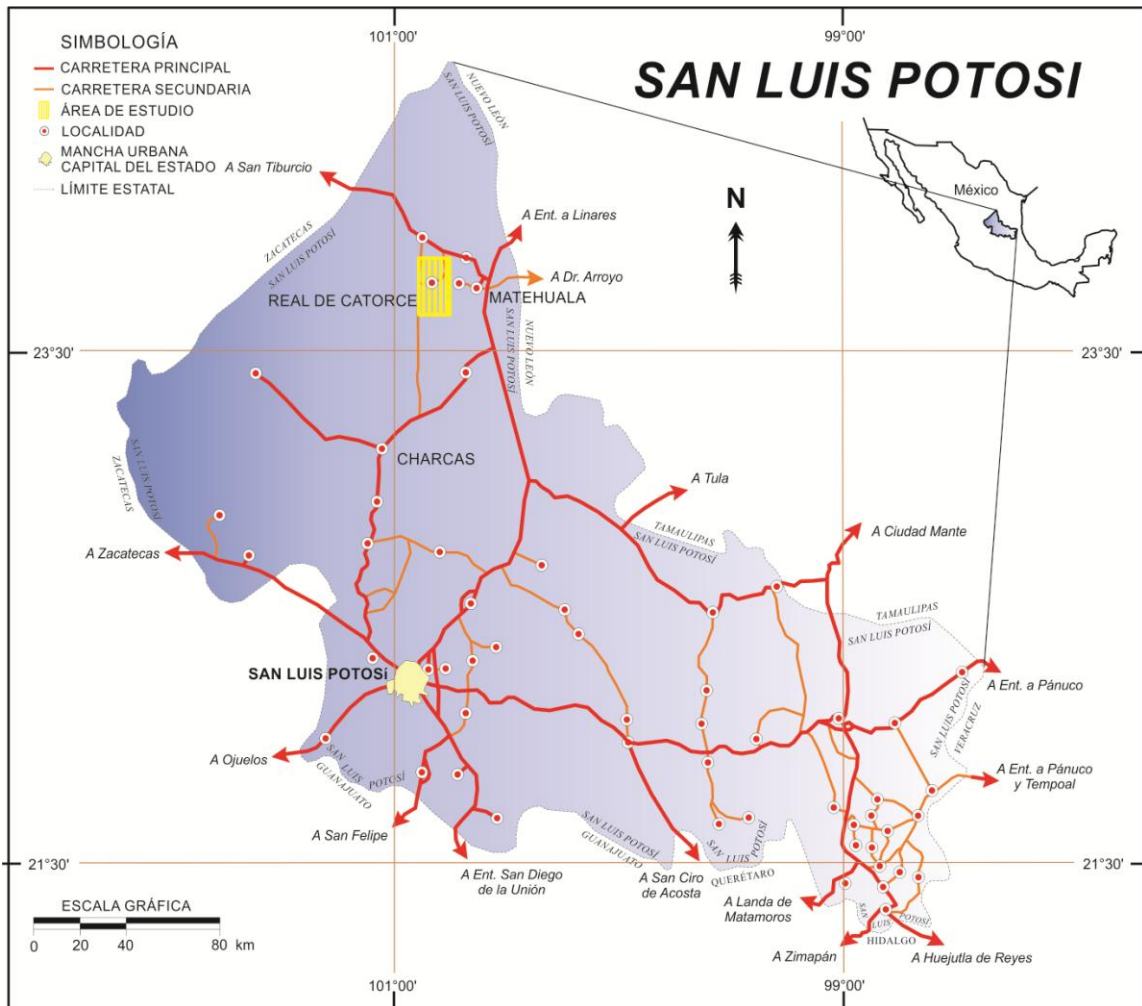


Figura 3. Ubicación y vías de acceso a la Sierra de Catorce, S. L. P.

Marco Geológico Regional

La Sierra de Catorce está ubicada en la margen oriental de la Provincia Fisiográfica conocida como Mesa Central, que está delimitada por sistemas de fallas regionales en los que ha sido documentada actividad magmática de edad cenozoica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). A lo largo de estos sistemas de fallas están localizados la mayor parte de los yacimientos minerales de la Mesa Central, especialmente los yacimientos epitermales, lo que sugiere que estas estructuras ejercieron un control en el emplazamiento de las intrusiones y depósitos

minerales a lo largo de sus trazas, sin que pueda precisarse los mecanismos por los que fue dado ese control (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Entre las estructuras cenozoicas mayores que delimitan la Mesa Central, hacia la porción noroccidental está ubicado el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes, que presenta un marcado lineamiento de dirección NW-SE, que abarca desde San Luis de La Paz, Gto., hasta Tepehuanes, Dgo. En el límite norte está ubicado el Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental, formado por un sistema montañoso de dirección aproximadamente E-W. En la porción este está ubicado el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, constituido por un sistema de fallas normales de dirección N-S que abarca desde San Miguel de Allende y Querétaro hasta más al norte de la Sierra de Catorce. La Falla del Bajío delimita la parte sur de la Mesa Central. Finalmente, el Graben de Aguascalientes que es el sistema de fallas que delimita la porción occidental del sector sur de la Mesa Central, consiste de un graben asimétrico cuya falla principal está ubicada al occidente; esta falla presenta una dirección N-S desde los Altos de Jalisco hasta el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, *op. cit.*).

La Sierra de Catorce en particular consta de una estructura levantada de tipo pilar tectónico con orientación N-S. En su margen occidental muestra una bien marcada zona de falla normal de orientación N-S, además de fallamiento normal de orientación W-E hacia sus extremos norte y sur, y una más difusa margen oriental con desarrollo de fallas normales menores, de orientación N-S. La estructura interna de la Sierra de Catorce está constituida por plegamientos laramídicos de orientación N-S y NNE-SSW con vergencia hacia el E. La porción noroccidental de la Sierra es la parte más elevada, quedando expuestas las unidades más antiguas reconocidas en la región que son las capas del Triásico y Jurásico inferior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Estratigrafía

Las rocas más antiguas reconocidas en la zona corresponden a sedimentos siliciclásticos de la Formación Zacatecas del Triásico. La sucesión estratigráfica es continua del Oxfordiano al Maastrichtiano. El Jurásico está representado por las formaciones volcanoclásticas Nazas y La Joya, y por las formaciones sedimentarias Zuloaga y La Caja. La sucesión cretácica está compuesta por las formaciones sedimentarias marinas, incluyendo Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas superior, Cuesta del Cura, Indidura, y Caracol (Barboza-Gudiño y Torres Hernández, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). El Cenozoico está representado por afloramientos de rocas magmáticas porfídicas fuertemente intemperizadas, representados por una intrusión principal y diques con ocurrencia radial respecto al cuerpo principal, que están intrusionando la secuencia mesozoica (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

La columna estratigráfica de la Sierra de Catorce está ilustrada en la Figura 3 y su distribución espacial es mostrada de manera general en el mapa geológico de la Figura 4. Las descripciones de cómo están presentes las formaciones litológicas en la Sierra de Catorce fueron tomadas de Barboza-Gudiño *et al.* (*op. cit.*).

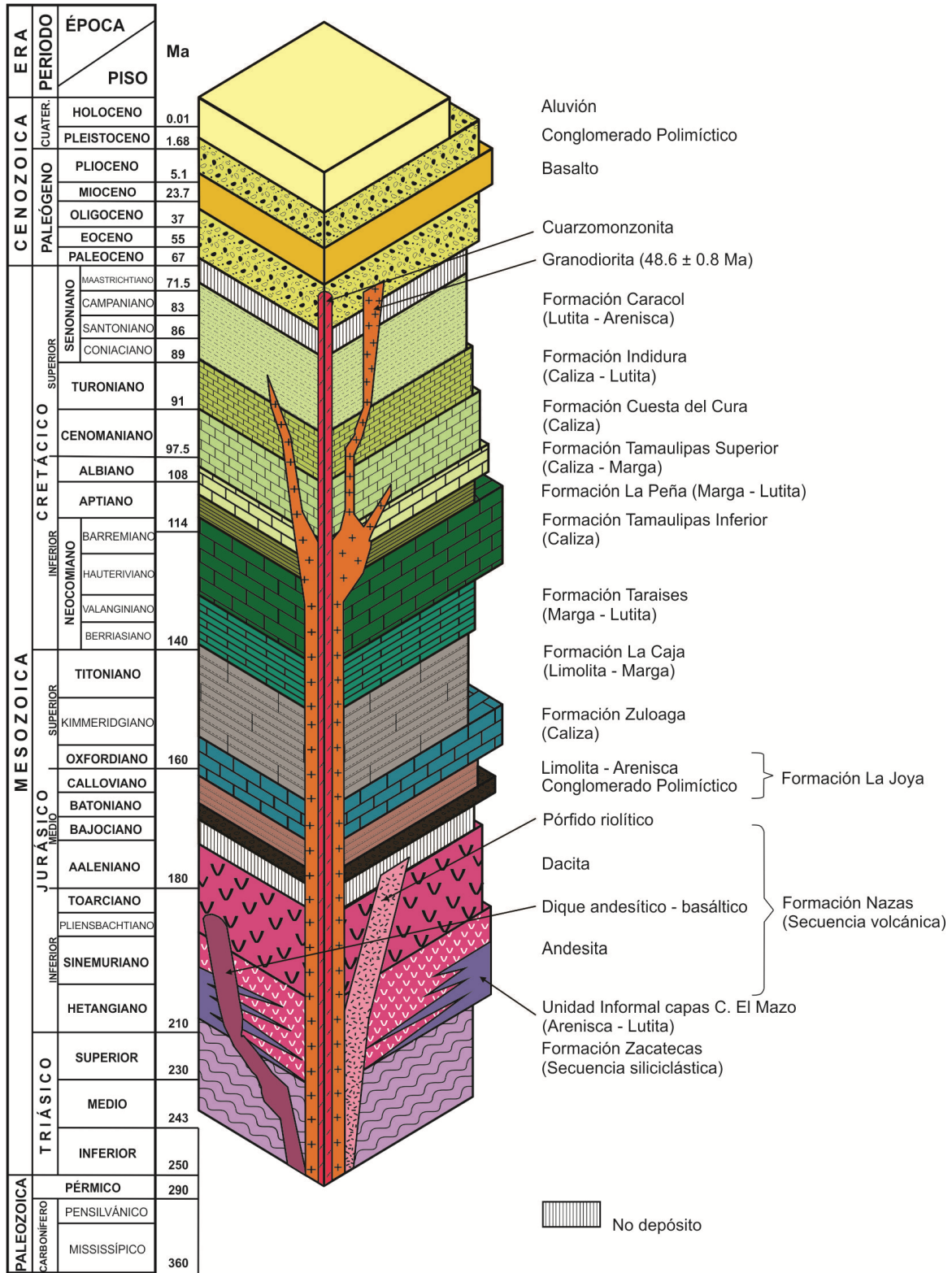


Figura 4. Columna estratigráfica de la Sierra de Catorce (modificada de Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

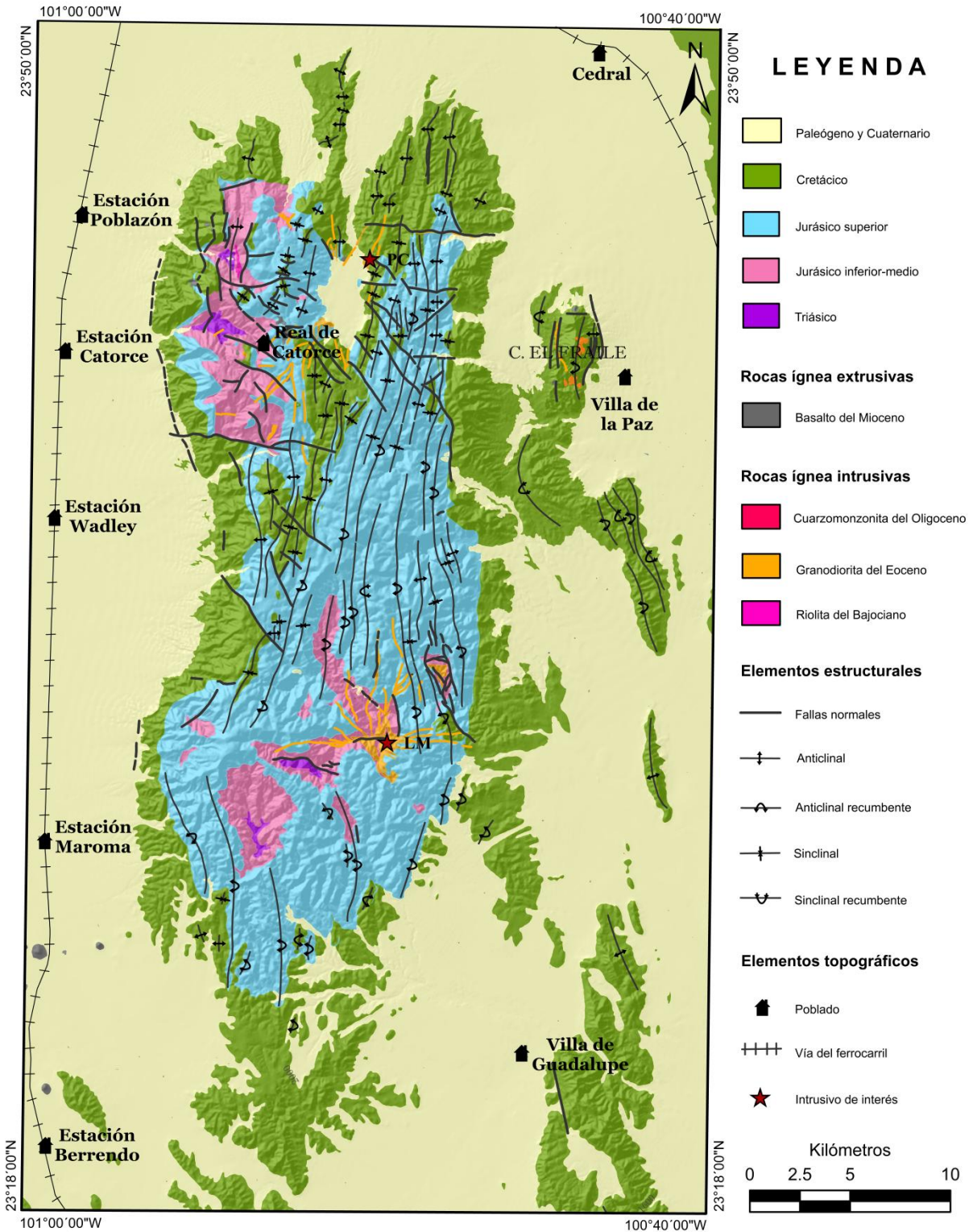


Figura 5. Representación general del mapa geológico de la Sierra de Catorce (modificado de Barboza-Gudiño y Torres-Hernández, 1999; Martínez-Ruíz, 1999; Zárate-López y Salas-Vázquez, 2013). PC: Potrero de Catorce; LM: La Maroma.

A) Formación Zacatecas (Triásico superior)

Esta unidad litológica fue publicada primeramente en el trabajo de Martínez-Pérez (1972). En el área de estudio está representada por una unidad conformada de lutita, que ocurre en paquetes de varios metros de espesor con laminación interna, así como alternancia de algunas capas delgadas de limolita y grauvaca fina. La lutita y limolita son regularmente de color pardo a negro en superficie fresca y verde amarillento en superficies intemperizadas. La grauvaca es de color gris intermedio, intemperizando a colores semejantes a los de la lutita. El espesor de esta formación es desconocido debido a que no aflora la base, pero en el área de estudio Hoppe (2000) y Barboza-Gudiño *et al.* (2004) han descrito una secuencia de más de 400 m, sin haber llegado a la base. En lo que respecta a su relación estratigráfica, el contacto superior es discordante con la Formación Nazas. Esta unidad ha sido ubicada en el Triásico superior con base en su posición estratigráfica y semejanza litológica con rocas triásicas de afloramientos en las áreas de Charcas y Santa Gertrudis. Barboza-Gudiño *et al.* (2010) con base en fechamientos por el método U-Pb LA-MC-ICPMS, realizados en circones detríticos provenientes de afloramientos de la Sierra de Catorce y de la Sierra de Charcas, reportó una edad máxima de depósito entre 230-225 Ma. El ambiente de depósito es considerado como parte de un abanico submarino formado en la margen paleo-pacífica de Pangea. Este abanico submarino fue denominado por Centeno-García (2005) como Abanico Potosí.

B) “Unidad informal capas Cerro El Mazo” (Jurásico inferior?)

Barboza-Gudiño *et al.* (2004) describieron esta unidad litológica informal que aflora en el Cañón General, en la porción sur del Cerro El Mazo, en la Sierra de Catorce. De acuerdo a los autores corresponde a una secuencia de arenisca o cuarcita conglomerática de color gris claro a crema en capas gruesas a bancos que llegan a alcanzar los 3 m de espesor; presenta

estratificación oblicua recta en algunas capas y alternancia de lutita fisil de color gris oscuro y rojo violáceo o verde amarillento en superficies intemperizadas. El espesor de la unidad es variable, en ocasiones mayor a 80 m. La relación estratigráfica no ha sido precisada debido a la fuerte deformación y alteración de las rocas. La unidad presenta un cambio notable en la litología con relación a la parte superior de la Formación Zacatecas, y está interdigitada con esta formación, llegando a faltar una o la otra. La edad sugerida está entre el Triásico y el Jurásico inferior, con base en su posición estratigráfica, pudiendo ser contemporánea con la secuencia volcánica de la Formación Nazas. Los autores definieron un ambiente de depósito corresponde a tipo deltaico distal a marino proximal.

C) Formación Nazas (Jurásico inferior a medio)

Esta formación fue definida por Pantoja-Alor (1972). En la zona de estudio está constituida principalmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas, así como por algunas capas de sedimentos epiclásticos. Los derrames son principalmente de composición andesítica-basáltica, con tonalidades rojiza a parda oscura en superficie fresca, y tonos violáceo y rojizo oscuro a verde claro y oscuro. El espesor en el área de estudio es muy variable, desde pocos milímetros hasta unas decenas de metros, llegando a superar los 200 m. En su relación estratigráfica, la Formación Nazas sobreyace discordantemente a la Formación Zacatecas y subyace discordantemente a la Formación La Joya. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) le asignaron una edad del Jurásico temprano a medio, con base en la edad absoluta obtenida en circones por el método U-Pb, el fechamiento fue realizado a un dique riolítico que intrusióna toda la secuencia volcánica y subyace discordantemente a la Formación La Joya. El ambiente de depósito de esta unidad de acuerdo con algunos autores (*e.g.*, Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño y Torres-Hernández, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 2004; Zavala-Monsiváis, 2000;

Gómez-Anguiano, 2001) puede considerarse como de arco volcánico continental, de origen subaéreo por su carácter piroclástico, con presencia de flujos de ceniza y flujos de lava, así como de brechas de desintegración.

D) Formación La Joya (Jurásico medio)

Esta unidad litológica fue descrita por Mixón *et al.* (1959). En el área de estudio esta unidad consta de una secuencia de grano decreciente, con conglomerado policrístico en la base, que pasa por arenisca hasta convertirse en limolita y lutita de color rojo violáceo y café rojizo hacia la cima. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) reportaron en el área de estudio un espesor de 200 m para esta formación. Sobreyace discordantemente a la Formación Nazas y subyace discordantemente de forma transicional a la Formación Zuloaga. Barboza-Gudiño *et al.* (*op. cit.*) sugieren para esta formación una edad entre el Jurásico medio y el Oxfordiano con base en su posición estratigráfica, debido a que carece de fósiles. El ambiente de depósito de acuerdo a Barboza-Gudiño *et al.* (*op. cit.*) corresponde a rellenos aluviales que varían desde abanicos hasta planicies aluviales, y posiblemente depósitos lagunares y marinos someros hacia la cima.

E) Formación Zuloaga (Oxfordiano-Kimmeridgiano)

Imlay describió esta secuencia litológica en 1938. En la zona de estudio, la unidad litológica consta de una secuencia de roca calcárea de color gris acero en superficie fresca, de estratificación gruesa, presenta algunos nódulos de pedernal. El espesor de esta secuencia es muy variable, Imlay (1953) reportó en la Sierra de Catorce un espesor de 305 m. Sobreyace concordantemente y transicionalmente a la Formación La Joya y subyace concordantemente a la Formación La Caja. Algunos autores (*e.g.*, Jiménez-Camargo *et al.*, 1982; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) con base en su asociación fósil y relaciones estratigráficas le han asignado a esta

formación una edad del Oxfordiano-Kimmeridgiano. El ambiente de depósito ha sido considerado tropical de aguas someras. Götte y Michalzik (1991), proponen que el grupo Zuloaga corresponde a una megasecuencia mesozoica que refleja el desarrollo geotectónico de la apertura del Golfo de México durante el Jurásico.

F) Formación La Caja (Kimmeridgiano-Berriasiano inferior)

La unidad litológica fue descrita originalmente por Imlay (1938). En la zona de estudio, esta formación está representada por una secuencia de caliza margosa en capas delgadas que están alternando con limolita y arenisca bituminosa. El espesor de esta unidad en la Sierra de Catorce, de acuerdo a Barboza-Gudiño *et al.* (2004), varía de 30 a 50 m, pudiendo estar ausente por efectos tectónicos. La Formación La Caja sobreyace concordantemente a la Formación Zuloaga y subyace concordantemente de manera transicional a la Formación Taraises. Imlay (1938) con base en los trabajos de Burckhardt (1930) le asignó una edad del Jurásico superior. Basados en su contenido fósil Olóriz *et al.* (1999) y Villaseñor *et al.* (2000) interpretaron que el registro más antiguo es del Kimmeridgiano inferior. Olóriz *et al.* (2003) le asignaron al horizonte superior de esta unidad una edad dentro del Berriasiano inferior a la parte temprana del Berriasiano medio. López-Caballero (2009) corroboró dichas edades, y le asignó una edad del Kimmeridgiano inferior (no basal) al Berriasiano inferior basal. El ambiente de depósito, con base al alto contenido de amonites de la superfamilia *perisphinstaceae* así como al alto contenido de bivalvos, corresponde a una plataforma con una profundidad de 50 a 70 m, donde fueron desarrolladas estas asociaciones, (Villaseñor-Martínez *et al.*, 1991).

G) Formación Taraises (Berriasiano-Valanginiano)

Esta formación fue descrita por Imlay (1936). En la zona de estudio, esta unidad litológica ocurre en capas delgadas a medianas de calizas arcillosas, son de color gris intermedio a oscuro en superficie fresca, variando de gris claro a azul grisáceo en superficie intemperizada; presencia de bandas de pedernal negro, así como alternancia de horizontes delgados de terrígenos de color gris intermedio a oscuro en superficie fresca y variando de gris claro amarillento a rosado en superficie intemperizada. El espesor en el área y de acuerdo a Barboza-Gudiño *et al.* (2004) es de 30 a 50 m, habiendo zonas de adelgazamiento hasta casi su total ausencia debido a efectos tectónicos. La Formación Taraises sobreyace transicionalmente a la Formación Zuloaga y subyace concordantemente a la Formación Tamaulipas Inferior. Imlay (1936) sugirió una edad del Cretácico temprano (Valanginiano-Hauteriviano). PEMEX (1988) con base en criterios paleontológicos interpreta una edad del Berriasiano-Valanginiano, pudiendo alcanzar hasta el Hauteriviano en algunas localidades. Cantú-Chapa (2001, 2009) con estudios bioestratigráficos detallados basados en fauna de amonites, le asigna una edad entre el Berresiano-Valanginiano tardío. Barboza-Gudiño *et al.* (*op. cit.*) asocian en la Sierra de Catorce un ambiente de depósito pelágico de profundidad moderada en transición a una cuenca.

H) Formación Tamaulipas Inferior (Hauteriviano-Barremiano)

Esta unidad litológica fue definida por Muir (1936). En el área de estudio, esta formación está conformada por capas gruesas y bancos de caliza con presencia de nódulos de pedernal y estilolitas paralelas a la estratificación. El espesor de la formación alcanza hasta 350 m; sobreyaciendo de manera concordante y transicional a la Formación Taraises y subyaciendo concordantemente a la Formación Otates. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) le asignan a esta

unidad una edad del Hauteriviano al Barremiano para la Sierra de Catorce, basados en su posición estratigráfica y contenido fósil. El ambiente de depósito es considerado pelágico de cuenca con profundidad moderada, en aguas tranquilas y bien oxigenadas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

I) Formación La Peña (Aptiano inferior-Aptiano medio)

La formación fue definida originalmente por Imlay (1936). En la zona de estudio, la formación presenta una secuencia de capas delgadas de calizas margosas de color gris claro a intermedio, con alternancia con lutita y limolita de tonalidad amarillenta a rosada, y localmente contiene capas finas de lutita amarillo fuerte y bandas delgadas de pedernal negro. Esta formación llega a alcanzar los 40 m de espesor. La Formación La Peña sobreyace concordantemente a la Formación Tamaulipas Inferior y subyace transicionalmente a la Formación Tamaulipas superior. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) con base en sus relaciones estratigráficas la ubicaron en el Aptiano inferior a medio, así como por su posición entre los biohorizontes de *Globigerinelloides spp.* y *Favusella washitensis*. Su ambiente de depósito es de cuenca, aguas de baja energía, condiciones parcialmente anóxicas y con aporte continuo de terrígenos (Barboza-Gudiño *et al.*, *op. cit.*).

J) Formación Tamaulipas Superior (Aptiano superior-Albiano inferior)

Esta unidad litológica fue definida por Muir (1936). En la Sierra de Catorce constituye una secuencia de calizas en capas medianas a gruesas de color gris intermedio, con intercalación de capas delgadas de caliza arcillosa de tonalidades gris claro, amarillenta y violácea. La caliza presenta nódulos y bandas de pedernal de color gris, café y negro. Esta formación alcanza un espesor de 60 m en la zona de estudio; sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación Otates y subyace de manera concordante y transicional a la

Formación Cuesta del Cura. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) le asignan a esta unidad una edad del Aptiano superior al Albiano inferior con base en lo escrito por Ross (1979). Le ha sido asignado un ambiente de depósito nerítico profundo, oxigenado y con aporte de terrígenos (Barboza-Gudiño *et al.*, *op. cit.*).

K) Formación Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano)

Imlay (1936) describió originalmente esta formación. En la Sierra de Catorce la formación consiste de capas delgadas de calizas de color gris intermedio a gris oscuro, presentan bandeamiento y lentes de pedernal negro, así como algunas intercalaciones de terrígenos. La formación alcanza los 150 m de espesor; y sobreyace transicionalmente a la Formación Tamaulipas Superior y subyace de forma concordante y transicional a la Formación Indidura. Algunos autores (*e.g.*, Gandolfi, 1942; Pantoja-Alor, 1962; Tardy, 1975; Bacon, 1978; Stinnesbeck, 1983; PEMEX, 1988; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) con base en el contenido fósil y posición estratigráfica le han asignado a esta unidad una edad del Albiano-Cenomaniano. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) proponen un ambiente de depósito marino pelágico de cuenca con profundidades de 200 m (para esta zona de estudio), en aguas tranquilas y oxigenadas.

L) Formación Indidura (Turoniano-Conaciano)

Esta unidad litológica fue descrita por Kelly (1936). En la zona de estudio, la formación corresponde a una secuencia de caliza arcillosa y lutita de color gris a pardo con tonalidades rojo violáceo y amarillo verdoso en superficies intemperizadas, las capas de caliza varían de gruesas en la base y hacia la cima constituyen una secuencia rítmica de capas de caliza y arcilla con horizontes terrígenos y materiales probablemente volcánoclasticos de color marrón, gris claro, blanco, amarillo y rojo con abundantes *Inoceramus sp.* Barboza-Gudiño *et al.*

(2004) estimaron el espesor de la unidad mayor a 150 m, es difícil medirlo con precisión debido al gran plegamiento recumbente que presenta. La Formación Indidura sobreyace de forma concordante y transicional a la Formación Cuesta del Cura y subyace concordantemente y transicional a la Formación Caracol. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) le asignaron a esta formación una edad del Turoniano, llegando a alcanzar parte del Cenomaniano superior. La formación corresponde a un medio ambiente de cuenca de aguas someras, con condiciones reductoras (Barboza-Gudiño *et al.*, *op. cit.*).

M) Formación Caracol (Santoniano-Maastrichtiano)

Imlay (1936) describió esta unidad litológica. En la Sierra de Catorce, está representada por lutita calcárea de color gris pardo en superficie fresca, alterando a una tonalidad amarillenta, presenta clivaje pizarroso intenso, contiene algunas capas delgadas de arenisca de grano fino. El espesor de esta unidad rebasa los 100 m, es difícil la medición con precisión por el gran plegamiento que presenta, aunado a que la unidad está erosionada. La Formación Caracol sobreyace concordantemente y de forma transicional a la Formación Indidura y subyace discordantemente unidades cenozoicas correspondientes a conglomerados o basaltos. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) mencionan, que debido a la escasez de fósiles en esta unidad, la edad sólo puede inferirse por su posición estratigráfica, asignándole una edad del Santoniano-Maastrichtiano. El ambiente de depósito de esta secuencia fue interpretado por Barboza-Gudiño *et al.* (*op. cit.*), con base en su litología y rasgos sedimentológicos, como de cuenca poco profunda, con libre circulación y parcial influencia de oleaje, en una zona sublitoral con profundidades entre 50 y 100 m.

N) Cenozoico

En la Sierra de Catorce existen afloramientos correspondientes a intrusivos de composición granodiorítica, que constan de una apófisis principal con una distribución radial de diques, y que están cortando la secuencia mesozoica. Estos afloramientos están fuertemente intemperizados. Fechamientos realizados por Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán (1983) y Mascuñano *et al.* (2013) los han ubicado en el Eoceno.

También, existen pequeños afloramientos de derrames basálticos de color negro en superficie fresca y marrón en superficie intemperizada, que están sobreyaciendo a unidades mesozoicas. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) asignaron una edad pos-Oligoceno inferior con base en sus relaciones estratigráficas. Carrizales-Aguilar (2009) correlaciona estos derrames basálticos con los basaltos del denominado Campo Volcánico Los Encinos, en donde abundan conos volcánicos de lavas basálticas al oeste de la Sierra de Catorce, sobre la Fosa de Wadley; Luhr *et al.* (1995) asignaron una edad entre 13 y 10.6 Ma para los basaltos del Campo Volcánico Los Encinos.

Existen conglomerados policmíticos que afloran mayormente en la parte externa de la Sierra de Catorce, como abanicos aluviales y conformados por materiales erosionados de las unidades cretácicas y rocas ígneas paleógenas. Estos depósitos pueden encontrarse o no consolidados, y están principalmente sobreyaciendo discordantemente las unidades del Cretácico superior y subyacen los suelos y aluviones cuaternarios.

La estratigrafía concluye con los depósitos de aluvión conformado por limos calcáreos y arcillas, de edad Cuaternario.

Metodología

- **Trabajo de gabinete.**

Los trabajos de la investigación fueron iniciados con la recopilación de información de trabajos previos realizados en la Sierra de Catorce, enfocados principalmente a los intrusivos del área y a los yacimientos minerales de la zona; es decir, mapas topográficos, geológicos y cartas geoquímicas (escala 1:50,000), imágenes de satélite, así como modelos digitales de elevación. La información previa de la zona fue la base para un mapa litológico, el cual guió el reconocimiento en campo, ubicando las zonas donde fueron colectadas las muestras y los datos de campo.

- **Trabajo de campo.**

En el trabajo de campo fueron realizados recorridos a los intrusivos de interés, para establecer relaciones de campo entre los cuerpos plutónicos y las zonas mineralizadas, durante estos recorridos fueron recolectadas muestras representativas de los intrusivos en estudio para posteriormente generar análisis geoquímicos, petrográficos, y geocronológicos; también fueron recolectadas muestras de las zonas mineralizadas, para realizar estudios de mineragrafía y microtermometría.

- **Trabajo de laboratorio.**

De las muestras obtenidas en campo fueron generadas láminas delgadas con el método de corte, pegado, desbaste y pulido; utilizando cortadora, desbastadora y pulidora (marca *Hillquist*) y resinas epóxicas. Las láminas fueron desbastadas y pulidas con abrasivo de carburo de silicio (*Carborundum*) números: 400, 600 y 800, las láminas para descripción mineragráfica fueron terminadas con alúmina. La descripción petrográfica y mineragráfica fue realizada utilizando un microscopio petrográfico marca *Nikon HFX-DX*. Estos trabajos fueron realizados en los laboratorios de preparación y de microscopía del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Las muestras para análisis geoquímicos fueron preparadas en el laboratorio del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, enviándose para su análisis a los laboratorios ACTLABS (*Activation Laboratories, Ltd.*), en Ontario, Canadá. La interpretación de los resultados y la generación de diagramas fueron realizadas con *softwares* especializados como SINCLAS (Verma *et al.*, 2002), y el *software* libre con licencia pública *Geochemical Data Toolkit-GCDkit 4.0*, versión 2015.

La separación de circones de la muestra del Intrusivo Potrero de Catorce fue realizada mediante técnicas convencionales descritas en Gehrels *et al.* (2006). La interpretación de los resultados y construcción de graficas fue realizada mediante el *software* Isoplot 4.15 de Ludwig (2008).

Las muestras seleccionadas para inclusiones fluidas, pertenecientes a la zona de vetas de los distritos mineros Real de Catorce y La Maroma, y de la zona de mantos del Distrito Minero Tierras Negras, fueron enviadas al Servicio Geológico Mexicano en el Centro Experimental Oaxaca, donde prepararon las láminas delgadas doblemente pulidas. Las mediciones de microtemometría fueron realizadas en el laboratorio de Yacimientos Minerales del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, campus Juriquilla, Querétaro, con apoyo de los Drs. Eduardo González Partida y Macario Rocha Rocha.

1. LOS CUERPOS INTRUSIVOS DE LA SIERRA DE CATORCE

En la Sierra de Catorce los intrusivos de composición granodiorítica que están conformados de una apófisis principal y una distribución radial de diques afloran principalmente en las zonas de Real de Catorce-Potrero de Catorce y La Maroma-San Bartolo.

Los afloramientos más representativos de la zona Real de Catorce-Potrero de Catorce corresponden a las siguientes ubicaciones, 3 km al N66°E de la cabecera municipal de Catorce, donde el afloramiento tiene un rumbo este-oeste, con longitud de 1 km y espesor aproximado de 300 m, del cual parten una serie de diques, orientados norte-sur. A partir de este afloramiento entre 3 y 6 km con rumbo noreste, está la manifestación de una serie de afloramientos pequeños de este intrusivo, con orientaciones norte-sur en su mayoría y en menor grado orientaciones este-oeste. De la cabecera municipal de Catorce a 1 km al S75°W, está presente aflorando en forma elipsoidal siguiendo un rumbo de N35°W, con longitud de 300 m y espesor de 200 m (Figura 1.1). En la zona La Maroma-San Bartolo existe el afloramiento principal del intrusivo, ubicado en el poblado Real de Maroma, tiene un rumbo que varía de NE13°SW a NE86°SW, del cual parten en forma radial una serie de diques; de este afloramiento a 2.5 km al norte y 4.5 km al noreste, existe la presencia de pequeños afloramientos, con orientaciones norte-sur, este-oeste y noroeste (Figura 1.2) (Carrizales-Aguilar, 2009).

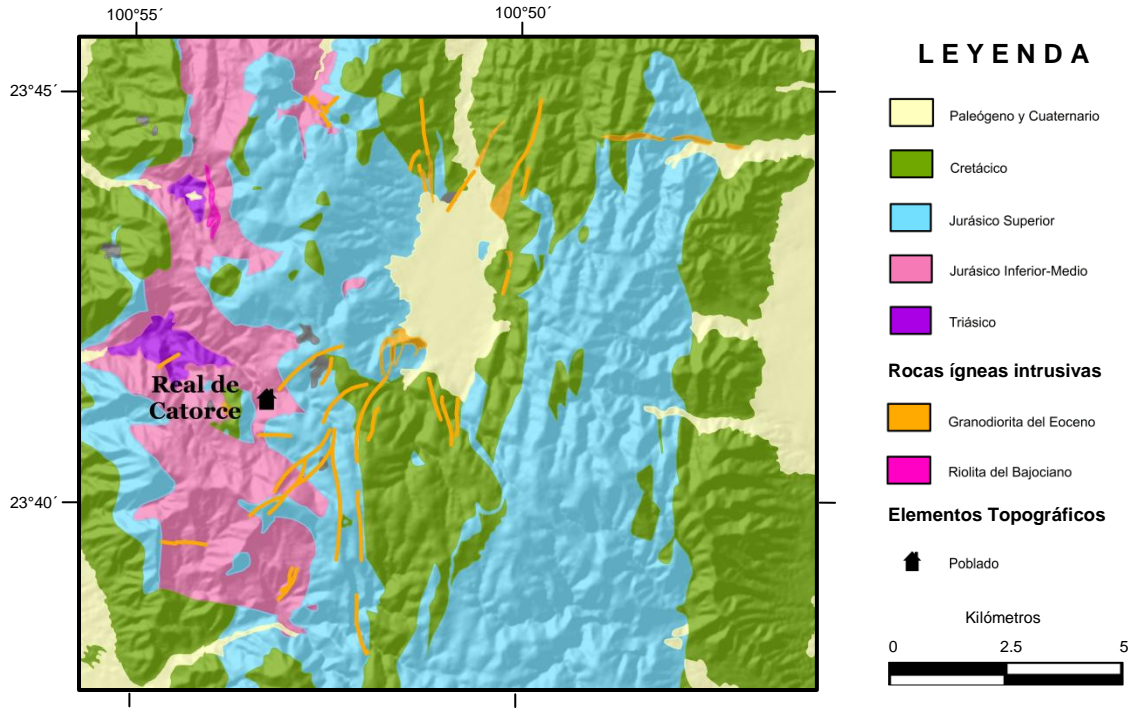


Figura 1.1. Distribución del intrusivo de la zona Real de Catorce-Potrero de Catorce (modificado de Barboza-Gudiño y Torres Hernández, 1999).

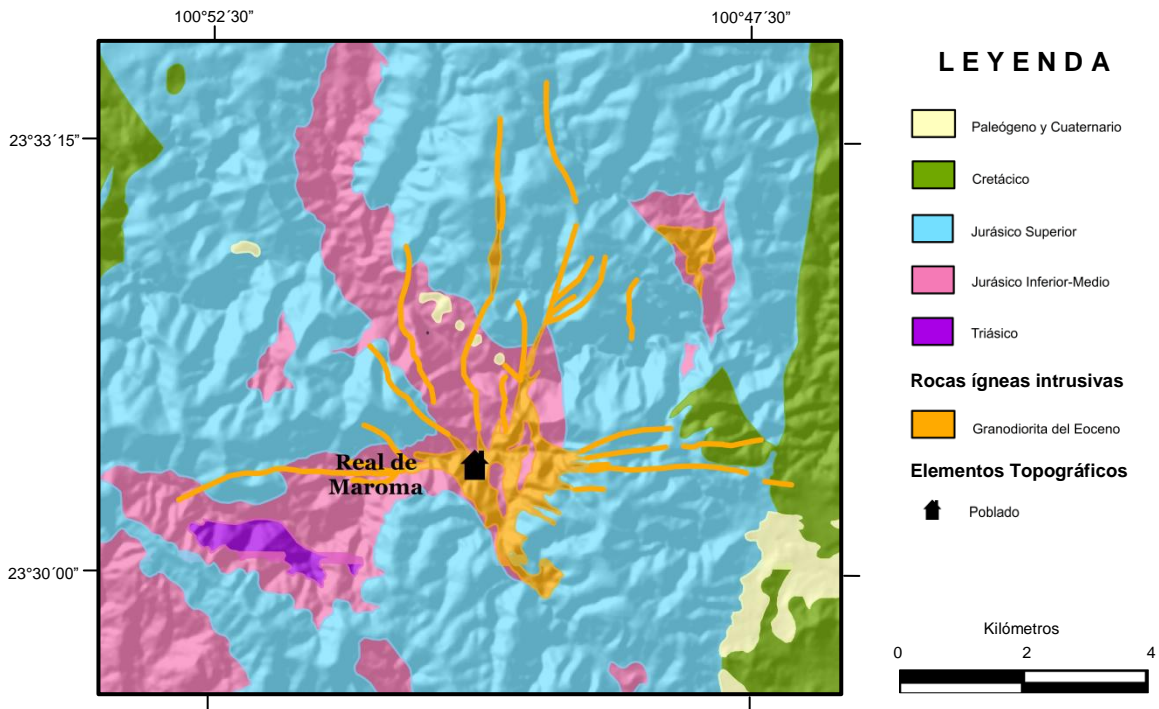


Figura 1.2. Distribución del intrusivo en la zona La Maroma-San Bartolo (modificado de Barboza-Gudiño y Torres Hernández, 1999).

1.1. Análisis de los datos aeromagnéticos de la Sierra de Catorce

La aplicación de métodos geofísicos es fundamental en el estudio de la estructura cortical a profundidad. La aeromagnetometría es una herramienta muy utilizada en la exploración de recursos naturales. El análisis de anomalías aeromagnéticas permite caracterizar a grandes rasgos cuerpos magnéticos relativamente profundos. Sin embargo, para determinar en detalle la geometría y características de dichos cuerpos, es necesario realizar medidas adicionales de campo con un menor espaciado. En este sentido, la modelación conjunta de anomalías aeromagnéticas y magnéticas de campo permite determinar la estructura y profundidad de los cuerpos que generan dichas anomalías (González-Castillo, 2013). En este trabajo fueron caracterizados y analizados los patrones de anomalías magnéticas y los rasgos estructurales de cuerpos magmáticos, probablemente cuerpos plutónicos de la Sierra de Catorce.

1.1.1. Procedimiento analítico

El levantamiento aeromagnético de la zona de estudio fue realizado en 1996, por el Consejo de Recursos Minerales (CRM), organismo antecesor del Servicio Geológico Mexicano (SGM), con un avión *Islander BN2-B27*, utilizando un magnetómetro *Scintrex* de Cesio con resolución de 0.001 nT. Las líneas de vuelo fueron cada 1,000 m con un rumbo N-S y una altura promedio de 450 m sobre el nivel del terreno. El posicionamiento de las trayectorias de vuelo fue mediante el sistema de navegación por satélite GPS. El proceso realizado para la generación del mapa original, fue la corrección por deriva diaria y líneas de control, compilación digital con el *software Terratools*, corrección por movimiento del avión (compensación magnética), y la sustracción del campo geomagnético internacional de referencia (IGRF) de 1995. La información digital fue procesada mediante la generación de

una rejilla de datos con un tamaño de celda de 200 m × 200 m. El levantamiento y los procesos antes mencionados fueron realizados por el Consejo de Recurso Minerales (CRM).

Los datos aeromagnéticos proporcionados por el SGM fueron procesados en el *software Oasis Montaj de Geosoft*, generando primeramente la rejilla del campo magnético residual, sustrayendo de los datos del campo magnético total, el campo de referencia geomagnético internacional (IGRF) de 1995. La definición de fuentes, dominios, contactos y lineamientos más precisos fue realizada a partir de la generación de la rejilla del Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP), debido a que elimina desfases producto de la declinación e inclinación magnéticas del área medida; con el proceso del CMRP fueron generados mapas de continuaciones ascendentes, primera derivada vertical (1aDz), segunda derivada vertical (2aDz) y señal analítica (SA). La interpretación de los productos fue realizada con apoyo de las cartas geológico-mineras escala 1:50,000 que conforman el área de estudio, patrocinadas por el SGM y realizadas por distintos autores (*e.g.*, Barboza-Gudiño y Torres-Hernández, 1999; Martínez-Ruíz, 1999; Zárate-López y Salas-Vázquez, 2013).

1.1.2. Resultados

A partir de los datos procesados fue generado el mapa del CMRP (Figura 1.3) donde pueden visualizarse los intrusivos de interés. Para la interpretación de las anomalías aeromagnéticas fue generado el mapa de la 2aDz con continuación ascendente a 2.5 km (Figura 1.4) con la finalidad de disminuir los efectos de fuentes superficiales. Sobre el mapa de la 2aDz fueron trazados lineamientos, representando los principales lineamientos que delimitan las fuentes, que tienen una orientación preferencial N-S. El mapa de la SA (Figura 1.5) fue generado para realizar la delimitación de dominios aeromagnéticos (DAM).

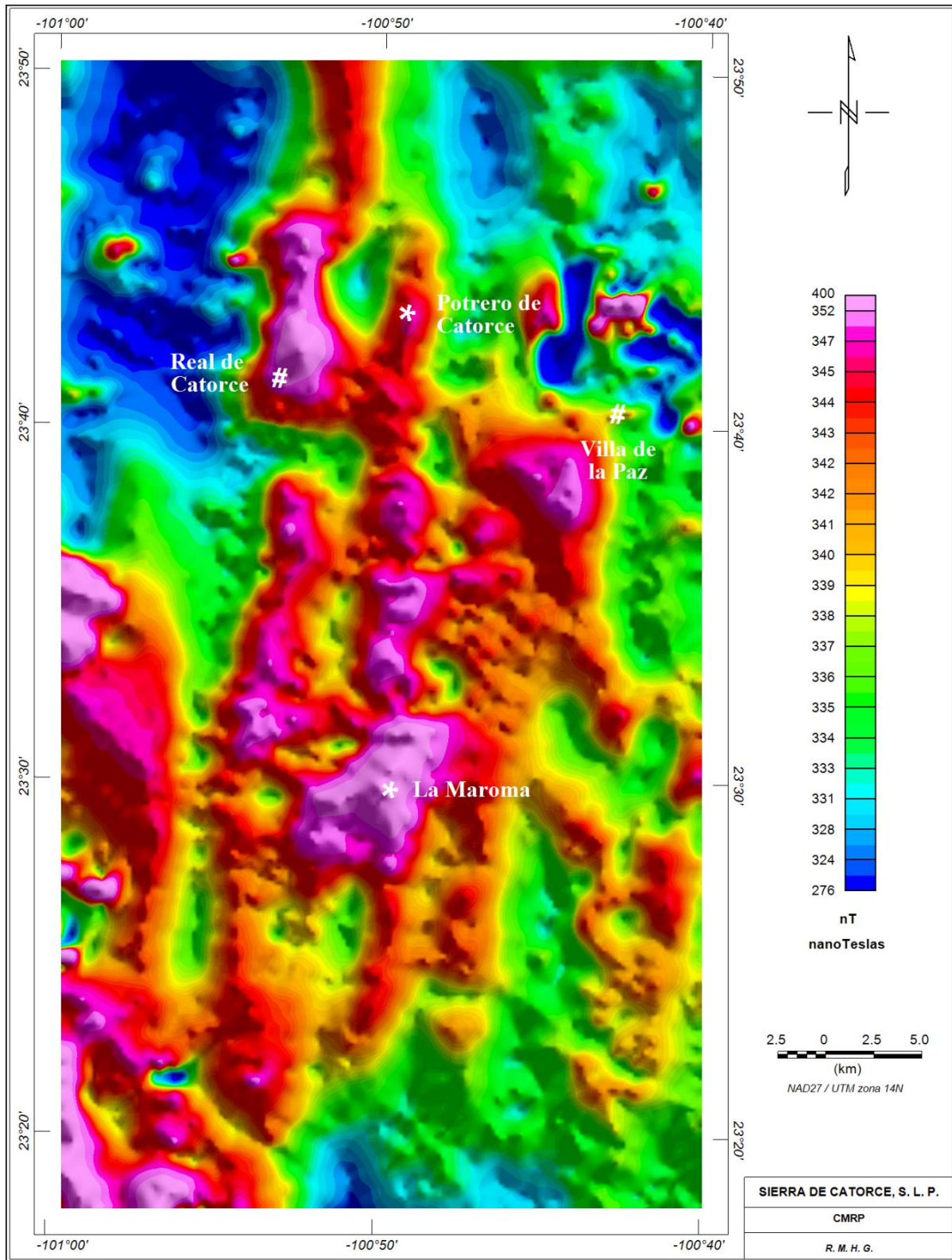


Figura 1.3. Mapa de la configuración del Campo Magnético Reducido al Polo, pueden observarse anomalías positivas monopoles asociadas con intrusivos. En él está indicada la ubicación de los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma (*), así como las localidades Real de Catorce y Villa de la Paz (#).

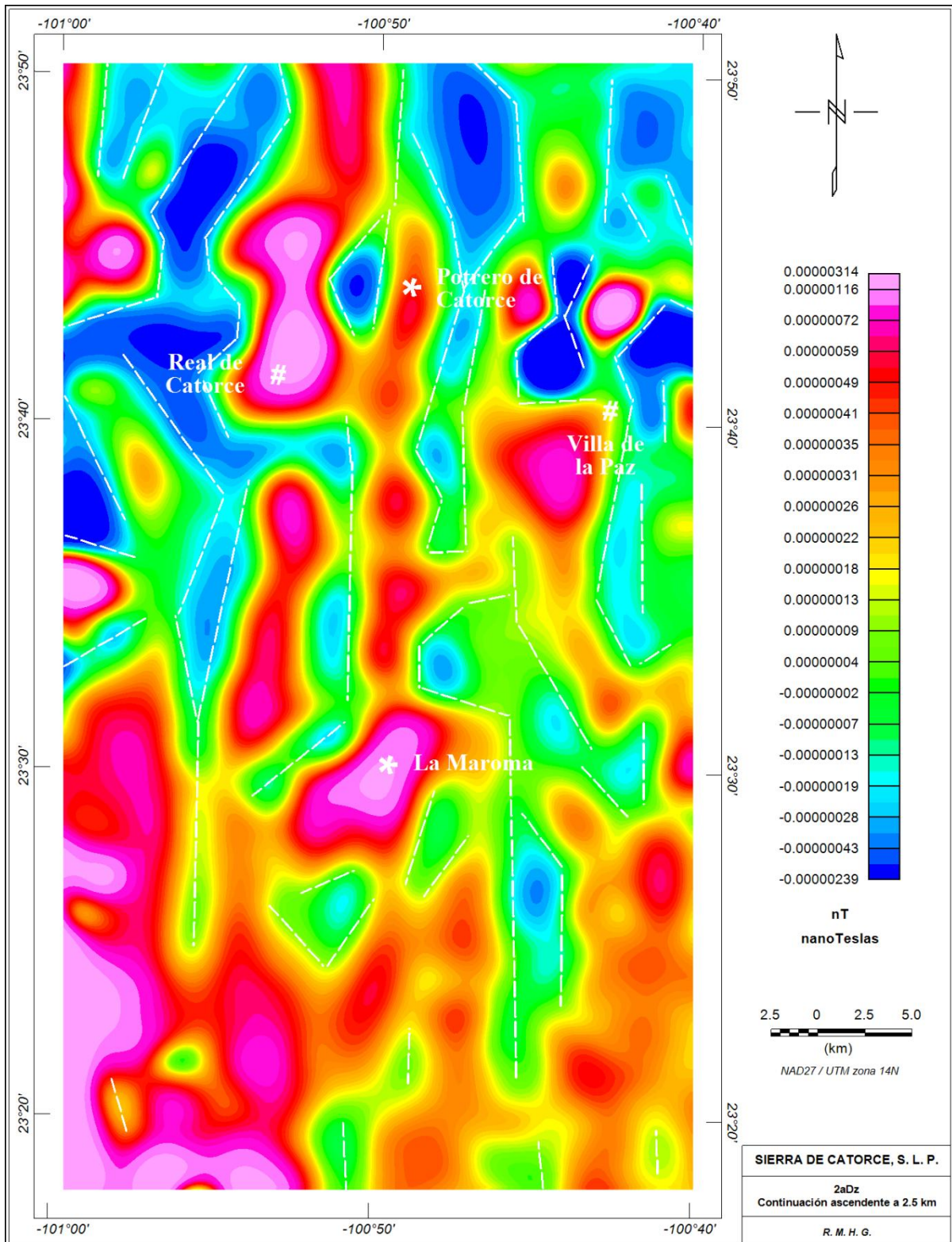


Figura 1.4. Mapa de la Segunda Derivada Vertical con continuación ascendente a 2.5 km, con marcación de lineamientos. Fueron ubicadas las localidades de Real de Catorce y Villa de la Paz como referencia (#), así como los intrusivos de interés (*).

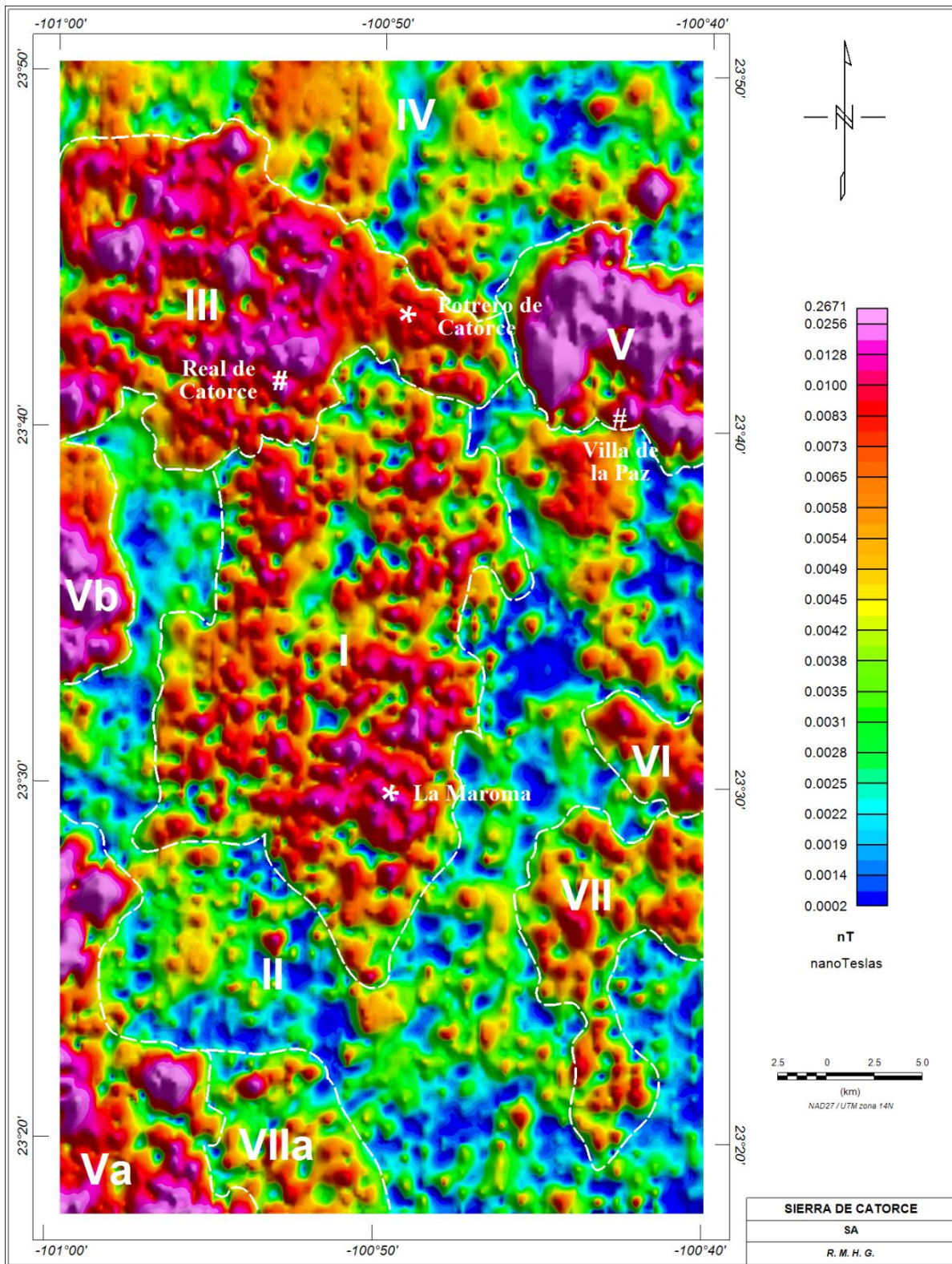


Figura 1.5. Mapa de la Señal Analítica con delimitación de dominios y subdominios aeromagnéticos. Las localidades de Real de Catorce y Villa de la Paz están ubicadas como referencia (#), así como los intrusivos (*).

Los DAM son zonas que presentan características similares de longitud y amplitud de onda, indicando que tienen fuentes generadoras de anomalías magnéticas, caracterizadas por tener susceptibilidades similares. La definición de los DAM tiene como base la relación matemática que es derivada de la Ley de Coulomb y es la más importante en la prospección magnética ($I=kH$), indicando que la intensidad de magnetización (I) es directamente proporcional a la fuerza del campo magnético (H), y esa constante de proporcionalidad es la susceptibilidad magnética (k), que es característica de cada tipo de roca, si partimos de que la H es prácticamente la misma para una misma zona, la variación de I es porque la k es diferente y de ahí que puedan agruparse y diferenciarse zonas con k similares, que son definidos como Dominios Aeromagnéticos (DAM) (López-Loera, 2011).

Los DAM pueden estar constituidos por una o varias unidades geológicas. Las asociaciones geológicas fueron realizadas con base a las cartas geológico-mineras F14A14, F14A24 y F14A34 patrocinadas por el SGM. Los DAM definidos fueron siete, así como tres subdominios aeromagnéticos. Al oriente del mapa sobresale el DAM V, relacionado con el Distrito Minero Santa María de la Paz, así como los subdominios Va ubicado en el extremo suroeste y el Vb localizado en la porción poniente. Otros DAM que también sobresalen son el I, ubicado en la parte central del mapa, y que contiene el Distrito Minero La Maroma y el intrusivo del mismo nombre, y el III que es localizado en la porción norte, y abarca el Distrito Minero Real de Catorce y el Intrusivo Potrero de Catorce. La intensidad magnética de los DAM fue medida mediante perfiles sobre el mapa del CMRP con orientación este a oeste, las variaciones son mencionadas en las descripciones de los DAM.

En los DAM I y III aflora en la parte poniente limo y grava, seguido hacia el oriente de conglomerado polimíctico (del Paleógeno), dentro del cual hay afloramientos muy variados e irregulares debido al gran fallamiento que existe en la zona. Estos afloramientos varían desde

metasedimentos del Triásico (las rocas más antiguas que afloran en la Sierra de Catorce), rocas metavolcánicas del Jurásico Medio, así como depósitos de caliza y asociaciones variadas de limolita-arenisca, limolita-marga, marga-lutita, caliza-lutita, lutita-marga, arenisca calcárea, caliza-lutita y lutita-arenisca; así como conglomerado polimíctico del Jurásico Medio, estos depósitos varían en edad del Jurásico medio al Cretácico superior. También, afloramientos de rocas basálticas e intrusivas de composición granodiorítica y riolítica del Paleógeno están presentes. El rango de la variación de la intensidad magnética para el DAM I es de 338 a 360 nT, estos altos magnéticos están relacionados con el Distrito Minero La Maroma y con el intrusivo de interés del mismo nombre. El DAM III tiene una variación de la intensidad magnética de 317 a 353 nT, ubicándose el alto magnético en la zona del Distrito Minero Real de Catorce, a este DAM pertenece el intrusivo de interés Potrero de Catorce.

El DAM II es uno de los dominios de mayor área, contiene afloramientos de conglomerado polimíctico y aluvión, la parte oriental del dominio está asociada a un gran afloramiento N-S de caliza del Cretácico superior y conglomerado polimíctico del Paleógeno, en la parte central y poniente están ubicados depósitos de limo-grava, aluvión, conglomerado polimíctico del Paleógeno, así como rocas cretácicas constituidas por calizas, caliza-lutita, y pequeños afloramientos de basalto. La intensidad magnética abarca de 334 a 344 nT.

El DAM IV comprende la parte baja del norte de la Sierra de Catorce, en las zonas de menor relieve afloran limo, grava y conglomerado policmítico del Paleógeno, y en la áreas ascendentes de la sierra afloran rocas metavolcánicas del Jurásico medio, depósitos de caliza y asociaciones variadas de limolita-arenisca, limolita-marga, marga-lutita, caliza-lutita, lutita-marga, arenisca calcárea, caliza-lutita y lutita-arenisca; y conglomerado polimíctico del Jurásico medio, los depósitos varían en edad del Jurásico medio-Cretácico superior. La intensidad magnética es de 323 a 344 nT, el alto magnético está en el centro de la anomalía.

En el DAM V, en la porción oriental como en el extremo occidental, afloran aluvión y conglomerado policrístico del Paleógeno, además este DAM cuenta con afloramientos de intrusivo de composición granodiorítica y cuarzomonzónica de edad Paleógeno a los que están relacionados los altos magnéticos, así como de arenisca calcárea, caliza-lutita del Cretácico superior y pequeños afloramientos de basalto. La intensidad magnética varía de 312 a 398 nT. El área del subdominio aeromagnético Va presenta litología similar al DAM V, predominando los afloramientos de aluvión y conglomerado policrístico del Paleógeno En el subdominio aeromagnético Vb está expuesto principalmente aluvión, y localmente conglomerado polimístico en el extremo oriental. La variación de la intensidad magnética del subdominio Va varía de 340 a 363 nT, y la del Vb de 341 a 375 nT.

El DAM VI presenta una intensidad magnética de 335 a 346 nT, en este dominio afloran rocas de limo-grava y aluvión, presenta una ventana alargada de caliza con orientación N-S y conglomerado polimístico del Paleógeno.

La porción oriental del DAM VII está asociada a un gran afloramiento N-S de caliza Cretácica y conglomerado polimístico del Paleógeno, en la parte central y poniente con depósitos de limo-grava con afloramientos menores de caliza y conglomerado polimístico del Paleógeno. La intensidad magnética tiene una variación de 334 a 345 nT. El subdominio VIIa está asociado con afloramientos de caliza, caliza-lutita, conglomerado polimístico del Paleógeno y aluvión, la intensidad magnética tiene rango de 327 a 345 nT.

Los lineamientos observados en el mapa de la 2aDz con continuación ascendente a 2.5 km ayudan a confirmar el patrón N-S de zonas de debilidad, que siguieron los intrusivos durante el emplazamiento. Los DAM permiten ubicar dos fuentes principales de las anomalías que están presentes en el área analizada. La primera y más sobresaliente está relacionada con los

intrusivos ubicados en el Distrito Minero Santa María de la Paz. La segunda es la fuente común para el intrusivo ubicado en el Distrito Minero Real de Catorce y el intrusivo de interés Potrero de Catorce definidos dentro de un mismo DAM, así como del Intrusivo La Maroma que aunque quedó ubicado en un DAM diferente, las características aeromagnéticas son muy semejantes.

1.2. Características petrográficas de los intrusivos

1.2.1. Intrusivo de la Zona Real de Catorce-Potrero de Catorce

Roca de textura porfirítica, con fenocristales de feldespato color blanco de hasta 3 cm de largo y de cuarzo traslucido que alcanzan 0.6 cm. La matriz es de color gris verdoso, lo que le da un tono gris verdoso moteado a la roca en superficie fresca (Figura 1.6).



Figura 1.6. Muestras de mano del Intrusivo Potrero de Catorce.

En lámina delgada, la roca presenta textura holocristalina, los fenocristales de cuarzo son anhedrales (ojos de cuarzo), con textura de reabsorción y fracturamiento irregular, están subredondeados, la proporción de fenocristales de cuarzo alcanza el 20-25%. La plagioclasa (oligoclasa y andesina) está presente en fenocristales subhedrales, parcialmente alteradas a

sericita, y en una proporción de 40-45%. El feldespato potásico (ortoclasa) está representado por fenocritales subhedrales a anhedrales, de parcial a totalmente alterados a sericita, corresponden a un 20-25%. La roca contiene minerales máficos como son hornblenda y biotita (5-8%), y circón como mineral accesorio. La matriz es microcristalina compuesta básicamente por feldespato, cuarzo y máficos cloritizados (Figura 1.7).

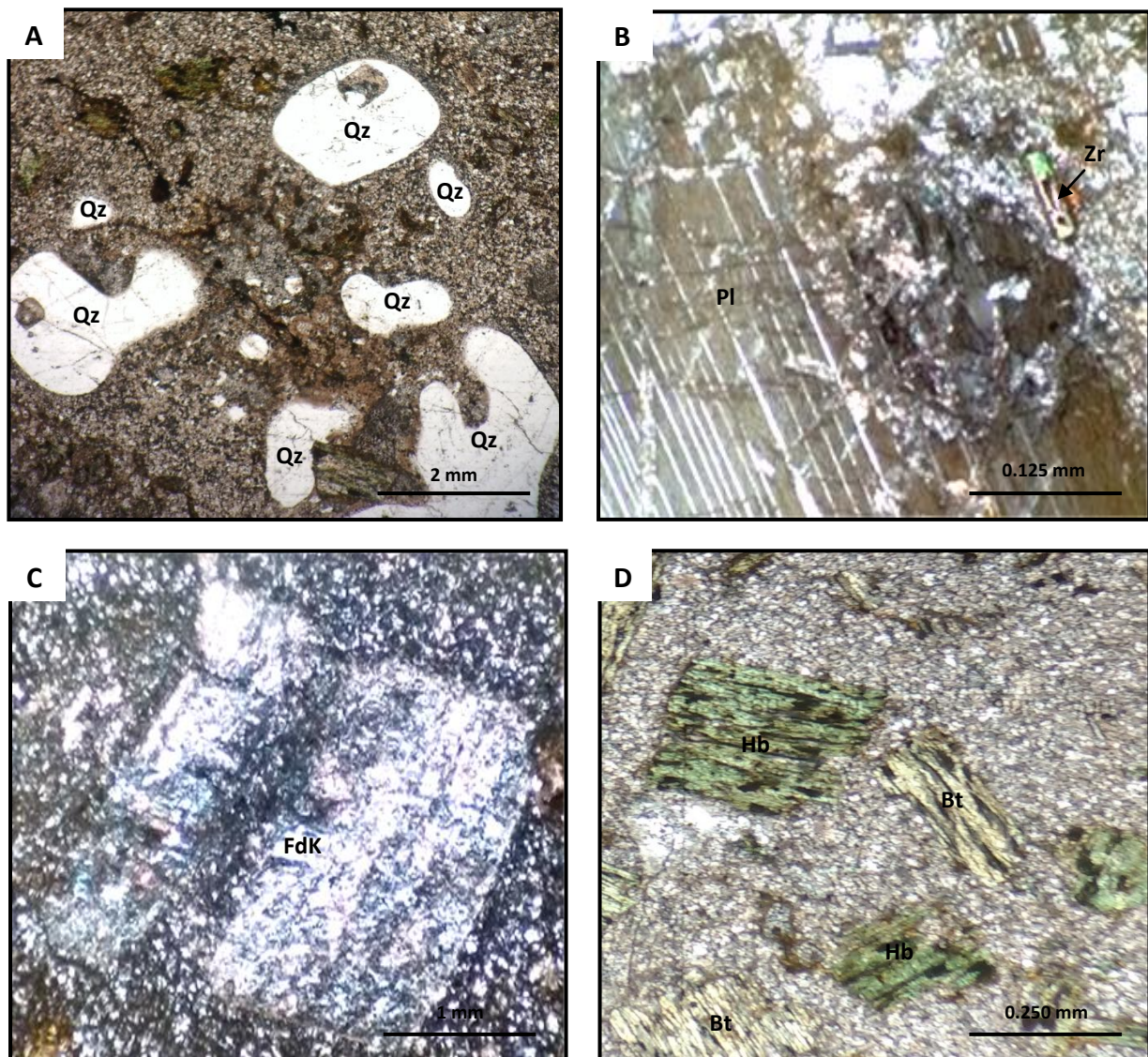


Figura 1.7. Fotomicrografías del Intrusivo Potrero de Catorce. A. Ojos de cuarzo (Qz) (luz plana polarizada, X5). B. Cristales de plagioclasa (Pl) parcialmente seritizados y cristal de circón (Zr) como mineral accesorio (nicoses cruzados, X10). C. Cristal de feldespato potásico (FdK) seritizado (luz plana polarizada, X5). D. Cristales de hornblenda (Hb) y biotita (Bt) cloritizados (luz plana polarizada, X10).

Xenolito

En la muestra del Intrusivo Potrero de Catorce fue encontrado un xenolito correspondiente a una roca porfirítica, holocristalina, con algunos fenocristales de cuarzo traslucido <0.5 cm, así como feldespatos color blanco de hasta 1 cm. El color de la roca es gris con tonalidad verdosa en superficie fresca.

En lámina delgada (Figura 1.8), pueden observarse pequeños cristales subhedrales a anhedrales de plagioclasa y feldespato, estos presentan sericita, las proporciones son del 35-40% y 40-45% respectivamente, también fueron observados minerales máficos parcialmente alterados a clorita (hornblenda y biotita), están presentes de un 15-20%. El cuarzo está presente en pequeñas cantidades <5% en cristales anhedrales, subredondeados y con textura de reabsorción.

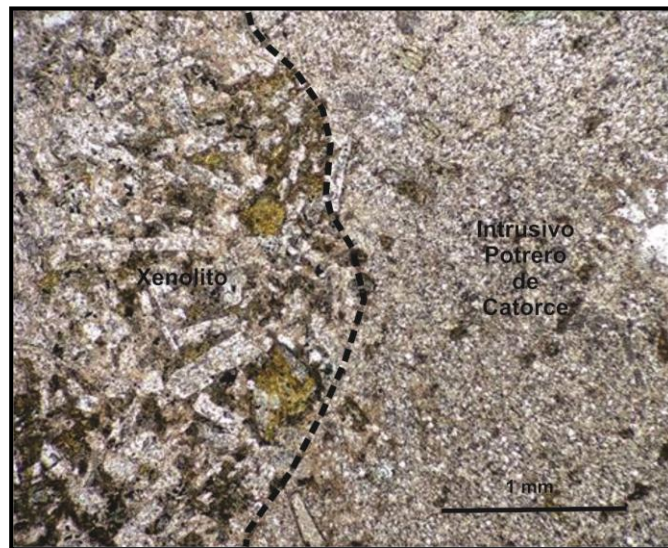


Figura 1.8. Fotomicrografía mostrando el contacto entre el Intrusivo Potrero de Catorce y el xenolito (luz plana polarizada, X5).

1.1.2. Intrusivo de la Zona La Maroma - San Bartolo

Roca que muestra textura porfirítica, incluye fenocristales color blanco de feldespato que alcanzan los 3 cm y de cuarzo traslucido <1 cm. La roca presenta pequeños cristales de pirita <2 mm. La matriz es color gris verdoso en superficie fresca, con ligera tonalidad amarillo ocre en superficie intemperizada.

En lámina delgada, la roca es holocristalina, con fenocristales de cuarzo en forma anhedral, subredondeada, con fracturamiento irregular y textura de reabsorción (ojos de cuarzo), la proporción de fenocristales de cuarzo alcanza el 20 al 25%. La plagioclasa ocurre como fenocristales subhedrales a anhedrales, por lo general alterados a sericita, y en proporción de 40-45%. El feldespato potásico (ortoclasa) está presente en fenocristales de forma subhedral a anhedral, totalmente alterados a sericita, y corresponde a una proporción de 20-25%. La roca contiene minerales máficos muy cloritizados como hornblenda y biotita en ~5%, y circón y pirita como mineral accesorio. La matriz es microcristalina compuesta básicamente por feldespato, cuarzo y máficos cloritizados (Figura 1.9).

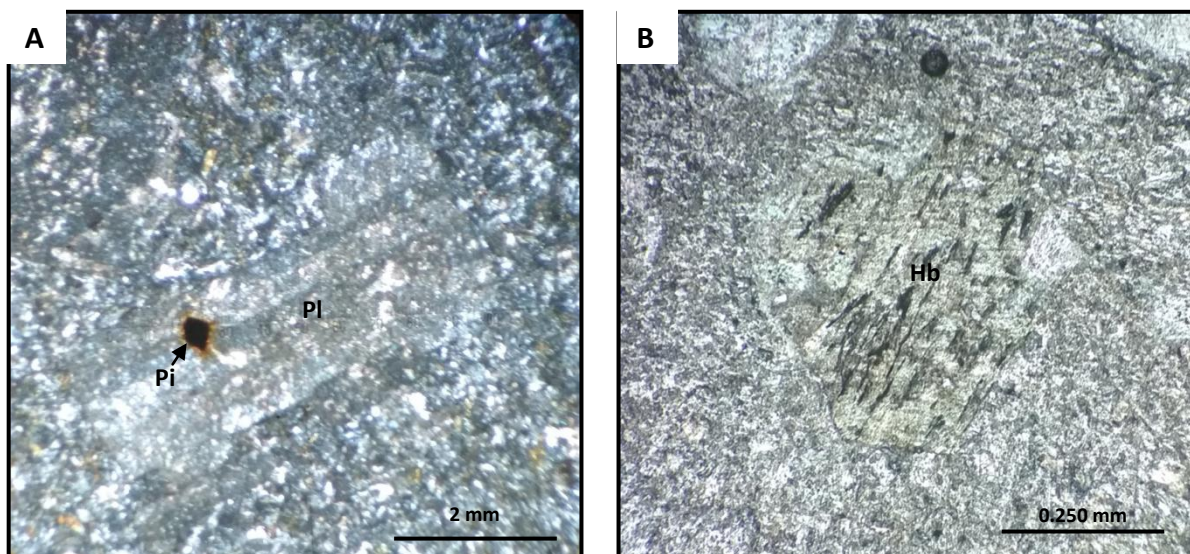


Figura 1.9. Fotomicrografías del Intrusivo La Maroma (luz plana polarizada, X5). A. Cristal de plagioclasa muy sericitizado que contiene un cristal de pirita (Pi). B. Cristal de hornblenda (Hb) cloritizado.

2. GEOQUÍMICA

El estudio geoquímico de las muestras correspondientes a los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma, así como de un xenolito encontrado en el Intrusivo Potrero de Catorce, está basado en los resultados de los análisis realizados en roca total de elementos mayores, elementos traza y tierras raras (REE). Las muestras fueron analizadas en el laboratorio ACTLABS (*Activation Laboratories, Ltd.*), en Ontario, Canadá. Cabe mencionar que las muestras analizadas al igual que las rocas presentes en el área de estudio, están altamente intemperizadas.

2.1. Procedimiento analítico

La medición de elementos mayores fue realizada con el método ICP-OES (acoplamiento de plasma por inducción con espectrometría por emisión óptica), fundiendo la muestra con meta/tetraborato de litio. Para los elementos traza la muestra fundida fue diluida y medida con el método ICP/MS (espectrometría de masa con plasma acoplado por inducción).

Elementos Mayores

La composición de los elementos mayores fueron recalculados al 100% en base anhidra para graficar los diagramas de clasificación geoquímica, calculándose también los minerales normativos CIPW (Tabla 2.1).

Elementos Traza y Tierras Raras (REE)

Los resultados obtenidos del análisis químico en roca total por elementos traza y tierras raras (REE) son mostrados en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1. Resumen de elementos mayores, elementos traza y tierras raras (REE) de las muestras analizadas.

Muestra	RC 15-1a	RC 15-1b	MRM 15
Localización	Potrero de Catorce	Potrero de Catorce	La Maroma
Latitud (N)	23°43'55"	23°43'55"	23°30'50"
Longitud (W)	100°50'15"	100°50'15"	100°49'33"
Edad (Ma)	-	48.64 ± 0.8	40.8 ± 0.3
<i>Elementos mayores al 100% anhidros (% peso) (calculados con el programa SINCLAS)</i>			
SiO ₂	60.73	69.58	68.92
TiO ₂	1.01	0.49	0.59
Al ₂ O ₃	16.25	15.36	15.48
Fe ₂ O ₃	2.35	1.52	1.63
FeO	2.89	1.54	1.72
MnO	0.10	0.06	0.06
MgO	3.07	1.51	2.03
CaO	6.34	2.98	2.68
Na ₂ O	3.56	3.03	2.50
K ₂ O	3.43	3.82	4.23
P ₂ O ₅	0.27	0.14	0.17
Total	100.00	100.00	100.00
<i>Minerales normativos CIPW (calculados con el programa SINCLAS)</i>			
<i>Qz</i>	11.156	28.714	29.471
<i>Or</i>	20.241	22.551	24.968
<i>Ab</i>	30.082	25.622	21.171
<i>An</i>	18.266	13.882	12.198
<i>C</i>	-	01.156	2.323
<i>Di</i>	9.104	-	-
<i>Hy</i>	5.197	04.627	6.004
<i>Mt</i>	3.407	02.201	2.362
<i>Il</i>	1.920	00.934	1.113
<i>Ap</i>	0.626	00.313	0.389
<i>Elementos traza (ppm)</i>			
Ag	0.6	<0.5	0.7
As	<5.0	<5.0	12.0
Ba	634.0	774.0	1324.0
Be	4.0	3.0	3.0
Bi	<0.4	<0.4	<0.4
Co	14.0	7.0	7.0
Cr	150.0	80.0	50.0
Cs	8.3	7.4	5.8
Cu	20.0	<10.0	10.0
Ga	18.0	17.0	18.0
Ge	1.0	1.0	<1.0

Continúa en la siguiente página

Tabla 2.1. Continuación

Muestra	RC 15-1a	RC 15-1b	MRM 15
Localización	Potrero de Catorce	Potrero de Catorce	La Maroma
Latitud (N)	23°43'55"	23°43'55"	23°30'50"
Longitud (W)	100°50'15"	100°50'15"	100°49'33"
Edad (Ma)	-	48.64 ± 0.8	40.8 ± 0.3
Hf	5.3	4.6	5.0
In	<0.2	<0.2	<0.2
Mo	<2.0	<2.0	<2.0
Nb	9.0	8.0	8.0
Ni	40.0	<20.0	<20.0
Pb	18.0	22.0	19.0
Rb	125.0	130.0	176.0
Sb	3.8	1.2	2.0
Sc	13.0	7.0	9.0
Sn	3.0	4.0	2.0
Sr	377.0	306.0	213.0
Ta	0.7	1.3	1.0
Th	8.1	14.0	15.2
Tl	0.8	0.8	1.7
U	3.9	5.5	4.7
V	110.0	54.0	61.0
W	8.0	4.0	5.0
Y	22.0	22.0	29.0
Zn	70.0	40.0	60.0
Zr	221.0	173.0	205.0
<i>Elementos de tierras raras (REE) (ppm)</i>			
La	35.10	31.20	59.30
Ce	71.60	63.10	85.00
Pr	8.48	7.11	11.90
Nd	33.00	25.20	43.30
Sm	6.30	4.90	7.60
Eu	1.59	0.97	1.35
Gd	5.20	4.20	6.30
Tb	0.70	0.60	0.90
Dy	4.00	3.50	4.60
Ho	0.70	0.70	0.90
Er	2.00	1.90	2.20
Tm	0.27	0.28	0.30
Yb	1.80	1.80	1.80
Lu	0.26	0.28	0.26

Las muestras analizadas presentaban intemperismo. Programa SINCLAS (Verma *et al.*, 2002).

2.2. Resultados

La clasificación de las rocas analizadas fue realizada mediante el diagrama binario TAS (*Total Alcalis vs. Silice*) propuestos por Middlemost (1994), al que le fue añadida la línea que divide los campos alcalino y subalcalino propuesto por Irvine y Baragar (1971) (Figura 2.1A) y el diagrama TAS de Cox *et al.* (1979) (Figura 2.1B). En los diagramas pudo observarse que las muestras correspondientes a los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma quedan comprendidas en el campo de la granodiorita, mientras que la muestra del xenolito corresponde a una monzonita. Las tres muestras están ubicadas en el dominio subalcalino. Para fines comparativos fueron graficados los datos reportados por Mascuñano *et al.* (2013) correspondientes a muestras de intrusivos de la Sierra de Catorce (Tabla 2.2). La mayoría de las muestras comparativas fueron clasificadas en el campo de las granodioritas. En general, las muestras presentan una ligera tendencia de evolución magmática (granodiorita-granito).

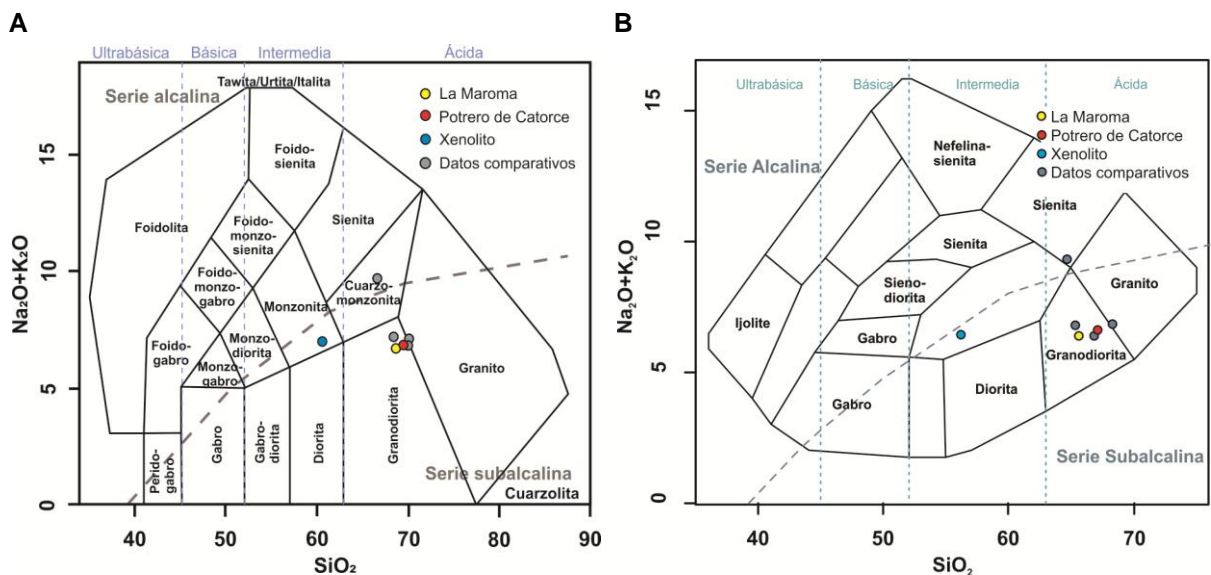


Figura 2.1. Diagramas de clasificación TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2) de las muestras analizadas. A. Diagrama de Middlemost (1994). B. Diagrama propuesto por Cox *et al.* (1979). Los círculos color gris corresponden a muestras de los intrusivos de la Sierra de Catorce, reportadas por Mascuñano *et al.* (2013).

Tabla 2.2. Datos reportados por Mascuñano *et al.* (2013) para afloramientos de los intrusivos de la Sierra de Catorce. Elementos mayores, elementos traza y tierras raras (REE).

Muestra	ARG	VMP-16 borehole	VMS-34 borehole	MAR
Localización	Rancho Los Alamaritos	Real de Catorce	Real de Catorce	La Maroma
Latitud (°N)	23.6090	23.6836	23.68312	23.5143
Longitud (°W)	100.8584	100.8668	100.86922	100.8283
Edad (Ma)	44.6 ± 0.8	41.8 ± 0.4	42.5 ± 0.3	40 ± 0.3
Elementos mayores % peso				
SiO ₂	68.33	64.68	65.34	66.81
TiO ₂	0.42	0.59	0.48	0.51
Al ₂ O ₃	15.28	14.87	14.71	13.87
Fe ₂ O ₃	2.52	3.26	3.00	3.15
MnO	0.04	0.22	0.07	0.05
MgO	1.52	1.90	1.78	1.66
CaO	2.60	1.85	2.99	2.40
Na ₂ O	3.49	0.13	0.97	2.39
K ₂ O	3.37	9.22	5.81	4.02
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.15	0.16
LOI	2.54	2.99	5.09	3.73
Total	100.25	99.86	100.36	98.75
Elementos traza (ppm)				
B	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	966.0	6683.6	846.0	687.3
Be	3.9	1.1	2.2	4.0
Co	4.9	7.5	9.5	7.9
Cr	44.0	52.9	113.4	41.9
Cs	33.8	7.7	8.2	6.4
Cu	9.1	21.1	14.8	25.7
Ga	20.1	17.1	16.9	19.2
Hf	4.1	5.4	3.8	3.3
Li	33.8	31.4	38.3	47.2
Mo	2.0	1.7	11.1	2.0
Nb	11.0	12.1	10.7	12.5
Ni	17.5	16.8	83.6	25.9
Pb	32.0	11.3	36.8	25.5
Rb	135.1	314.8	197.3	162.5
Sb	3.0	10.0	25.3	3.2
Sc	5.4	10.5	6.5	8.2
Sn	3.0	3.0	4.1	3.8
Sr	607.6	348.1	220.1	204.4
Ta	1.1	1.1	1.2	1.4

Continúa en la siguiente página

Tabla 2.2. Continuación

Muestra	ARG	VMP-16 borehole	VMS-34 borehole	MAR
Localización	Rancho Los Alamaritos	Real de Catorce	Real de Catorce	La Maroma
Latitud (°N)	23.6090	23.6836	23.68312	23.5143
Longitud (°W)	100.8584	100.8668	100.86922	100.8283
Edad (Ma)	44.6 ± 0.8	41.8 ± 0.4	42.5 ± 0.3	40 ± 0.3
Th	11.1	13.4	11.1	12.7
Tl	2.8	7.2	3.5	2.0
U	5.4	4.3	4.8	5.7
V	43.2	58.7	52.4	55.7
W	1.7	1.7	2.8	2.2
Y	16.2	18.8	16.5	51.0
Zn	45.6	122.6	193.5	143.0
Zr	152.3	211.5	141.3	119.0
<i>Elementos de tierras raras (REE) (ppm)</i>				
La	32.5	33.7	25.2	57.9
Ce	58.1	66.2	49.9	120.6
Pr	7.5	8.0	6.1	16.7
Nd	26.8	29.1	22.4	65.2
Sm	4.9	5.6	4.4	13.5
Eu	1.2	1.9	1.0	2.6
Gd	3.9	4.6	3.8	12.4
Tb	0.6	0.7	0.6	1.7
Dy	3.0	3.5	3.0	8.7
Ho	0.6	0.7	0.6	1.5
Er	1.5	1.8	1.5	3.7
Yb	1.4	1.7	1.5	2.7
Lu	0.2	0.2	0.2	0.4

*Fe₂O₃ como hierro total; óxidos de elementos mayores en % peso, elementos traza en ppm.

Para corroborar la clasificación de las rocas, fueron graficados adicionalmente los diagramas binarios Zr/TiO₂ vs. SiO₂ y Nb/Y vs. Zr/TiO₂ propuestos por Winchester y Floyd (1977) (Figura 2.2). Al comparar la clasificación de las rocas analizadas en estos diagramas se pudo observar que existe congruencia con la clasificación obtenida en los diagramas TAS de Middlemost (1994) y Cox *et al.* (1979). En los cuatro diagramas de clasificación de rocas utilizados, las muestras correspondientes a los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma

fueron ubicadas en el campo de la granodiorita. La muestra perteneciente al xenolito fue ubicada en el campo de la monzonita, presentando tendencia al campo de la diorita en todos los diagramas, a excepción del diagrama de clasificación Nb/Y vs. Zr/TiO₂, donde el xenolito fue clasificado como diorita. Las muestras comparativas en el diagrama Zr/TiO₂ vs. SiO₂ todas quedaron intrínsecas en el campo de la granodiorita, mientras que en el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ la mayoría fue ubicada en el límite de la granodiorita-monzonita.

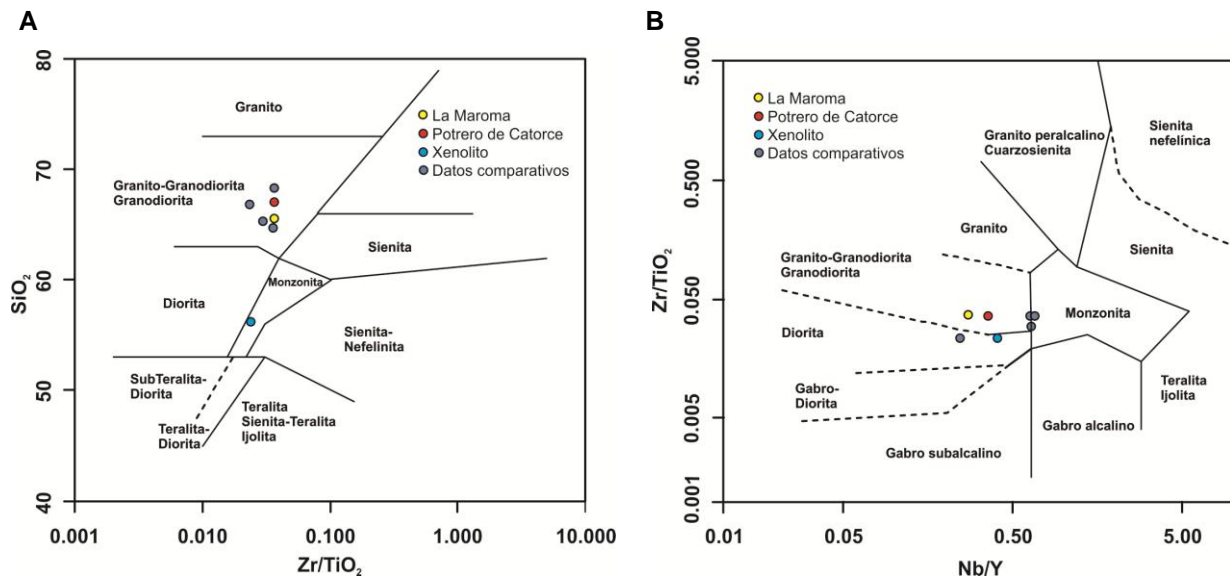


Figura 2.2. Diagramas binarios de clasificación de rocas con base a elementos mayores y elementos traza propuestos por Winchester y Floyd (1977). A. Diagrama Zr/TiO₂ vs. SiO₂. B. Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂. Los círculos color gris corresponden a muestras de los intrusivos de la Sierra de Catorce, reportadas por Mascuñano *et al.* (2013).

De acuerdo al diagrama K₂O vs. SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976), (Figura 2.3), todas las muestras corresponden a la serie calcialcalina rica en potasio, y en el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) están ubicadas en el campo calcialcalino, ambos diagramas muestran una tendencia creciente hacia los álcalis.

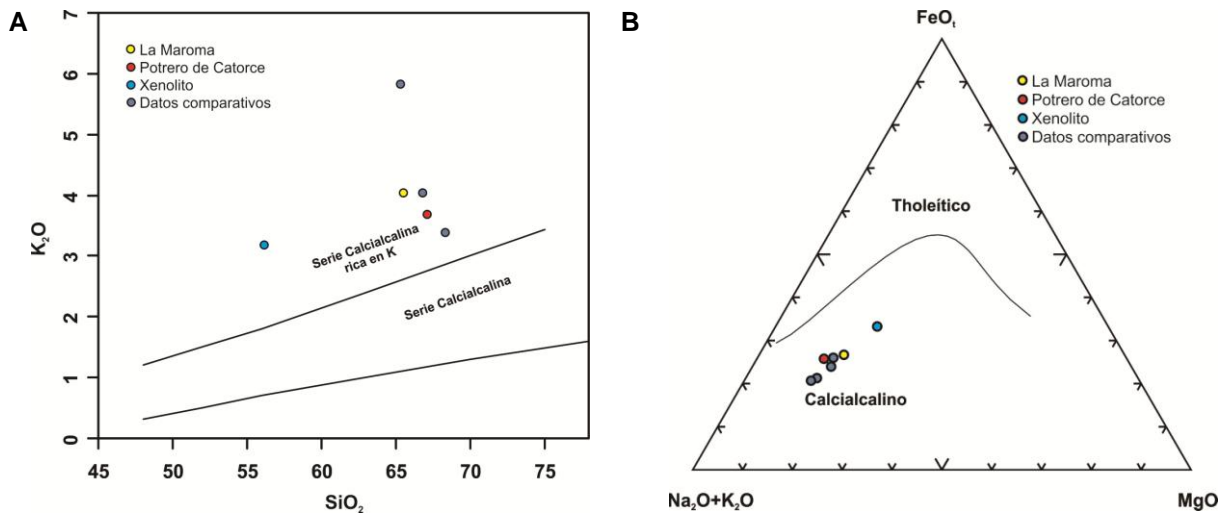


Figura 2.3. A. Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976). B. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971). Los círculos color gris corresponden a muestras de los intrusivos de la Sierra de Catorce, reportadas por Mascuñano *et al.* (2013).

Al generar los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Pearce *et al.* (1984), (Figura 2.4), puede observarse que las muestras de los intrusivos de interés, así como la del xenolito, corresponden al campo de granitoides de arco volcánico; muy próximos a la frontera de granitoides sincolisionales, sugiriendo un magma generado en el manto con contaminación cortical. De igual manera, la mayoría de las muestras comparativas quedaron clasificadas como granitoides de arco volcánico.

Los diagramas de clasificación de granitoides de Frost *et al.* (2001), donde puede observarse en el diagrama $FeO_{total}/(FeO_{total}+MgO)$ vs. SiO_2 (Figura 2.5A), muestran que todas las muestras corresponden al campo de granitoides magnesianos, con un índice de hierro Fe^* [$=FeO_{total}/(FeO_{total} +MgO)$] entre 0.61 y 0.65 para las muestras de interés, y de 0.59 a 0.63 para las muestras comparativas, correspondiendo todas a granitoides cordilleranos. En el diagrama MALI (*Modified Alkali-Lime Index*) (Figura 2.5B) las muestras de los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma fueron ubicadas en el campo cálcico-alcálico, a diferencia del xenolito que fue ubicado en el campo alcalino-cálcico. La mayoría de las muestras

comparativas fueron ubicadas en el campo cálcico-alkalino. En el diagrama ASI (*Aluminium Saturation Index*) $[(A/CNK): (Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O) \text{ vs. } (A/NK)]$ puede observarse que las muestras de los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma están en el campo de rocas peraluminosas con valores de 1.07 a 1.16, a diferencia del xenolito que está en el campo de las metaluminosas con un valor de 0.08. Las muestras comparativas abarcan valores ASI entre 1.06 y 1.12 clasificándose como peraluminosas.

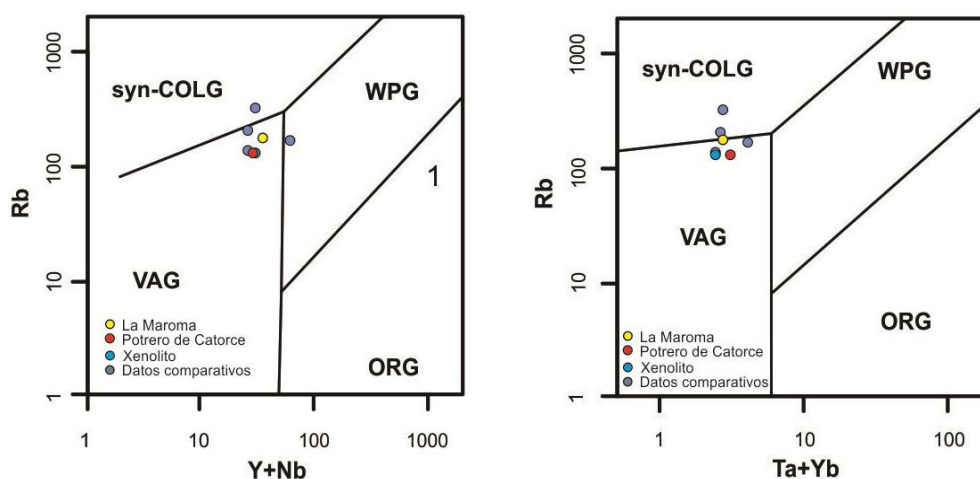


Figura 2.4. Diagramas de discriminación tectónica (Pearce *et al.*, 1984). Los círculos color gris corresponden a muestras de los intrusivos de la Sierra de Catorce, reportadas por Mascuñano *et al.* (2013). Tipos de granitoides: Syn-COLG: sincolisionales. WPG: intraplaca. VAG: de arco volcánico. ORG: de dorsales oceánicas.

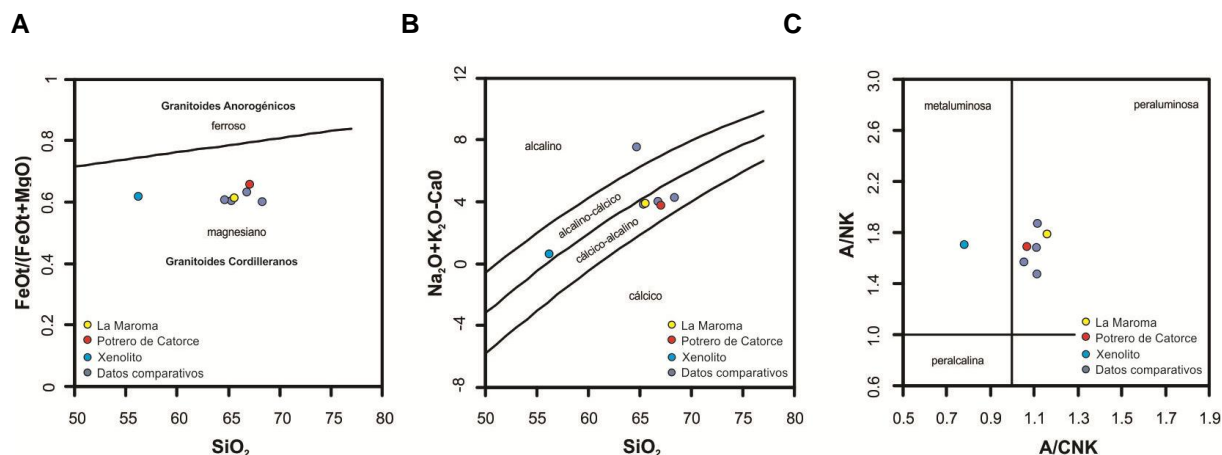


Figura 2.5. Diagramas de clasificación de granitoides (Frost *et al.*, 2001). Los círculos color gris corresponden a muestras de los intrusivos de la Sierra de Catorce, reportadas por Mascuñano *et al.* (2013). A. Diagrama $FeO_{total}/(FeO_{total}+MgO)$ vs. SiO_2 . B. Diagrama MALI. C. Diagrama ASI.

Además, diagramas de REE y multielementos tipo *spider* (Figura 2.6) fueron utilizados normalizando a Condrita y a Manto Primitivo empleando los valores de Sun y McDonough (1989). En ambos diagramas es posible observar que las muestras analizadas presentan patrones muy semejantes, apreciándose una ligera afinidad mayor entre los intrusivos de interés.

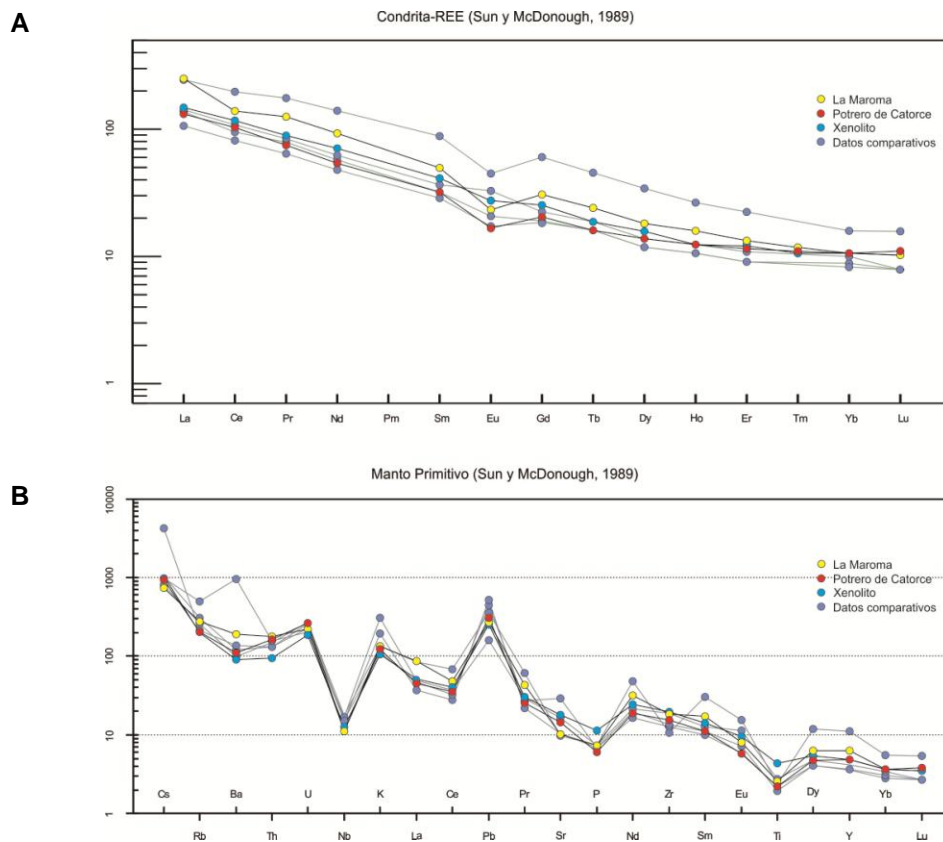


Figura 2.6. A. Diagrama de REE normalizado a condrita, B. Diagrama de multielementos normalizado a manto primitivo.

De acuerdo a sus características geoquímicas y con base en los elementos mayores, las muestras pertenecientes a los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma fueron clasificadas como granodiorita, de composición ácida, ubicadas en el campo subalcalino (Figuras 2.1 y 2.2), correspondiendo a la serie calcialcalina (Figura 2.3B) pudiendo asociarse a un ambiente

de subducción. En relación a la muestra del xenolito del Intrusivo Potrero de Catorce, que fue clasificada como monzonita (Figura 2.1 y 2.2A), composición intermedia, y ubicada en el campo subalcalino, correspondiendo a la serie calcialcalina (Figura 2.3B). Las cantidades altas de K pueden estar relacionadas a la incorporación de K hidrotermal, característico de plutones productores. De acuerdo a las relaciones de $Rb/(Y+Nb)$ y $Rb/(Ta+Yb)$ las muestras de los intrusivos de interés como la del xenolito corresponden a un ambiente tectónico de arco volcánico (Figura 2.4) con tendencia al ambiente sincolisional, sugiriendo que pueden corresponder a granitoides de arco volcánico continental. El tipo de granitoides de las tres muestras es magnesiano correspondiente al tipo cordillerano (Figura 2.5A), presentando una relación de $FeO/(FeO + MgO) < 0.7$. En el caso de los intrusivos Potrero de Catorce y La Maroma son de carácter cálcico-alkalino (Figura 2.5B) pudiendo correlacionarse con granitoides tipo I poscolisionales; y saturados en alúmina ubicados en la serie peraluminosa (Figura 2.5C), confirmándose por la presencia de corindón como mineral normativo; en relación al índice de saturación de alúmina ($ASI = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ molar), el Intrusivo Potrero de Catorce presenta un valor de 1.07 y el Intrusivo La Maroma de 1.16. Por otra parte, el xenolito es de carácter alcalino-cálcico (Figura 2.5B) y corresponde a la serie metaluminosa (Figura 2.5C), siendo congruente con la presencia de diópsido dentro de los minerales normativos, con valor ASI de 0.08. Considerando el valor de referencia del parámetro ASI reportado por Chappel y White (1992) para determinar si los granitoides eran de tipo I (<1.1) o tipo S (>1.1), para las rocas del cinturón plegado Lachlan de Australia, la muestra del xenolito queda clasificada como granitoide tipo I, mientras que las muestras de los intrusivos de interés se ubican en la zona de transición entre los granitoides tipo I y los tipo S, pero con base en las características presentadas por las muestras en los esquemas de clasificación de Frost *et al.* (2001); además del contenido de hornblenda y biotita, y la

ausencia de moscovita, pueden ser clasificadas como granitoides tipo I, de un régimen de subducción, con asimilación de material cortical. En relación a las REE y multielementos graficados en los diagramas tipo *spider* de Sun y McDonough (1989) puede observarse que en los patrones de REE normalizados a condrita las muestras analizadas presentan enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), con una ligera anomalía negativa en el Eu y un patrón semi-horizontal hacia las tierras raras pesadas (HRRE), esto es característico de magmas relacionados a procesos de subducción. En el diagrama de REE y multielementos normalizados a Manto Primitivo las tres muestras presentan marcado enriquecimiento de Cs y Pb, así como anomalías negativas de Nb, P y Ti (Figura 2.7C) sugiriendo una relación a un ambiente de subducción (Pearce *et al.*, 1984, 1990; Mascuñano *et al.*, 2013). El enriquecimiento relativo de Th, Rb y U puede interpretarse como el resultado de la combinación de los procesos de asimilación con cristalización fraccionada (Wilson, 1989; Rollinson, 1993, Mascuñano *et al.*, 2013). El patrón general de REE y multielementos que presentan puede relacionarse con los patrones característicos de magmas formados en un ambiente de arco volcánico continental que presentan enriquecimiento de elementos litofílicos de radio iónico grande (LILE) en relación a los elementos de alto potencial iónico (HFSE).

3. GEOCRONOLOGÍA

Existen algunas dataciones de los intrusivos que afloran en la Sierra de Catorce. Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán (1983) realizaron un fechamiento del Intrusivo Potrero de Catorce mediante el método K-Ar en plagioclasas obteniendo una edad de 53 ± 4 Ma. Mascuñano *et al.* (2013) reportaron edades isotópicas U-Pb por el método LA-ICP-MS (espectrometría de masa con plasma acoplado por inducción y ablación láser), sobre circones provenientes de intrusivos de las áreas de Real de Catorce (42.9 ± 0.5 Ma), La Maroma (40.9 ± 0.3 Ma) y Los Alamitos (44.6 ± 0.8 Ma).

En el presente trabajo la datación del Intrusivo Potrero de Catorce fue realizada con la técnica de U-Pb en circones por el método LAMC-ICP-MS (espectrometría de masa con plasma acoplado por inducción y multicolector de ablación láser).

3.1. Procedimiento analítico

Los análisis geocronológicos fueron realizados por el Dr. José Rafael Barboza Gudiño, en el Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, Tucson. El sistema utilizado para los análisis fue LAMC-ICP-MS, donde la ablación láser es desarrollada en los cristales de circón y el láser opera a una longitud de onda de 193 nm con tamaños de punto entre 10 y 75 micras. La ablación es desarrollada en una celda con una atmósfera de He donde incide el láser con una repetición a 10 Hz y una energía de salida ~ 32 mJ provocando la nebulización en el punto de análisis del circón, el punto de análisis tiene ~ 35 μm de diámetro y ~ 25 μm de profundidad. Este material nebulizado en He es transportado hacia el ICP-MS mediante un flujo de Ar. Una vez en el ICP-MS son obtenidas las mediciones de los diferentes isótopos de U, Th, Pb para cada análisis puntual realizado. El tiempo total de medición de un punto de

análisis es de ~90 s. Las concentraciones de U y Th fueron monitoreadas analizando el estándar SRM 610 glass (~460 ppm). Una vez calibrado el equipo son realizados cinco análisis del circón estándar SL-1, que es un cristal de circón natural, de Sri Lanka con una edad concordante U-Pb de 564 ± 4 Ma (2σ) obtenida mediante la técnica ID-TIMS por Gehrels (2008). Posteriormente, los circones de edad desconocida son analizados, alternando cinco circones de edad desconocida con uno del circón estándar SL-1.

3.2. Resultados

Treinta dataciones fueron realizadas por el método de U-Pb en circones, correspondientes a una muestra del Intrusivo Potrero de Catorce, con coordenadas UTM 14Q 312688,2625786; ubicado en la Sierra de Catorce, S. L. P. La interpretación de edad de cristalización fue realizada con base al diagrama de concordia de Wetherill (1956) y media ponderada, los diagramas fueron generados con el programa computacional *Isoplot* 4.15 de Ludwig (2008).

Los datos de la Tabla 3.1 corresponden a la datación de U-Pb de circones individuales por el método LAMC-ICP-MS. Cabe mencionar que de los treinta análisis realizados, dos de ellos fueron eliminados debido a que presentaban discordancia inversa. Los veintiocho análisis restantes proporcionaron rangos de edades de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ desde 420.6 ± 10.2 a 44.3 ± 0.8 Ma.

El diagrama de concordia de Wetherill (1956) generado (Figura 3.1a), muestra que veintisiete circones son concordantes, quedando una datación fuera de la media calculada. El diagrama presenta la intersección inferior en 47.4 ± 1.1 Ma, con una MSDW=3.2, para una desviación estándar 2σ .

Al generar el diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada (Figura 3.1b) mostró que de las veintiocho dataciones realizadas, veintiuna presentan concordancia en una media ponderada de 48.64 ± 0.8 Ma, un 95 % de confiabilidad y un MSWD de 1.4, para una

Tabla 3.1. LAMC-ICP-MS U-Pb en circones del Intrusivo Potrero de Catorce.

Análisis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	Relaciones isotópicas							Edades Aparentes (Ma)					
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	± (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma)	± (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb (Ma)	± (Ma)
VAR0714-1	1049	5686	4.7	18.3780	19.7	0.0550	19.7	0.0073	1.4	0.07	47.1	0.6	54.3	10.4	388.2	446.0
VAR0714-2	2710	15466	6.2	21.4952	5.2	0.0462	7.2	0.0072	5.0	0.69	46.2	2.3	45.8	3.2	24.7	124.1
VAR0714-3	1727	7316	3.6	20.7890	4.6	0.0458	4.9	0.0069	1.8	0.36	44.3	0.8	45.5	2.2	104.3	108.7
VAR0714-5	2513	9190	5.8	20.7324	3.4	0.0501	4.0	0.0075	2.2	0.55	48.4	1.1	49.6	2.0	110.7	79.6
VAR0714-6	151	3844	4.6	18.3810	9.6	0.5057	9.9	0.0674	2.5	0.25	420.6	10.1	415.6	33.8	387.8	215.8
VAR0714-7	1835	1676	1.2	20.1273	10.6	0.0529	10.7	0.0077	1.4	0.13	49.5	0.7	52.3	5.4	180.2	247.5
VAR0714-8	1870	8102	4.7	21.1653	2.6	0.0459	3.7	0.0071	2.6	0.70	45.3	1.2	45.6	1.6	61.7	63.0
VAR0714-9	2837	8844	2.5	19.8291	5.1	0.0545	5.3	0.0078	1.3	0.25	50.3	0.7	53.9	2.8	214.9	118.9
VAR0714-10	2307	12534	6.2	21.0150	3.1	0.0481	4.7	0.0073	3.5	0.75	47.0	1.6	47.7	2.2	78.7	74.2
VAR0714-11	898	4006	2.9	21.4083	6.8	0.0471	7.4	0.0073	3.0	0.41	47.0	1.4	46.7	3.4	34.4	163.1
VAR0714-12	1754	7762	3.9	21.4657	2.2	0.0444	4.1	0.0069	3.5	0.84	44.4	1.5	44.1	1.8	28.0	53.5
VAR0714-13	1381	5422	1.4	21.2108	10.5	0.0452	10.7	0.0069	2.2	0.20	44.6	1.0	44.8	4.7	56.6	251.3
VAR0714-14	3810	19148	7.8	20.5070	4.1	0.0518	4.2	0.0077	1.0	0.24	49.4	0.5	51.2	2.1	136.5	97.0
VAR0714-15	683	1872	1.8	19.8695	35.1	0.0536	35.2	0.0077	2.0	0.06	49.6	1.0	53.0	18.2	210.2	836.9
VAR0714-16	1291	4196	2.6	20.2407	3.8	0.0518	4.1	0.0076	1.7	0.40	48.8	0.8	51.3	2.1	167.1	88.7
VAR0714-17	3988	13400	5.0	19.5329	2.8	0.0524	3.6	0.0074	2.2	0.61	47.7	1.0	51.9	1.8	249.6	65.4
VAR0714-18	2463	12148	5.9	21.2079	3.5	0.0483	4.0	0.0074	1.8	0.45	47.7	0.9	47.9	1.8	56.9	84.1
VAR0714-19	1870	1474	5.4	21.1504	8.6	0.0491	12.2	0.0075	8.7	0.71	48.4	4.2	48.7	5.8	63.4	206.1
VAR0714-20	3415	25268	7.4	21.3247	2.6	0.0487	3.0	0.0075	1.5	0.51	48.4	0.7	48.3	1.4	43.8	61.6
VAR0714-21	570	784	2.2	27.3428	14.8	0.0399	14.9	0.0079	1.0	0.07	50.9	0.5	39.8	5.8	-587.9	403.7
VAR0714-22	1095	2738	3.0	18.2996	30.5	0.0550	30.7	0.0073	3.9	0.13	46.9	1.8	54.4	16.3	397.7	697.6
VAR0714-23	2811	12208	6.4	20.6920	3.4	0.0534	3.7	0.0080	1.3	0.37	51.5	0.7	52.8	1.9	115.3	80.4
VAR0714-24	1791	3850	5.0	18.8339	6.0	0.0574	7.6	0.0078	4.7	0.62	50.4	2.3	56.7	4.2	332.9	135.1
VAR0714-25	3241	17172	6.7	21.1775	4.6	0.0487	4.9	0.0075	1.8	0.36	48.1	0.8	48.3	2.3	60.3	109.3
VAR0714-26	1903	4892	4.9	18.1814	9.9	0.0592	10.5	0.0078	3.5	0.33	50.2	1.8	58.4	6.0	412.2	222.3
VAR0714-27	5573	6648	5.4	18.0890	14.3	0.0587	14.6	0.0077	3.0	0.21	49.4	1.5	57.9	8.2	423.6	319.7
VAR0714-28	1855	2784	3.4	18.4424	22.1	0.0552	22.3	0.0074	2.8	0.12	47.4	1.3	54.5	11.8	380.3	502.9
VAR0714-30	2937	2460	6.2	15.4807	15.8	0.0668	15.8	0.0075	1.6	0.10	48.1	0.8	65.6	10.1	761.2	334.1

Coordenadas de la muestra: Q14 312688,2625786 UTM, WGS 84

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = 48.64 ± 0.8 Ma (n=21; MSWD = 1.4; 2σ)

desviación estándar de 2σ. De los seis análisis discordantes, es posible deducir que existe una datación que sugiere un evento magmático más antiguo, correspondiente al Silúrico (420.6 ± 10.2 Ma, n=1), posiblemente sea el resultado de mezcla de sectores heredados y sobrecrecimientos magmáticos de los circones. Otro análisis con edad de 51.5 ± 0.7 Ma, que

está ligeramente fuera de rango de la edad media ponderada, podría corresponder al mismo evento magmático, y el rango de variación estaría cubierto por el error analítico. Cuatro análisis presentan edades más jóvenes posiblemente por la pérdida de plomo (*ca.* 44.65 Ma, n=4).

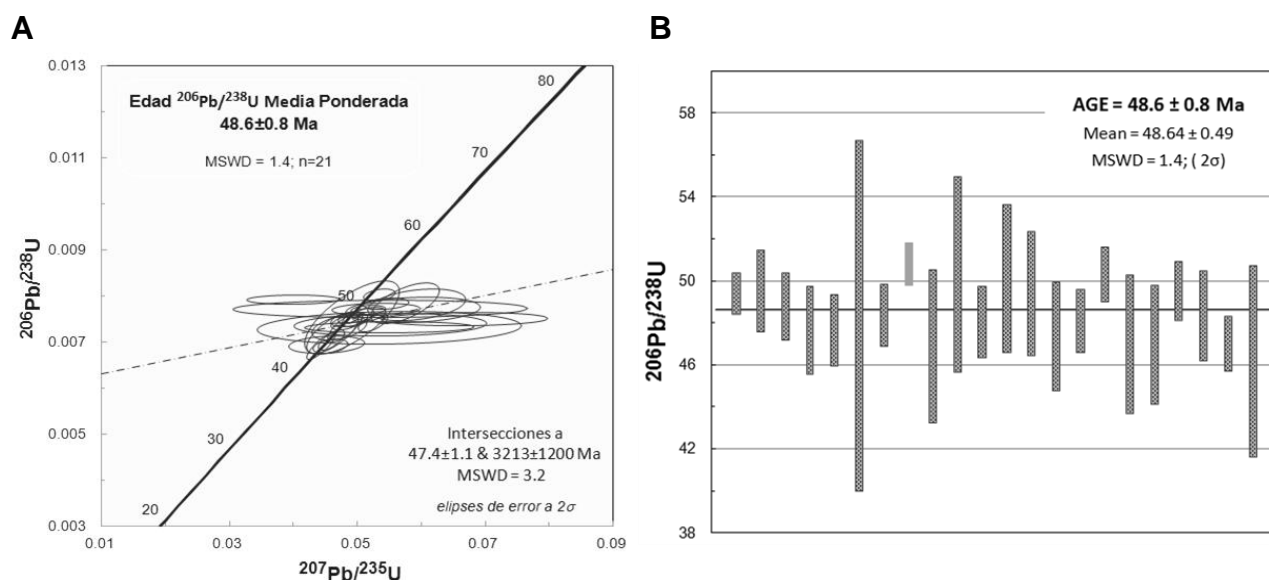


Figura 3.1. Graficas de las edades de los circones obtenidos de la muestra del Intrusivo Potrero de Catorce. A. Diagrama de concordia de Wetherill (1956) mostrando la intersección inferior. B. Diagrama de edad media ponderada donde mostrando la distribución de las edades registradas y su margen de error. MSWD: *Mean Squared Weighed Deviate* (desviación media cuadrática ponderada).

La edad de cristalización considerada para el Intrusivo Potrero de Catorce, corresponde a la edad obtenida con el diagrama de la media ponderada. Ésta fue tomada con base en la MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*) que es un indicador del grado de ajuste estadístico de la regresión de datos que generan incertidumbre, mismo que sirve para expresar la cantidad de dispersión de los circones. Comúnmente, los valores aceptables de MSWD son los <2.5 , indicando un ajuste aceptable de los datos.

4. INCLUSIONES FLUIDAS

El estudio de las inclusiones fluidas ha sido particularmente valioso en el campo de la génesis de los depósitos y/o yacimientos minerales, utilizándose para determinar las condiciones de transporte de los metales y los mecanismos de formación de los minerales (Roedder, 1979; Spooner, 1981). En el presente trabajo fueron realizados estudios de microtermometría de inclusiones fluidas en muestras que corresponden a los distritos mineros de Real de Catorce, La Maroma y Tierras Negras.

4.1. Base teórica

Las inclusiones fluidas son pequeñas cantidades de paleo líquidos, gases y fundidos atrapados en los minerales y es la única evidencia directa para caracterizar el fluido en los procesos geológicos (Van-den-Kerkhof y Sosa, 2012). Las inclusiones fluidas son formadas durante el proceso de cristalización o reequilibrio, como producto de deficiencias estructurales o lagunas de crecimiento. La presencia de fluidos es de suma importancia tanto en la formación de los minerales, como en los procesos geológicos que intervienen. Una inclusión fluida es formada cuando una cavidad o laguna de crecimiento de un mineral es ocupada por uno o varios fluidos de formación, a partir del cual se pueden precipitar uno o más minerales sólidos. Por lo tanto, el estudio de las inclusiones fluidas permite obtener información sobre las condiciones de presión, temperatura, densidad y composición de los fluidos que dieron lugar a la formación de minerales, o de aquellos que atravesaron la roca. La composición y fases de equilibrio están controladas por las condiciones termodinámicas de presión-volumen-temperatura-composición (PVTX) (Rocha-Rocha, 2008).

- ❖ **Temperatura:** Los estudios de microtermometría han sido aceptados como geotermómetros directos; considerando la temperatura de homogeneización de los fluidos como temperaturas mínimas de atrapamiento de los mismos (Rocha-Rocha, 2008).
- ❖ **Presión:** Este parámetro es obtenido comparando con datos experimentales y propiedades termodinámicas de fluidos similares (Rocha-Rocha, *op. cit.*).
- ❖ **Densidad:** Puede ser obtenida identificando las distintas fases de las inclusiones y las densidades específicas de cada fase, calculando así la densidad general. Otra forma de obtener la densidad es mediante el uso de una microsonda Raman realizando un análisis in-situ de la composición del mineral y con base a esta obtener la densidad (Rocha-Rocha, *op. cit.*).
- ❖ **Composición:** A partir del conocimiento del comportamiento del fluido a bajas temperaturas es posible deducir la composición de los fluidos subsaturados en sales, o de presencia de CH₄ en fluidos acuo-carbonosos (H₂O-CO₂). La presencia de halita en fase sólida implica un fluido sobresaturado. Las medidas de volumen de cada una de las fases y tomando en cuenta las densidades individuales, ayudan a determinar la composición general de las inclusiones fluidas (Rocha-Rocha, *op. cit.*).

En 1858, Sorby aportó la premisa de que las burbujas de gas en las inclusiones fluidas son el resultado de la contracción diferencial del líquido y del mineral que las contiene durante el enfriamiento, desde la temperatura de atrapamiento hasta la temperatura ambiental; él propuso que la temperatura de formación podría ser calculada calentando la inclusión hasta el punto en que desaparezca la burbuja (homogeneización). Estas hipótesis con sus limitaciones ha sido la base de los procesos de calentamiento.

4.1.1. Clasificación de las inclusiones fluidas

La clasificación de las inclusiones fluidas más ampliamente utilizada es la que tiene como base el origen y el tiempo relativo de su formación con respecto a otras. Roedder (1976, 1981, 1984) estableció ciertos parámetros geométricos y morfológicos para identificar la cronología de las inclusiones, sin ser alguno de ellos definitivo. A partir de las observaciones microscópicas, es posible distinguir tres tipos genéticos de inclusiones (primarias, secundarias y pseudosecundarias) (Mangas y Sierra, 1991):

a. Inclusiones fluidas primarias.

Éstas son las inclusiones que contienen líquidos, gases y fundidos que dieron origen al cristal que las contiene y fueron formadas al mismo tiempo que éste. Las inclusiones primarias son caracterizadas por ubicarse en forma aislada o siguiendo los planos de crecimiento o cristalográficos (en el avance de las caras, aristas y vértices del cristal). Estas inclusiones son las más representativas de las condiciones termodinámicas presentes en el momento del atrapamiento (Rocha-Rocha, 2008). Algunos mecanismos de captura de inclusiones primarias están ilustrados en la Figura 4.1.

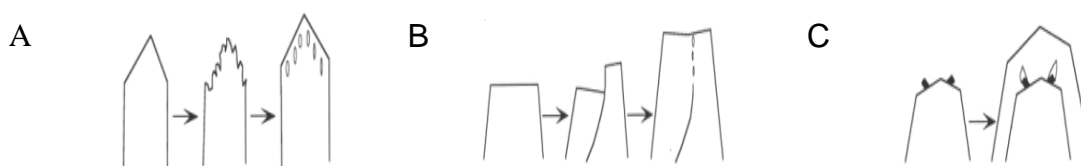


Figura 4.1. Diagramas esquemáticos mostrando posibles mecanismos de atrapamiento de inclusiones primarias. A. El crecimiento rápido de un mineral puede dar lugar a la formación de un cristal con bordes esqueléticos o dentríticos, si a este episodio sucede otro de crecimiento más lento, pueden quedar atrapadas en el cristal inclusiones de tamaño variado. B. Una fractura en la superficie de un cristal en crecimiento, ocasiona un crecimiento imperfecto y en este lineamiento pueden quedar atrapadas inclusiones. C. Cuando algún objeto sólido se fija a la superficie de un cristal en vías de crecimiento, puede quedar englobado como inclusión sólida y capturar al mismo tiempo alguna inclusión fluida (Modificada de Goldstein y Reynolds, 1994).

b. Inclusiones fluidas secundarias

Estas inclusiones son originadas por cualquier proceso posterior a la formación del cristal. Por tanto, si un cristal es fracturado en presencia de un fluido, el fluido penetra en la fractura y comienza una acción de disolución-recristalización del cristal huésped, reduciendo la superficie y generando el atrapamiento de inclusiones secundarias (Figura 4.2), considerándose que se distribuyen a lo largo de fracturas recristalizadas. Debido a que el cristal fracturado sigue cristalizando al mismo tiempo que entra el fluido, el término inclusión secundaria es relativo. El estudio de las inclusiones fluidas de diversas fracturas, ayudan a determinar y comparar los diferentes fluidos que han atravesado una roca, así como la cronología de los mismos (Mangas y Sierra, 1991).

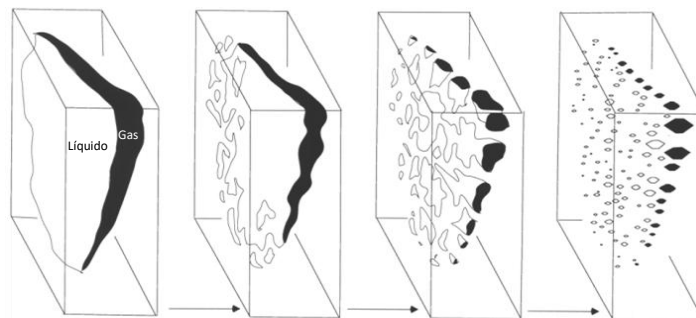


Figura 4.2. Esquema que muestra la cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo que da lugar a la formación de inclusiones secundarias. Si este proceso ocurre al tiempo que desciende la temperatura, las inclusiones individuales pueden tener relaciones gas/líquido variables (Roedder, 1962).

c. Inclusiones fluidas pseudosecundarias

Estas inclusiones son formadas o desarrolladas cuando un cristal durante su crecimiento llega a fracturarse y los fluidos responsables de su crecimiento entran en la fractura quedando atrapados dentro del cristal (Figura 4.3). Las inclusiones así formadas representan el estado intermedio entre inclusiones primarias y secundarias. Para la definición precisa de estas

inclusiones es necesario definir y delimitar las fracturas dentro del cristal (Rocha-Rocha, 2008).

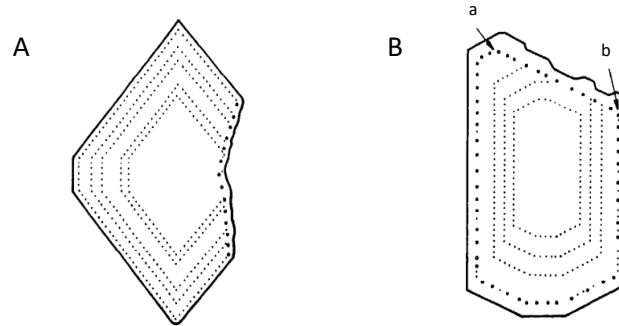


Figura 4.3. Inclusiones pseudosecundarias: A. Confinadas a superficies de corrosión planas. B. Asociadas con superficies de corrosión debidas a la exfoliación (Ermakov, 1950).

Por tanto, las inclusiones primarias y pseudosecundarias nos dan información del fluido presente durante el crecimiento y/o formación del cristal y las inclusiones secundarias proporcionan información sobre los fluidos que circularon por las fracturas del cristal, después de que éste ya se había formado. En la Figura 4.4 es mostrado un esquema de los tres tipos de inclusiones.

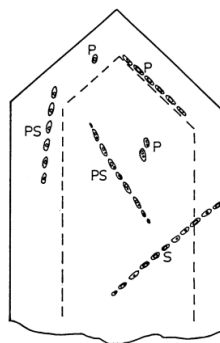


Figura 4.4. Esquema del principio de la clasificación de inclusiones basado en el criterio de Roedder (1981). Las líneas segmentadas representan zonamiento del crecimiento. Inclusiones primarias (p), secundarias (s) y pseudosecundarias (ps) (Hansteen, 1988).

Otra manera muy sencilla de clasificar las inclusiones es a partir de las fases que presentan (líquida, gaseosa y sólida):

- ❖ **Monofásica**, si sólo presenta una fase.
- ❖ **Bifásica**, si presenta 2 fases las cuales son la líquida (L) y la gaseosa (V).
- ❖ **Trifásica**, si presenta 3 fases, que son la líquida (L), la gaseosa (V) y la sólida (S).
- ❖ **Polifásica**, si presenta más de 3 fases.

En la tabla 4.1 está representada una clasificación de las inclusiones basada en las proporciones de las fases observadas en el interior de la inclusión.

Tabla 4.1. Esquema de clasificación de las inclusiones fluidas con base en las fases observadas a temperatura ambiente (tomada de Shepherd *et al.*, 1985).

TIPO DE INCLUSIÓN	ABREVIACIÓN	FASE ESENCIAL	EJEMPLO
Monofásicas líquidas	L	L=100%	
Bifásicas ricas en líquido	L+V	L>50%	
Bifásicas ricas en vapor	V+L	V=50 a 80%	
Monofásicas de Vapor	V	V≅100%	
Multifásicas sólidas	S+L±V	L=variable S<50%	
Multisólidas	S+L±V	S>50% L y V variables	
Líquidos inmiscibles	L1+L2±V	L1, L2	
Vitreas	Gl±V±S	Gl>50%	No se muestran

L=líquido, V=vapor, S=sólido, Gl=vidrio

4.1.2. Temperatura de atrapamiento

La temperatura de homogeneización (T_h) proporciona una estimación de la temperatura existente en el momento del atrapamiento de la inclusión, pero es una estimación mínima de la temperatura de atrapamiento (T_t) y rara vez la T_h representa la T_t real, de modo que $T_h = T_t$ solo cuando la inclusión fue atrapada en un sistema de fluidos inmiscibles o en ebullición. Para la obtención de la T_t , es necesario realizar una corrección por presión cuya magnitud dependerá de la presión de homogeneización " P_h " ($P_h = P_t$ solo cuando la inclusión fue atrapada en un sistema de fluidos inmiscibles o en ebullición), de la presión de atrapamiento (P_t) y de la pendiente de la isocora ($\Delta P/\Delta T$), ésta es la corrección por presión = $(P_t - P_h)/(\Delta P/\Delta T)$. La P_t puede conocerse a través de datos geológicos de campo relacionados con el espesor de la cubierta existente en el momento de atrapamiento o haciendo uso de algún otro geobarómetro independiente. De esta manera, la T_h medida puede corregirse por presión y obtenerse así la T_t (Roedder, E., 1984; Goldstein y Reynolds, 1994).

Para la obtención de la pendiente de la isocora $\Delta P/\Delta T$, debe conocerse el punto de inicio de la misma sobre la curva de burbuja, este punto de inicio está indicado por la temperatura de homogeneización medida, misma que nos proporciona además la presión de curva de burbuja (presión de vapor del fluido a T_h) de acuerdo a Shepherd, *et al.* (1985).

4.1.3. Presión de atrapamiento

El cálculo de la presión en el momento de atrapamiento de las inclusiones fluidas induce al entendimiento de su significado geológico a la vez que es un medio por el cual podemos hacer correcciones a las temperaturas de homogeneización para obtener la temperatura verdadera de atrapamiento. Las máximas presiones ejercidas sobre un fluido corresponden a las provocadas por la presión litostática cuando le cubren masas rocosas, pero si este fluido ha

quedado expuesto a la superficie, la presión que se ejerce sobre él es la presión hidrostática. Los métodos principales en el cálculo de la presión del fluido partiendo de datos obtenidos de las inclusiones fluidas son (Rocha-Rocha, 2008):

- 1) La presión de vapor del fluido a T_h (presión mínima absoluta).
- 2) Isocoras del fluido usadas en conjunto con geotermómetros independientes.
- 3) Intersección de las isocoras de los fluidos cuando estos coexisten.
- 4) Disolución de los minerales hija (halita), especialmente en casos donde la temperatura de disolución es mayor que la temperatura de homogeneización (Shepherd, *et al.*, 1985).

4.1.4. Fundamento de estudio

Las inclusiones fluidas son los únicos testigos directos de los fluidos que han circulado e interactuado con la corteza, condicionando su interpretación al hecho de que se hayan comportado como un sistema cerrado desde su atrapamiento, sin que su volumen y/o composición hayan sufrido cambios con el tiempo (Roedder, 1984, González-Partida *et al.*, 2008).

4.2. Microtermometría

La microtermometría está basada en la medición de las temperaturas a las que se producen los cambios de fases en las inclusiones cuando éstas son calentadas o enfriadas de manera controlada. De esta manera las temperaturas de homogeneización permiten calcular la densidad del fluido atrapado, mientras que las temperaturas de fusión proporcionan valores indicativos de la composición de las sales contenidas en la inclusión. Como ha sido

mencionado anteriormente la temperatura de homogeneización es la temperatura mínima de formación de las inclusiones (Rocha-Rocha, 2008).

4.3. Procedimiento analítico

El análisis petrográfico de inclusiones fluidas, fue realizado de acuerdo a Goldstein y Reynolds (1994). Las mediciones de inclusiones fluidas fueron realizadas en el laboratorio de Yacimientos Minerales del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro. El equipo utilizado para las mediciones fue una platina microtermométrica marca Linkam THMSG-600 programable, con un intervalo térmico entre -190°C y 800°C, acoplada a un microscopio marca Olympus BX51 con sistema de video.

Las mediciones realizadas a cada especie mineral corresponden a la temperatura de homogeneización (Th) y la temperatura de fusión del hielo (Tf). La salinidad se calculó a partir de la temperatura de fusión del hielo, para el sistema H₂O-NaCl (Bodnar, 1993). Por último los resultados obtenidos fueron graficados para su interpretación.

4.3.1. Petrografía de inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas observadas en las muestras correspondieron a primarias y pseudosecundarias, de tipo bifásicas (L+V), el tamaño de la burbuja de vapor observada ocupó <40% del volumen de la inclusión. En la muestra de cuarzo del Distrito Minero La Maroma las inclusiones fluidas observadas fueron sumamente pequeñas (<5 µm), de forma circular y elíptica. En las muestras de cuarzo correspondientes a la zona de vetas del Distrito Minero Real de Catorce, así como en la calcita correspondiente al Distrito Minero Tierras Negras, las inclusiones fluidas observadas fueron de tamaño de 5 a 10 µm, de formas circulares, elípticas, prismáticas e irregulares; (Figura 4.5).

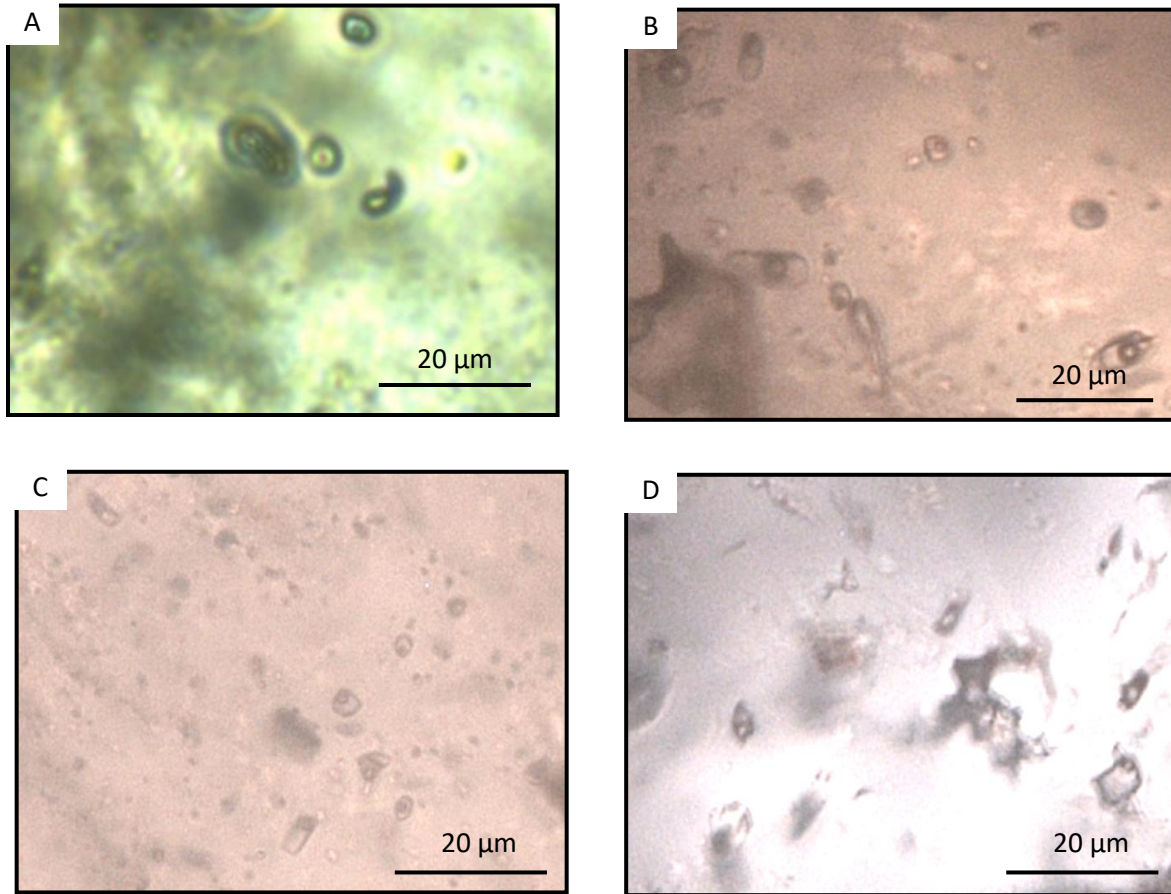


Figura 4.5. Fotomicrografías de inclusiones fluidas bifásicas (L+V) de los distritos mineros: A. La Maroma. B y C. Real de Catorce. D. Tierras Negras.

4.4. Resultados

El número total de inclusiones fluidas medidas en el presente trabajo fue de 25, de las cuales 19 fueron en cuarzo y 6 en calcita. Las inclusiones fluidas medidas fueron primarias, con morfologías prismáticas, elípticas y circulares; el tamaño de las inclusiones por lo general fue alrededor de 5 μm , y homogeneizaron a fase líquida, por desaparición de burbuja de vapor. La temperatura de homogeneización medida en la muestra del Distrito Minero La Maroma presentó una variación de 190°C a 207°C. En las muestras del Distrito Minero Real de Catorce la temperatura de homogeneización osciló de 265.4°C a 379.5°C, presentando las mayores

frecuencias entre 261°C y 290°C. El rango de la temperatura de homogeneización de la muestra correspondiente al Distrito Minero Tierras Negras mostró variación entre 170.6°C y 200.5°C, con frecuencias máximas de 171°C a 190°C, para esta muestra la temperatura de fusión del hielo fue observada entre los -4.7°C y -5.5°C, con una salinidad promedio equivalente a 8.17% en peso de NaCl. El resumen de las mediciones de microtermometría realizadas es mostrado en la Tabla 4.2, y el histograma de las temperaturas de homogeneización es presentado en la Figura 4.6.

Tabla 4.2. Resumen de los resultados microtermométricos del análisis de inclusiones fluidas.

Localidad	Muestra	Mineral	Th °C Rango	Th °C Promedio	Tf °C Promedio	Salinidad eq. % en peso de NaCl	n (IF)	Componentes de IF
La Maroma	LM-1	Cuarzo	190.0 - 207.0	198.5	-	-	2	L-V
Real de Catorce	RC-3	Cuarzo	287.3 - 379.5	340.03	-	-	7	L-V
Real de Catorce	RC-4	Cuarzo	265.4 - 336.2	290.46	-	-	10	L-V
Tierras Negras	TN-1	Calcita	170.6 - 200.5	185.98	-5.23	8.17	6	L-V

Th=temperatura de homogeneización, Tf=temperatura de fusión, L=líquido, V=vapor, IF=inclusión fluida.

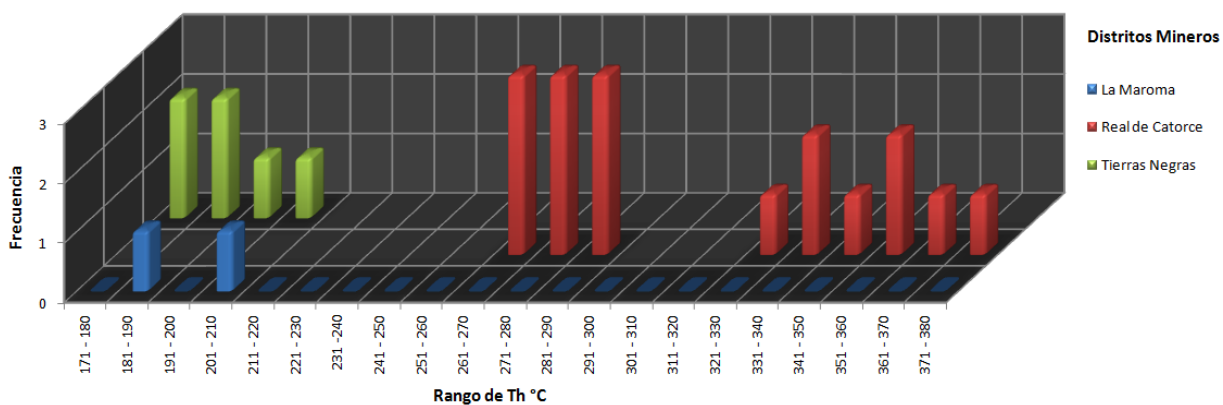


Figura 4.6. Histograma de las temperaturas de homogeneización.

Al graficar los datos obtenidos de la muestra del Distrito Minero Tierras Negras, en el diagrama propuesto por Wilkinson (2001), que abarca los rangos de temperatura de homogeneización vs salinidad para diferentes tipos de yacimientos, observamos que corresponde a un depósito de tipo epitermal (Figura 4.7).

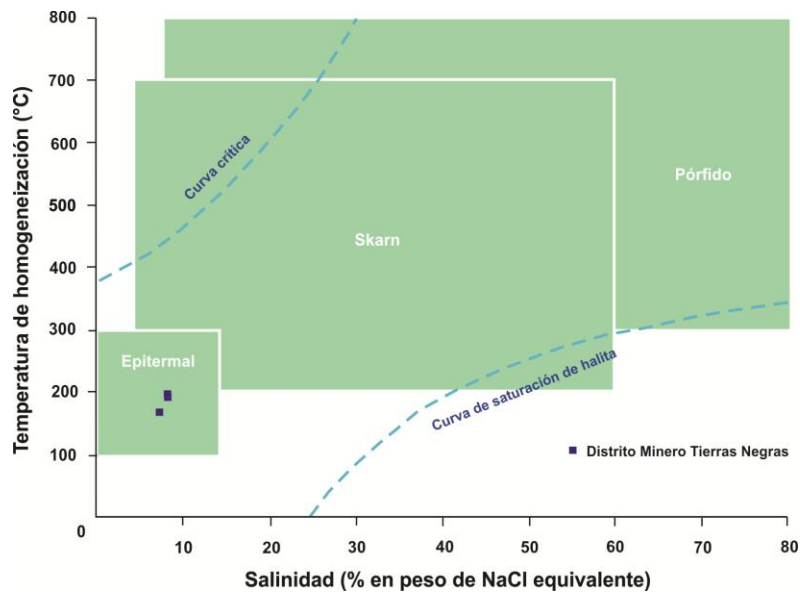


Figura 4.7. Diagrama que muestra los rangos típicos de temperatura de homogeneización y salinidad para inclusiones fluidas de diferentes tipos de yacimientos (tomado de Wilkinson, 2001).

5. MINERALIZACIÓN

El ambiente geológico de la Sierra de Catorce fue propicio para la ocurrencia de yacimientos y/o depósitos minerales de tipología variada, esto como resultado de los diversos procesos que han intervenido en su evolución geológica. Los yacimientos que sobresalen están relacionados con la intrusión de los cuerpos plutónicos eocénicos y responsables del hidrotermalismo. Estos yacimientos corresponden a los argentíferos vetiformes de los distritos mineros Real de Catorce y La Maroma, y de antimonio en cuerpos tipo mantos y fallas-veta del Distrito Minero Tierras Negras, así como en la periferia oriental del Distrito Minero La Maroma y periferia nororiental del Distrito Minero Real de Catorce.

5.1. Yacimientos minerales

La ocurrencia de los yacimientos minerales en los distritos mineros del área de estudio es la siguiente:

a. Distrito Minero Real de Catorce

En este distrito minero, los yacimientos minerales de acuerdo a su morfología, corresponden a relleno de fisuras, incluyendo fallas normales de poco desplazamiento y rellenadas por soluciones mineralizantes, donde las condiciones físico-químicas resultaron favorables para la migración, depósito y/o reemplazamiento. En algunos casos fallas de bajo ángulo alojan cuerpos mineralizados que son reconocidos como mantos, así como en el caso de planos de estratificación con deslizamiento capa a capa. Estructuras *stockwork*, ocurren en lugares en que dos o más fallas son interceptadas, produciendo fracturamiento intenso en la roca y permitiendo mayor circulación de los fluidos mineralizantes. (López-Martínez, 1984; Flores-Aguillón, 1990).

b. Distrito Minero La Maroma

Los yacimientos en este distrito minero son de relleno de fracturas, que dan lugar a vetas que aparecen siempre en forma de cuerpos tabulares y lenticulares, constituidos por cuarzo semi-amorfo compacto, alojados en zonas de fallas y emplazadas en el contacto de las formaciones Nazas y La Joya con un dique granodiorítico, así como dentro del intrusivo. La mayor parte de las estructuras afloran como crestones de cuarzo con manchas de oxidación, siguiendo un rumbo general de NW con inclinación al SW (Figura 5.1) (Carrizales-Aguilar, 1984, Flores-Aguillón, 1990).



Figura 5.1. Veta de cuarzo dentro del intrusivo en el Distrito Minero La Maroma.

c. Distrito Minero Tierras Negras

En el Distrito Minero Tierras Negras, los yacimientos están presentando principalmente en forma de mantos, reemplazando a capas favorables de la Formación Zuloaga (Figura 5.2). Existen dos series de mantos, la primera consta de cinco y la segunda de tres mantos. La distribución del primer manto está localizada entre los 6 a 8 m abajo del contacto de la

Formación Zuloaga con la Formación La Caja, el primer manto de la segunda serie está a 180 m abajo del último manto de la primera serie, (Silva-Álvarez, 1977; Valencia-Dávila, 1979; Flores-Aguillón, 1990).



Figura 5.2. Aspecto de un manto de caliza recristalizada en la Formación Zuloaga, en el Distrito Minero Tierras Negras.

5.2. Mineralización

La mineralización en el Distrito Minero Real de Catorce consta principalmente de minerales de plata y subordinado de plata en la zona de oxidación como son: cerargirita-browargirita y en menos proporción cerusita, malaquita, óxidos de hierro y manganeso. La plata comúnmente es encontrada en los niveles más altos de las minas; donde hay pocas evidencias de plomo y zinc, aunque han sido encontrados más a la profundidad, acompañados por sulfuros de cobre (Flores-Aguillón, *op. cit.*). La zona de transición entre óxidos y sulfuros está ubicada entre los 2,620 y 2,520 m.s.n.m. Estructuralmente, los yacimientos de este distrito están controlados por fallas mineralizadas, generalmente dentro de una zona central de mineralización de 4 km² en la que ocurre una mayor densidad de yacimientos. Las fallas con

mayor densidad de yacimientos han sido agrupadas con base a sus rumbos que varían de N50°-70°W, mientras que las fracturas mineralizadas tienen un rumbo de N60°-80°E (Durán-Miramontes *et al.*, 1992).

En el Distrito Minero La Maroma, la mineralización está presente en forma de vetas de cuarzo con minerales de plomo, zinc y cobre; con valores de plata y oro. Los minerales de mena son esfalerita, galena, estratomeyerita, estannina y en menor proporción calcopirita, la ganga es cuarzo y pirita principalmente (Flores-Aguillón, 1990). De forma local existen vetas de barita que también llegan a ser explotadas (Carrizales-Aguilar, 2009). La mayor parte de la mineralización de este distrito está concentrada en tres vetas principales (*i.e.* Señor de Humildad, San Francisco y Dolores), y estas vetas presentan rumbos que varían entre N20°-65°W con echados entre 45°-65° SW. La mineralización de la veta Señor de La Humildad consta de sulfuros de plata, plomo, zinc y óxidos de fierro; la de la veta San Francisco está representada por plomo, zinc y en menor cantidad cobre, con valores de plata; y la veta Dolores cuenta con plata, plomo y zinc. En menor proporción, este distrito cuenta con mineralización de antimonio y mercurio en la periferia de los cuerpos plutónicos, así como manifestaciones de oro y uranio (Durán-Miramontes *et al.*, *op. cit.*).

En el Distrito Minero Tierras Negras, la mineralización ocurre en capas favorables o mantos de calcita dentro de la Formación Zuloaga. La mineralización es de antimonio y subordinado de plata, mercurio y local barita, en donde las especies minerales ocurren principalmente en forma de óxidos, en sus variedades de cervantita, estibiconita y senarmontita y en menor proporción, como sulfuro en su variedad estibina (Figura 5.3) (Flores-Aguillón, *op. cit.*). El mineral de antimonio está presente principalmente en la parte superior de los mantos de calcita recristalizada, existiendo también localmente en cuerpos irregulares y vetas.



Figura 5.3. Muestra de antimonio en su variedad estibina con estibiconita.

5.3. Mina Guadalupito del Distrito Minero Real de Catorce

Fueron analizadas 4 secciones pulidas provenientes de la zona de sulfuros de la Mina Guadalupito del Distrito Minero Real de Catorce. En muestra de mano pudo observarse que corresponden a una brecha mineralizada, conformada por clastos monogenéticos de la Formación Naza de color marrón y marrón claro, este último tono tal vez como producto de la silicificación, de tamaños <1 cm, en su mayoría son angulosos con algo de rotación; exhiben silicificación en las vetillas que cementan la brecha, el cuarzo presente varía de blanco a traslucido, amorfo, con pequeños cristales de cuarzo <1 mm en pequeñas drusas, al igual que calcita amorfa y en pequeños cristales <1 mm. También, cristales en su mayoría alotriomorfos de sulfuros están cementando la brecha. Los sulfuros corresponden principalmente a pirita (30%) y esfalerita (10%), y en cantidades menores a galena (<5%) (Figura 5.4).

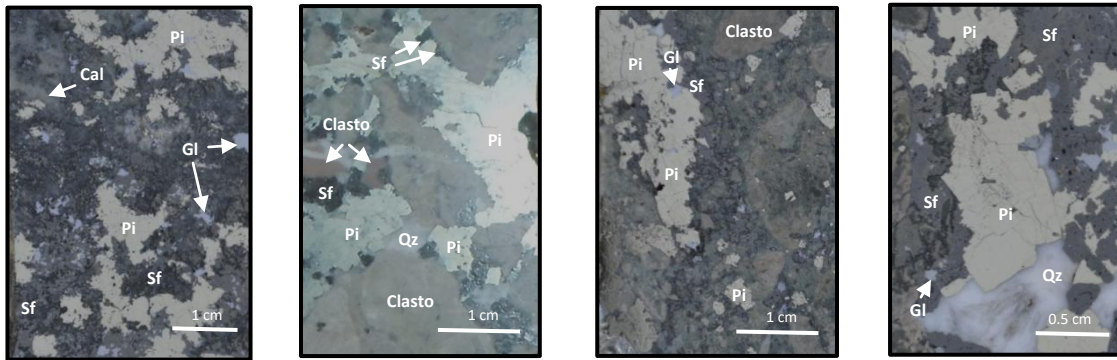


Figura 5.4. Muestras de mano de secciones pulidas del Distrito Minero Real de Catorce. Los minerales que en ellas fueron observados son pirita (Pi), esfalerita (Sf), galena (Gl), cuarzo (Qz) y calcita (cal), así como clastos.

Al microscopio con luz reflejada los minerales observados fueron pirita, esfalerita, galena, calcopirita, tenantita, acantita, covelita y hematita, con texturas de relleno de espacios, reemplazamiento y exsoluciones (Figura 5.5). La pirita está presente en cristales euhedrales (<2 mm) y agregados hipidiomorfos. La esfalerita está reemplazando a la pirita, en agregados alotriomorfos <1 cm, con exsoluciones de calcopirita que en ocasiones siguen la estructura de crucero. La galena fue identificada como agregados hipidiomorfos <3 mm, textura de crucero, reemplazando a la pirita y esfalerita. La calcopirita está presente en cantidades menores <1%, como exsoluciones dentro de la esfalerita, así como en pequeñas vetillas y siguiendo los planos de crucero. La covelita y la hematita están reemplazando a la esfalerita y la pirita. La tenantita y acantita están asociadas a la galena y esfalerita, reemplazando principalmente a la galena en forma de película. Con base en las relaciones observadas de los minerales identificados la paragénesis mineral fue establecida en la Figura 5.6.

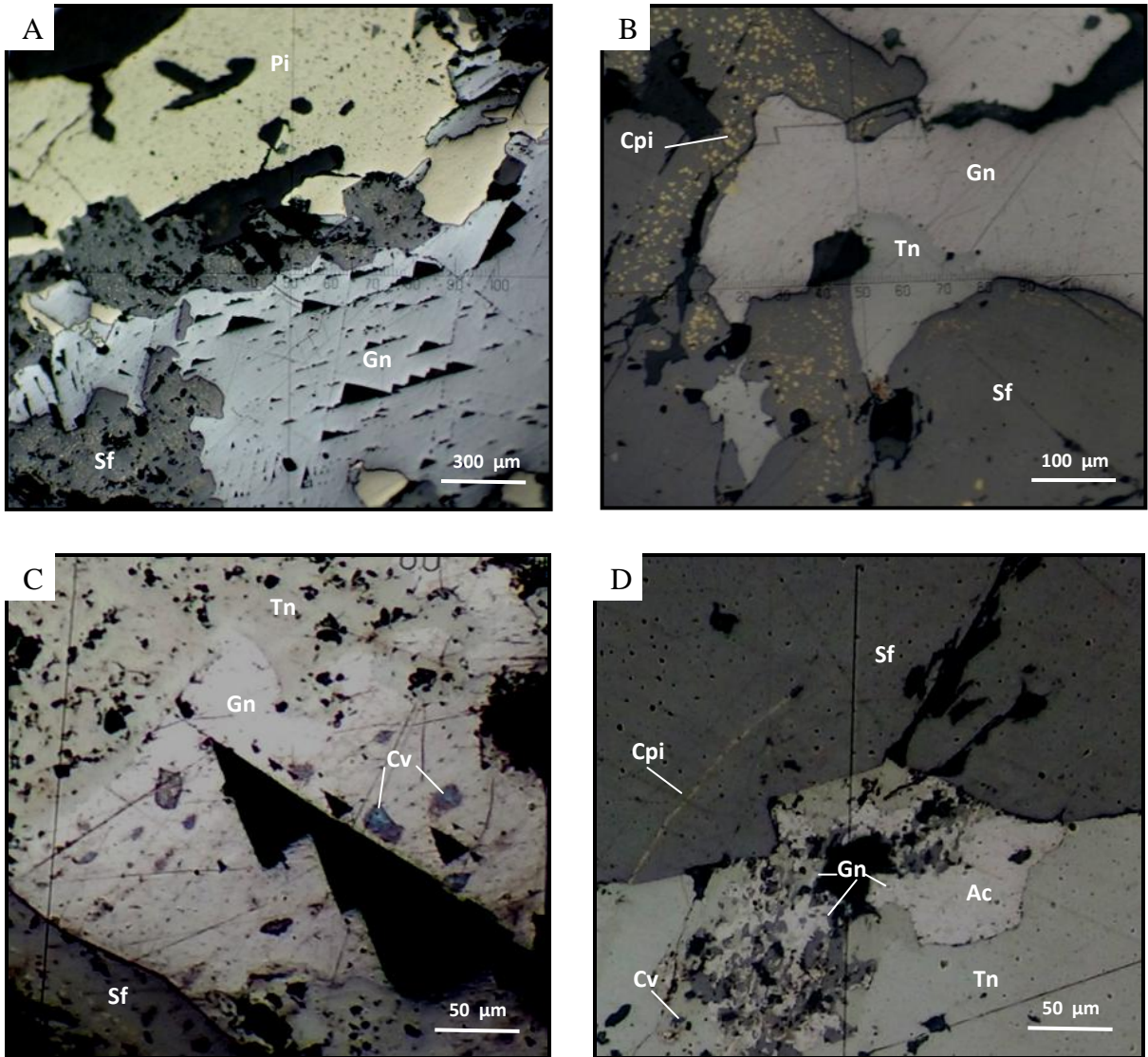


Figura 5.5. Microfotografías de secciones pulidas con luz reflejada. A. Galena (Gn) reemplazando a la pirita (Pi) y esfalerita (Sf). B. Tennantita (Tn) reemplazando a la galena (Gn) y calcopirita (Cpi) reemplazando a la esfalerita (Sf). C. Tennantita (Tn) y covelita (Cv) reemplazando a la galena (Gn), esta última reemplazando a la esfalerita (Sf). D. Acantita (Ac) y Tennantita (Tn), con un poco de covelita (Cv), reemplazando casi en su totalidad a la galena (Gn) que estuvo reemplazando a la esfalerita (Sf).

Evento Mineral	Brechamiento	Mineralización	Alteración	Supergénicos
Clastos	—			
Pirita		—		
Esfalerita		—		
Galena		—		
Calcopirita		—		
Tenantita		—		
Acantita		—		
Cuarzo	—		—	
Calcita			—	
Covelita				—
Hematita				—

Figura 5.6. Tabla paragenética de la mina El Guadalupito.

5.4. Distribución de la mineralización en la Sierra de Catorce

Al realizar un análisis de la distribución de las minas por el tipo de mineralización en la Sierra de Catorce, fue observado un zoneamiento muy marcado, concentrándose la mineralización de Ag-Au, Pb-Zn, y local Cu en los distritos mineros Real de Catorce y La Maroma, y hacia la porción central de la sierra está presente de forma sobresaliente la distribución de mineralización de Sb (Figura 5.7). Aunado a la presencia de minerales secundarios de Au-Hg-Cu que nos ayudan a precisar aún más dicho zoneamiento.

Este zoneamiento nos ayuda además a confirmar que la mineralización de los distritos Real de Catorce, La Maroma y Tierras Negras corresponden a yacimientos de tipo epitermal, donde partiendo de las temperaturas de formación de la mineralización con relación a los intrusivos granodioríticos, su distribución lateral y vertical sería Cu-Zn-Pb-Ag-Au-Sb-Hg, siendo los minerales de Cu los de mayor temperatura.

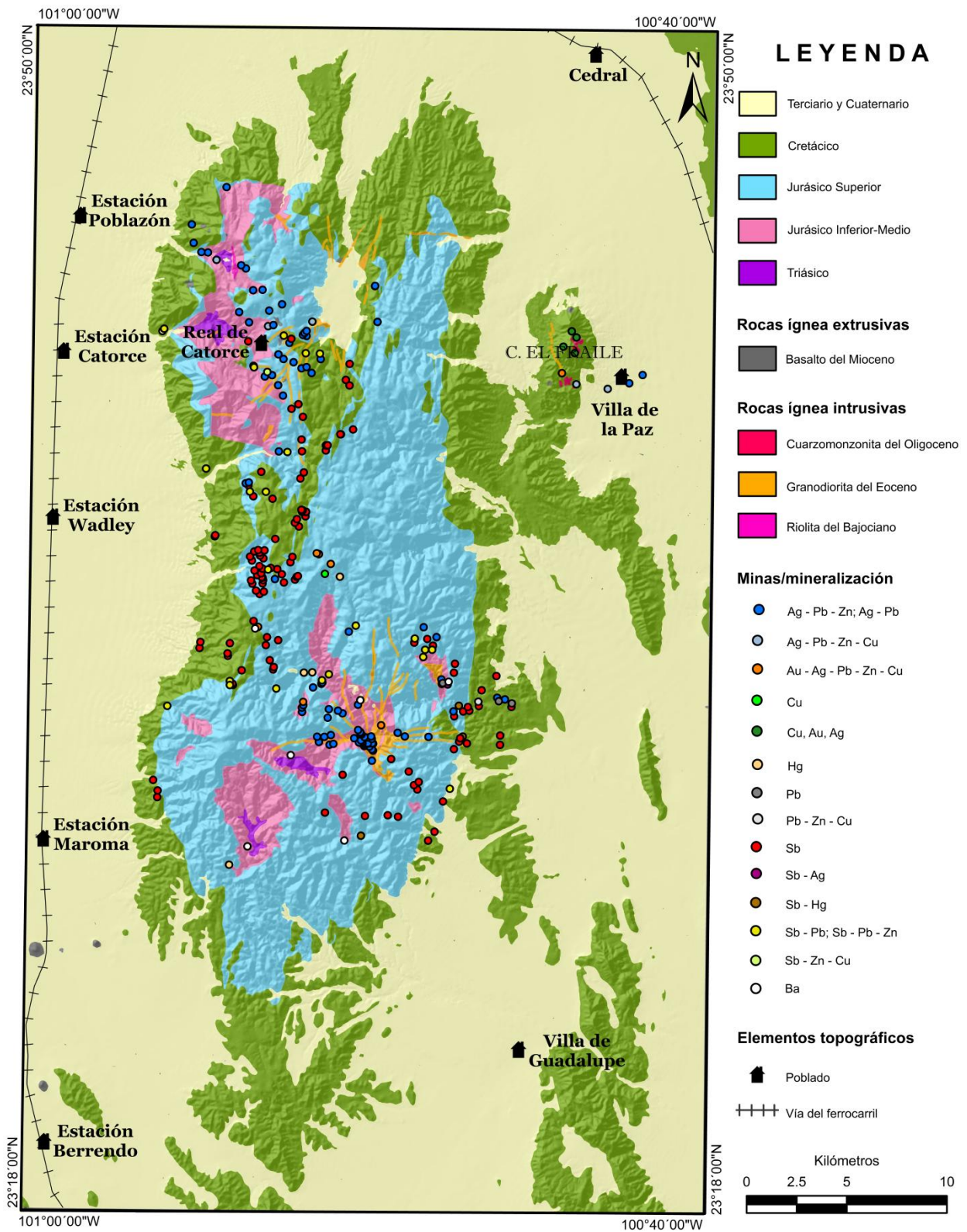


Figura 5.7. Distribución de los depósitos minerales de la Sierra de Catorce (Litología y localidades mineras modificadas de Barboza-Gudiño y Torres-Hernández, 1999; Martínez-Ruiz, 1999; Zárate-López y Salas-Vázquez, 2013. Las localidades mineras fueron complementadas con datos de Carrizales-Aguilar, 2009; García-Reyes y Sánchez-González, 2006; Guerrero-Aguilar, 2005).

CONCLUSIONES

Los intrusivos de composición calcialcalina que afloran en la Sierra de Catorce corresponden a una misma fuente magmática, esto se puede establecer con base a la gran similitud entre los dominios aeromagnéticos que abarcan la zona de intrusivos Real de Catorce-Potrero de Catorce y La Maroma-San Bartolo, así como sus características petrográficas y geoquímicas.

La firma geoquímica de los intrusivos corresponde a un ambiente de subducción, evidenciado con el marcado enriquecimiento de Cs y Pb, así como anomalías negativas de Nb, P y Ti. El enriquecimiento relativo de Th, Rb y U puede interpretarse como el resultado de la combinación de los procesos de asimilación con cristalización fraccionada. Con base en el enriquecimiento de elementos litofílicos de radio iónico grande (LILE) en relación a los elementos de alto potencial iónico (HFSE) es posible relacionarlos a magmas provenientes de un arco volcánico continental.

La edad para el Intrusivo Potrero de Catorce fue establecida de 48.6 ± 0.8 Ma con base a las dataciones obtenidas por el método U-Pb en circones con la técnica de LAMC-ICP-MS. Esta edad es congruente con las reportadas para otros intrusivos de la Sierra de Catorce que oscilan entre los 44.6 ± 0.8 Ma y 40.9 ± 0.3 Ma y (La Maroma, Real de Catorce y Los Alamitos) con el método U-Pb en circones, así como la reportada para el intrusivo Potrero de Catorce de 53 ± 4 Ma con el método de K-Ar en plagioclasas, cuya diferencia puede ser cubierta por el error analítico.

El magmatismo de la Sierra de Catorce desarrollado en el Eoceno puede ser relacionado al magmatismo de tipo subalcalino producido durante la Orogenia Laramide, como resultado de interacción de la Placa Farallón consumida bajo la Placa Norteamericana con un bajo ángulo de subducción durante el Cretácico tardío-Paleógeno temprano. Los diferentes afloramientos de intrusivo reconocido en la Sierra de Catorce pueden corresponder a distintas pulsaciones magmáticas provenientes de la misma fuente, esto con base en la pequeña diferencia en las edades reportadas para los intrusivos (<5 Ma).

La gran diversidad de procesos geológicos ocurridos en la Sierra de Catorce han dado como resultado la ocurrencia de yacimientos y/o depósitos minerales de tipología variada, siendo la intrusión de los cuerpos calcialcalinos del Eoceno los responsable del hidrotermalismo que generó la mineralización de los distritos argentíferos vetiformes de los distritos mineros de Real de Catorce y La Maroma, y posiblemente de antimonio y mercurio en cuerpos tipo mantos y fallas-veta en el distrito de Tierras Negras, lo anterior con base en los datos obtenidos en los análisis de microtermometría y la distribución que presenta la mineralización. En los distritos mineros de Real de Catorce y La Maroma se obtuvieron rangos de temperatura de homogeneización entre 190.0°C y 379.5°C, mientras que para el Distrito Minero Tierras Negras el rango de temperatura de homogeneización fue de 170.6°C a 200.5°C con una salinidad promedio equivalente a 8.17% en peso de NaCl, correspondientes al ambiente epitermal. La distribución lateral y vertical de la mineralización con relación a los intrusivos calcialcalinos, sería Cu-Zn-Pb-Ag-Au-Sb-Hg, de acuerdo a las temperaturas de formación, siendo los minerales de Cu los de mayor temperatura.

REFERENCIAS

- Bacon, R. W., 1978, Geology of the northern Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Arlington, Texas, University of Texas, tesis de maestría, p. 124.
- Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., and Tristán-González, M., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern México: *Geofísica Internacional*, vol. 37, p. 283-292.
- Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., 1999, Carta geológico-minera Real de Catorce F14-A24 San Luis Potosí: México, Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía, 1 mapa.
- Barboza-Gudiño, J. R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P. R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 21, núm. 3, p. 299-319.
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L. D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, vol. 6; núm. 5, p. 621-640.
- Bartolini, C., 1998, Stratigraphy, geochemistry, geochronology and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central México: El Paso, Texas, University of Texas, tesis doctoral, p. 558.
- Bodnar, R. J. 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 57, p. 683-684.
- Burckhardt, C., 1930, Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, vol. 49 y 50, p. 280.

- Cantú-Chapa, A., 2001, The Taraises Formation (Berriasian-Valanginian) in northeastern Mexico: subsurface and outcrop studies in Bartolini C., Buffler, R. T., Cantú-Chapa, A., (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum system: American Association Petroleum Geologist Memoir, vol. 75, p. 353-370.
- Cantú-Chapa, A., 2009, Ammonites of the Cretaceous Taraises and lower Tamaulipas formations in eastern Mexico, in Bartolini, C., Román-Ramos, J. R., (eds.), Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologist Memoir, vol. 90, p. 191-216.
- Campa, M. F., Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 20., p. 1040-1075.
- Carrizales, Aguilar, A., 1984, Estudio geológico del Mineral de La Maroma, Mpio. Real de Catorce: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, trabajo recepcional, p. 47.
- Carrizales-Aguilar, A., 2009, Inventario físico de los recursos minerales del municipio de Catorce, S. L. P.: México, Servicio Geológico Mexicano (SGM), Gobierno del Estado de San Luis Potosí, Secretaría de Desarrollo Económico, p. 177.
- Carrizales-Ibarra, M., 1989, Estudio geo-económico del área central, minas de San José, Tierras Negras, Municipio de Catorce, S.L.P.: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, p. 54.
- Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, in Anderson T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W., and Steiner, M. B., eds., The Mojave-Sonora Megashear hypothesis: Development, assessment and

- alternatives: Geological Society of America Special Paper, vol. 393, p. 233-258.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1992, I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, vol. 83, p. 1-26.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhursts, R. J., 1979, The interpretation of igneous rocks: George Allen and Unwin Ltd. London, p. 450.
- Dávalos-Álvarez, O. G., 2006, Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la falla de Oaxaca: Juriquilla, Querétaro, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, p. 123.
- Durán-Miramontes, H. A., Parga-Pérez, J. J., Arriaga-Meléndez, H., Maldonado-Lee, J. M., Macedo-Palencia, R., 1992, Monografía geológico-minera del estado de San Luis Potosí: México, Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaría de Minas e Industria Básica, p.218.
- Ermakov, N. P. 1950, Research the nature of mineral-forming solutions (en ruso) Kharkov Univ. Press., 460 p. Traducido al inglés: Yernakov y otros, 1965, vol. 22 of Intern. Ser. of Monog. in Earth Sciences. Perg. Press, New York, p.743.
- Flores-Aguillón, G., 1990, Verificación de anomalías detectadas mediante exploraciones aéreas en la zona de Catorce, S. L. P. (Tercera Etapa): México, Consejo de Recursos Minerales, Subgerencia Regional Zona Noreste, Residencia San Luis Potosí, p. 71.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D., 2001, A Geochemical Classification for Granitic Rocks: Journal of Petrology, vol. 42, p. 2033-2048.
- Gandolfi, R., 1942, Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sui flysch Cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino): Rivista Italiana di Paleontologia, vol. 48, núm. 4, p. 1-160.

- García-Reyes, A. E., Sánchez-González, J. A., 2006, Inventario físico de los recursos minerales del municipio de Charcas, S. L. P.: México, Servicio Geológico Mexicano (SGM), Gobierno del Estado de San Luis Potosí, Secretaría de Desarrollo Económico, p. 106.
- Gehrels, G. E., Valencia, V., Pullen, A., 2006, Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, in Loszewski, T., and Huff, W., eds., Geochronology: Emerging Opportunities: Paleontology Society Short Course, Paleontology Society Papers, vol. 12, p. 67-76.
- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., Ruiz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma-mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 9, núm. 3, p. 13.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Tulsa, Oklahoma, EUA, SEPM short course, vol. 31, p. 199.
- Gómez-Anguiano, M., 2001, Cartografía geológica del área de San Juan de Matanzas en la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí y correlación estratigráfica y geoquímica de rocas volcanogénicas pre-cretácicas del noreste de México: Linares, Nuevo León, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, p. 164.
- González-Castillo, L., Galindo-Zaldívar, J., Ruiz-Constán, A., 2013, Anomalías magnéticas y estructura profunda del Complejo Alcalino de Monchique (Zona Sudportuguesa): *Sociedad Geológica de España*, vol. 54, p. 99-102.
- González-Partida, E., Camprubí, A., Canet, C., González-Sánchez, F., 2008, Termodinámica e inmiscibilidad de fluidos aplicada en las inclusiones fluidas para entender las

- condiciones PVTX en la evolución de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en yacimientos estratoligados. Parte I: temperatura, presión y composición de inclusiones fluidas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 60, p. 11-22.
- Götte, M., Michalzc, D., 1991, Stratigraphic relations and facies sequence of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (México): Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie, vol. 6, p. 1445-1466.
- Guerrero-Aguilar, J. L., 2005, Inventario físico de los recursos minerales del municipio de Villa de Guadalupe, S. L. P.: México, Servicio Geológico Mexicano (SGM), Gobierno del Estado de San Luis Potosí, Secretaría de Desarrollo Económico, p. 121.
- Hansteen, T. H., 1988: Cooling history of the Eikeren-Skrim peralkaline granite complex, the Oslo region, Norway. Evidence from fluid inclusions and mineralogy: candidate scientific thesis, University of Oslo, unpublished, p. 244.
- Hoppe, M., 2000, Geologische Kartierung (1:10,000) im Gebiet Ojo de Agua, nordwestliche Sierra de Catorce und sedimentpetrologische Untersuchungen an prä.oberjurassischen Sedimenten ("Zacatecas formation"): Clausthal, Technical University, tesis de maestría, p. 235.
- Imlay, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico: Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, vol. 47, p. 1091-1152.
- Imlay, R. W., 1938, Studies of the Mexican geosyncline: Geological Society of America Bulletin, vol. 49, p. 1651-1694.
- Imlay, R. W., 1953, Las formaciones geológicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 16, núm. 1, p. 1-64.

- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, p. 523-548.
- Jiménez-Camargo, D. I., Porres-Luna, R. P., Rivera-Carranco, E., 1982, *Geología de la región de Charcas-Venado*, San Luis Potosí: México, D. F., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis profesional, p. 144.
- Kelly W. A. 1936, *Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part II, Geology of the mountains bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias*: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 47, p. 1009-1038.
- López-Caballero, I., 2009, *Bioestratigrafía y tafonomía de la sección estratigráfica Puerto Piñones (Jurásico superior) del área de Saltillo, Coahuila, México*: México, D. F., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, p. 169.
- López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L., 2011, *Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México-implicaciones tectónicas y estructurales*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 28, núm. 3, p. 349-370.
- López-Martínez, J. M., 1984, *Estudio geológico-minero de la Mina Santa Ana, Distrito Minero de Real de Catorce, S. L. P.*: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, trabajo recepcional, p. 48.
- Ludwig, K. R., 2008, *Manual for Isoplot 3.7*: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, núm. 4. (August 26, 2008), p. 77.
- Luhr, J. F., Pier, J. G., Aranda-Gómez, J. J., Podosek, F., 1995, *Crustal contamination in early Basin and Range hawaiites of the Los Encinos volcanic field, Central Mexico*: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 118, p. 321 -339.

- Mangas, J., Sierra, J., 1991, Las inclusiones fluidas: Método de análisis e interpretación: en Lunar R. y Oyarzun R., p. 79-146.
- Martínez-Pérez, J., 1972, Exploración geológica del área El Estribo-San Francisco, San Luis Potosí (Hojas K8 y K9): Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol. 24, núm. 7-9, p. 325-402.
- Martínez-Ruíz, V. J., 1999, Carta geológico-minera Villa de Guadalupe F14-A14 San Luis Potosí: México, Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía, 1 mapa.
- Mascuñano, E., Levresse, G., Cardellach, E., Tritlla, J., Corona-Esquivel, R., Meyzen, C., 2013, Post-Laramide, Eocene magmatic activity in Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 30, núm. 2, p. 299-311.
- Middlemost, E. A. K. 1994, Naming materials in the magma-igneous rock system: Earth Science Reviews, vol. 37, p. 215-224.
- Mixon, R. B., Murray, G. E., and Díaz, T. G., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, México: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 43, p. 757-771.
- Muir, J. M., 1936, Geology of the Tampico región, México: Tulsa, American Association of Petroleum Geologist, p. 280.
- Mujica-Mondragón, M. R., Jacobo-Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, p. 78.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 52, núm. 3, p. 285-318.

- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., González-Arreola, C., Westermann, G. E. G., 1999, Ammonite biostratigraphy and correlations in the Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous La Caja Formation of north-central Mexico (Sierra de Catorce, San Luis Potosí) in Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F. J. (eds.): *Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods*, Plenum Press, p. 463-492.
- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., González-Arreola, C., 2003, Major lithostratigraphic units in land-outcrops of north-central Mexico and the subsurface along the northern rim of Gulf of Mexico Basin (Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous): a proposal for correlation of tectono-eustatic sequences: *Journal of South American Earth Sciences*, vol.16, núm.3, p. 119-142.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, Quinta Edición, Escala 1:2'000,000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales. 1 Mapa con texto explicativo, p.74.
- Pantoja-Alor, J., 1972, La Formación Nazas del Levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango: *Memorias de la Segunda Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana*, p. 25-31.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, vol. 25, p. 956-983.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J. G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 44, p. 189-229.

- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: *Contributions to Mineral Petrology*, vol. 58, p. 63-81.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988, *Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico: México*, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, informe inédito, p. 229.
- Rocha-Rocha, M., 2008, *Yacimientos de Celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: San Luis Potosí*, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, tesis de maestría, p. 198.
- Roedder, E., 1962, Ancient fluids in crystals; *Scientific American*, vol. 207, núm. 4, p. 38-47
- Roedder, E., 1976, Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary volcanic rocks: In K. H. Wolf (edit.), *Handbook of stratiform and stratabound ore deposits*, p. 69-110.
- Roedder, E., 1979, Fluid inclusions as samples of ore fluids: in Barnes, H. L. (Ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2° Ed. Wiley, New York, p. 684-737.
- Roedder, E., 1981, Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping; In Hollister & Crawford (eds.). *Mineralogical Association of Canada. Short Course in fluid inclusions*, vol. 6, p. 101-137.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions: *Reviews in Mineralogy*, vol. 12, p. 644.
- Rollinson, H. R., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: New York*, Longman Scientific and Technical, p. 384.
- Ross, M. A., 1979, *Stratigraphy of the Tamaulipas limestone northeastern Mexico: Arlington*, University of Texas, tesis de maestría, p. 96.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., Alderton, D. H. M., 1985, *A practical guide to fluid inclusion studies: Blackie, Glasgow, London*, p. 239.

- Silva-Alvárez, S., 1977, Estudio geológico-minero por antimonio, del extremo nor-central de la Sierra de Catorce, estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, trabajo recepcional, p. 42.
- Sorby, H. C., 1858, On the microscopic structure of crystals, indicating the origin minerals and rocks: Geological Society of London, Quart. Jour., vol. 14, p. 453-500.
- Spooner, E.T.C., 1981, Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits: in Hollister and M. L. Crawford Ed., Short Course in Fluid Inclusions, Applications to Petrology, Mineralogical Association of Canada, vol. 6, p. 209-240.
- Stinnesbeck, W., 1983, Sobre una fáunula de amonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano superiorCenomaniano inferior) de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, vol. 8, p. 129-132.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: in Saunders, A. D., Norry, M. J. (eds.), Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society of London, Special Publication, vol. 42, p. 313-345.
- Tardy, M., Longoria, J. F., Martínez-Reyes, J., Mitre-Salazar, L. M., Patiño, A. M., Padilla, S. R., Ramírez, R. C., 1975, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: La aloctonía del conjunto cadena alta altiplano central, entre Torreón, Coahuila y San Luis Potosí, S.L.P. México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, vol. 75, núm. 1, p. 1-11.
- Valencia-Dávila, C. A., 1979, Estudio Geológico de los Yacimientos Antimoníferos de la Porción Centro-Oriental de la Sierra de Catorce S.L.P.: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, trabajo recepcional, p. 43.

- Van den Kerkhof, A. M., Sosa, G. M., 2012, Fluid inclusions-Petrography and genetic interpretation of fluid inclusions. Application of cathodoluminescence techniques: Argentina, Universidad de Buenos Aires, postgraduate course, p. 57.
- Verma, S. P., Torres-Alvarado, I. S., Sotelo-Rodríguez, Z. T., 2002, SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system: Computers & Geosciences, vol. 28, p. 711-715.
- Villaseñor, A. B., Olóriz, F., González-Arreola, C., 1991, Las plataformas marinas del Jurásico Superior en el área de Sierra de Catorce, estado de San Luis Potosí; una interpretación a la interpretación ecoestratigráfica (resumen), en Rubinovich-Kogan, R., Carreño, A. L., (eds.), Convención sobre la Evolución Geológica de México: Pachuca, Hidalgo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 238-240.
- Villaseñor, A. B., Olóriz, F., González-Arreola, C., 2000, Recent advances in Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) ammonite biostratigraphy of north-central Mexico based on recently collected ammonite assemblages: GeoResearch Forum, vol. 6, p. 249-262.
- Wetherill, G. W., 1956, Discordant uranium-lead ages: Transactions of the American Geophysical Union, vol. 37, núm. 2, p. 320-326.
- White, D. E., Gonzáles, R. J., 1946, San José antimony mines near Wadley, State of San Luis Postosí, México: United States Geological Survey, Geological Investigations in the American Republics, Bulletin 946-E, p.131-153.
- Wilkinson, J. J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: Lithos, vol. 55, p. 229-272.
- Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis, a global tectonic approach: London, Unwin Hyman, p. 466.

- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, vol. 20, núm. 4, p. 325-343.
- Zárate-Del Valle, P. F., 1979, Etude des gisements et indices d'antimoine stratiformes et fissuraux du Mesozoique de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí (Sierra Madre Orientale, Mexique): Francia, Université Pierre et Marie Curie, París VI, tesis doctoral, p. 173.
- Zárate-Del Valle, P. F., 1982, Geología y análisis metalogénico de la Sierra de Catorce: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 43, núm. 1, p. 1-21.
- Zárate-López, J., Salas-Vázquez, J. G., 2013, Carta geológico-minera Cedral F14-A14 San Luis Potosí: México, Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía, 1 mapa.
- Zavala-Monsiváis, A., 2000, Petrografía de rocas volcánicas pre-cretácicas en la parte occidental del Estado de San Luis Potosí: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, trabajo recepcional, p. 112.