



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

# POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

## METALOGENIA DE LA MINA DE PÁNUCO, COAHUILA, MÉXICO

# T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO ACADÉMICO DE

**MAESTRA EN CIENCIAS  
(PETROLOGÍA Y QUEOQUÍMICA)**

P R E S E N T A

**EDITH FUENTES GUZMÁN**

TUTOR:

Dr. Antoni Camprubí Cano (Instituto de Geología, UNAM)

JURADO EXAMINADOR

Dr. Antoni Camprubí Cano (Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Eduardo González Partida (Centro de Geociencias, UNAM)

Dra. Laura Mori (Facultad de Ingeniería, UNAM)

Dr. Aldo Ramos Rosique (Facultad de Ingeniería, UNAM)

Dr. Rafael del Río Salas (Estación Regional Noroeste, UNAM)

CIUDAD DE MÉXICO, NOVIEMBRE, 2016



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## DECLARATORIA

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparece debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

---

Edith Fuentes Guzmán

Noviembre 2016

## AGRADECIMIENTOS

*A la UNAM por ser mi alma mater.*

*Agradezco a CONACyT por la beca otorgada para mis estudios de maestría.*

*Al proyecto CONACyT 155662 a cargo del Dr. Antoni Camprubí, el cuál financió todos los análisis y estudios realizados en este trabajo.*

*Al proyecto Infra-CONACyT-2014 225845 en el apoyo de la toma de fotomicrografías.*

*Al Instituto de Geología por la beca otorgada y el uso de sus instalaciones, así como a las autoridades y a cada persona involucrada en esta tesis.*

*Al Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra por dejar que me supere cada día más.*

*A la gerencia de Grupo Minero Pánuco especialmente al Ing. Juan Carlos Escalante y al Ing. Raúl Ramírez, por su apoyo en el acceso a la mina, así como a todo su personal.*

*Gracias al Dr. Antoni Camprubí (Toni), por su tiempo, paciencia y sabiduría para adentrarme en el mundo de la ciencia.*

*A mi comité tutor, a los Dres. Martín Valencia Moreno y Carlos Eduardo Garza González Vélez, por su apoyo y consejos.*

*Al Dr. Eduardo González Partida por impulsarme a dar este paso y conseguir este tema de tesis, así como en el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas, al Dr. Aldo Ramos por el apoyo y ayuda con el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas, a los Dres. Laura Mori y Rafael del Río Salas les agradezco sus observaciones y aportación para la culminación de este trabajo.*

*Al Dr. Carles Canet por el préstamo del SWIR.*

*Al personal de Posgrado en Juriquilla en especial a Marta Pereda por su apoyo en el primer semestre.*

*A Juan Vázquez del taller de laminación del Centro de Geociencias en la preparación de inclusiones fluidas, a Alan Rivera por el apoyo con la molienda y separación de minerales para los estudios geoquímicos, a la Ing. Diana Flores, Mta. Iisel Durán y al Ing. Miguel Cruz por su ayuda con la separación y montaje de zircons, también a la Ing. Consuelo Macías Romo por su apoyo en el uso del taller de molienda y el laboratorio de separación de minerales. Al Ing. Teodoro Hernández por su apoyo incondicional y tiempo para la separación de zircons, así como la preparación de muestras para análisis radiogénicos; de igual forma, gracias a la Mtra. Gabriela Solís.*

*Al Dr. Fernando Nuñez Uzeche por su total apoyo en el uso del laboratorio de petrografía.*

*A los Dres. Carlos Ortega Obregón y Luigi Solari del Centro de Geociencias por su apoyo en el montaje y análisis isotópicos de U-Pb mediante ablación laser, realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos en Juriquilla.*

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

*Al Dr. Rafael del Río de la ERNO, un agradecimiento especial por su apoyo en los análisis isotópicos de Re-Os, incluyendo al personal involucrado de Arizona Geochronology Center de la Universidad de Arizona.*

*A la Mtra. en Ciencias Ofelia Pérez Arvizu y al Dr. Arturo Gómez Tuena en la realización de los análisis isotópicos de Sr-Nd-Pb y elementos traza, mediante ablación láser.*

*A la Dra. Margarita López Martínez y su equipo en el CICESE por su apoyo en la preparación y análisis isotópicos de Ar-Ar.*

*Al Ing. Carlos Linares del Laboratorio de Petrografía del Instituto de Geofísica por el apoyo con los análisis de microsonda y toma de fotomicrografías; de igual forma a la Dra. Margarita Reyes Salas y Quím. Sonia Ángeles García gracias por su apoyo en el microscopio electrónico, su tiempo e interés.*

*Al Ing. Alfredo Victoria Morales y la Facultad de Ingeniería en la toma de fotomicrografías.*

*A mis compañeros de trabajo durante las intensas campañas en campo: Alberto Vázquez Serrano, Gonzalo Galaz E., gracias por su apoyo incondicional.*

*A Abel, Hugo, Mike por su valiosa ayuda y apoyo para la culminación de esta tesis.*

*Al personal administrativo del Instituto de Geología, en especial a las secretarías Gloria, Mary, Araceli y Nora por el apoyo y paciencia durante los diversos trámites a lo largo de mi estancia en el posgrado.*

*A la Society of Economic Geologists por las becas otorgadas para asistir a cursos y conferencias.*

*A mis padres y hermanas por su apoyo incondicional, dimos otro gran paso.*

*A todos mis compañeros del Posgrado.*

*A cualquier involucrado en mi tiempo en la maestría que haya omitido.*

## RESUMEN

La mina de Pánuco está localizada en la porción centro oriental del estado de Coahuila, en el terreno Coahuila, en la subprovincia conocida como Cinturón Plegado de Coahuila o Cuenca de Sabinas. Pánuco se encuentra dentro del Cinturón Intrusivo Candela Monclova, y de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. La mina de Pánuco es del tipo pórfido cupro-auro-molibdenífero en asociación con stocks cuya composición varía entre diorita, sienita, monzonita y granito. El conjunto de intrusivos se presenta como una serie magmática alcalina de ~40 Ma a calcoalcalino de ~34 Ma, enriquecida en tierras raras ligeras, típica de corteza superior. Los isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb muestran una fuente de manto empobrecido con contaminación cortical.

Las edades U-Pb (zircón) de dichos intrusivos son:  $43.10 \pm 3.20$  Ma (pórfido andesítico),  $41.20 \pm 2.40$  Ma (granito),  $40.90 \pm 1.20$  (sienita) y  $42.42 \pm 0.28$  Ma (diorita,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita),  $40.28 \pm 0.25$  Ma (monzonita,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en feldespato potásico). Se encuentran pegmatitas graníticas con edades de  $38.96 \pm 0.59$  y  $38.27 \pm 0.32$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en feldespato potásico y biotita, respectivamente). Un sill granítico post-mineral fue fechado en  $34.89 \pm 0.91$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , feldespato potásico). Las mineralizaciones asociadas al pórfido cuprífero fueron fechadas entre  $41.84 \pm 0.21$  (Re-Os, molibdenita de asociaciones minerales metálicas) y  $37.56 \pm 0.58$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , feldespato potásico de alteración hidrotermal).

La mineralización está controlada por fallas laterales y fracturas con rumbo N55° a 75 °E y echado de alto ángulo al SE, y con una reactivación post-mineral. Las estructuras mineralizadas incluyen brechas, vetas con diferentes orientaciones, diseminaciones y stockworks. Los minerales identificados son calcopirita, pirita, esfalerita, bornita, cobre nativo, molibdenita, magnetita, hematita, covelita, galena, pirrotita, tetraedrita-tenantita, calcosina, cuprita, azurita, calcantita, crisocola, malaquita, jarosita, turquesa, goethita, wulfenita, monacita, fluorita, anhidrita, barita, caolinita, illita-esmectita, muscovita, actinolita, epidota, clorita, cuarzo y calcita.

Las asociaciones de alteración hidrotermal constan de biotita y feldespato potásico para la alteración potásica, actinolita y albita para la alteración sódica, sericita y cuarzo en la alteración filica, clorita, epidota y carbonatos en la alteración propilítica, e illita, illita-esmectita, caolinita en la argílica dentro de las asociaciones tipo pórfido Cu-Mo, mientras que se encuentran asociaciones de magnetita, apatito y piroxenos típicas de yacimientos tipo IOCG.

Los fluidos mineralizantes asociados a la etapa magmática e hidrotermal presentan características distintas: (1) en la magmática se encuentran salmueras acuosas de alta temperatura (<600 °C) y salinidad muy altas (54 wt.% NaCl equiv.), y (2) en la hidrotermal se encuentran salmueras acuosas con salinidades de 8 a 40 wt.% NaCl equiv., y temperaturas moderadas (268° a 415 °C) y de 39 a 47 wt.% NaCl equiv., con temperaturas entre 122° a 220 °C relacionadas a una falsa salmuera.

Los procesos involucrados en la evolución de los fluidos mineralizantes se explican mediante la generación de salmueras profundas por exsolución de los intrusivos en el stock de Pánuco, ascenso de las salmueras magmáticas, que registran un enfriamiento conductivo con escasa dilución, con anterioridad a la

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

precipitación de asociaciones minerales metálicas; posiblemente ello sea debido a la interacción entre las salmueras magmáticas ascendentes con aguas meteóricas de circulación profunda, lo que conlleva a una mezcla isotérmica de dichos fluidos, durante la precipitación de asociaciones minerales metálicas de cualquier tipo se registra ebullición y efervescencia de los fluidos mineralizantes, lo cual aboga por dichos procesos como los principales responsables de la generación de las mineralizaciones metálicas. Finalmente, se registra una dilución y enfriamiento de todos los fluidos descritos arriba, probablemente por interacción con agua meteórica superficial.

## ABSTRACT

The Panuco mine is located in the mid-eastern portion of the State of Coahuila, in the Coahuila Terrain, and it belongs to the sub-province of Coahuila Fold Belt or Sabinas Basin. The mine lies within the Candela Monclova Intrusive Belt and the Eastern Alkaline Mexican Province. Porphyry Cu-Mo-Au in association with diorite, syenite, monzonite and granite stocks typify the mine. Magmatic-alkaline and calc-alkaline intrusive assemblages ranges ~40 Ma and ~34 Ma, respectively. Intrusive bodies are enriched in LREE which is characteristic of the upper crust. Sr, Nd and Pb radiogenic isotopes indicate a depleted mantle source with crustal contamination.

The U-Pb (zircon) obtained ages are:  $43.10 \pm 3.20$  Ma (andesitic porphyry);  $41.20 \pm 2.40$  Ma (granite);  $40.90 \pm 1.20$  Ma (syenite);  $42.42 \pm 0.28$  Ma (diorite,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  in biotite); and  $40.28 \pm 0.25$  Ma (monzonite,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  in feldspar). Granitic pegmatites have ages of  $38.96 \pm 0.59$  and  $38.27 \pm 0.32$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  in potassium feldspar and biotite, respectively). A post-ore granite sill was dated  $34.89 \pm 0.91$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , potassium feldspar). Mineralization associated with porphyry Cu was dated between  $41.84 \pm 0.21$  Ma (Re-Os molybdenite metallic mineral associations) and  $37.56 \pm 0.58$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , potassium feldspar hydrothermal alteration).

Mineralization is controlled by strike-slip faulting and fractures oriented N55 to 75° E and high-angle to the SE, with post-mineral reactivation. Mineralized structures include breccias, variable oriented veins, disseminations and stockwork. The identified minerals are chalcopyrite, pyrite, sphalerite, bornite, native copper, molybdenite, magnetite, hematite, covellite, galena, pyrrhotite, tetrahedrite-tennantite, chalcocite, cuprite, azurite, chalcantite, chrysocolla, malachite, jarosite, turquoise, goethite, wulfenite, monazite, fluorite, anhydrite, barite, kaolinite, illite-smectite, muscovite, actinolite, epidote, chlorite, quartz and calcite.

Hydrothermal alteration assemblages consist of biotite and potassium feldspar for K-alteration; actinolite and albite for sodium alteration; sericite and quartz in the phyllic alteration; chlorite, epidote and carbonates in the propylitic alteration; and illite, illite-smectite, kaolinite in the argillic alteration —for porphyry interpreted Cu-Mo assemblages. On the other hand, there are magnetite, apatite and pyroxene associations typical of IOCG type deposits.

Mineralizing fluids are grouped into two, each of them having the following characteristics: (1) high temperature for magmatic-related aqueous brines (<600 °C) with high salinity (54 wt% NaCl equiv) and (2) moderate temperatures (268-415 °C) for hydrothermal-related aqueous brines (8 to 40 wt.% NaCl equiv). Other data, related to a false brine, indicate low temperatures (122-220 °C) with 39-47 wt.% NaCl equiv.

The processes involved in the evolution of mineralizing fluids are proposed to be the result of deep brines generation triggered by exsolution of intrusives bodies in the Panuco stock. Upwelling exsolved fluids underwent conductive cooling with little dilution, prior to metallic assemblages precipitation —possibly due to interaction of rising magmatic brines and deeply circulated meteoric waters. As a result, an isothermal mixture of fluids was produced. During precipitation of metallic mineral assemblages boiling and effervescence of mineralizing fluids is registered, which calls for such processes as the main responsible for generating metallic ore. Finally, dilution and cooling of the fluids, probably through interaction with meteoric water surface.

## Contenido

RESUMEN.....	5
ABSTRACT.....	7
ÍNDICE DE FIGURAS.....	10
ÍNDICE DE TABLAS.....	14
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	15
1.1 Planteamiento del problema.....	16
1.2 Objetivos.....	16
1.2.1 Objetivo general.....	16
1.2.2 Objetivos específicos.....	16
1.3 Localización y acceso.....	16
CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA.....	17
2.1 Procedimiento y localización de muestreo.....	18
2.2 Cartografía.....	18
2.3 Petrografía.....	18
2.4 Microscopía y microsonda electrónica.....	19
2.5 Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas.....	19
2.6 Análisis multielementales en roca total.....	20
2.7 Geoquímica de isótopos radiogénicos.....	20
2.8 Geocronología.....	21
CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO.....	26
3.1 Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM).....	30
3.2 Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM).....	31
3.3 Geología local del Cerro Pánuco.....	33
3.4 Geología del pórfido Cu-Au-Mo de la mina de Pánuco.....	35
CAPÍTULO 4. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS INTRUSIVOS.....	39
4.1 Petrografía de los intrusivos.....	39
4.2 Geoquímica de elementos mayores.....	40
4.3 Geoquímica de elementos traza y tierras raras.....	42
4.4 Geoquímica de isótopos de Sr, Nd y Pb.....	44
CAPÍTULO 5. MINERALIZACIÓN DEL PÓRFIDO DE Cu-Au-Mo DE PÁNUCO.....	47

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

5.1 Estructuras mineralizadas.....	48
5.2 Mineralogía hipogénica.....	50
5.3 Alteración hidrotermal .....	52
5.4 Alteración supergénica.....	53
5.5 Cálculo de actividad.....	53
CAPÍTULO 6. GEOCRONOLOGÍA .....	54
6.1 Método U-Pb.....	55
6.2 Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	57
6.3 Método Re-Os .....	67
CAPITULO 7. PETROGRAFÍA Y MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS ...	69
7.1 Petrografía de inclusiones fluidas .....	69
7.2 Microtermometría de inclusiones fluidas .....	71
7.2.1 Temperaturas y presiones de homogenización y de atrapamiento .....	74
CAPÍTULO 8. DISCUSIÓN.....	76
8.1 Geoquímica .....	76
8.2 Geocronología.....	77
8.3. Mineralización e inclusiones fluidas .....	78
CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES.....	80
Referencias bibliográficas.....	81
Anexo A. Tabla de petrografía.....	93
Anexo B. Tablas de análisis multielemental .....	95
Tabla de óxidos mayores.....	95
Tabla de elementos traza .....	96
Tabla de elementos de tierras raras .....	97
Anexo C. Tablas de isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb .....	98
Tabla de isótopos radiogénicos de Nd.....	98
Tabla de isótopos radiogénicos de Sr.....	98
Tabla de isótopos radiogénicos de Pb .....	98
Anexo D. Tablas de resultados del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	99
Tablas de resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	99
Anexo E. Tablas de resultados del método U-Pb.....	110
Anexo F. Tabla de datos microtermométricos .....	111

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localización de la mina Pánuco, en cerro Pánuco, ejido El Huizachal, municipio de Candela, Coahuila.....	17
Figura 2.1. Microsonda electrónica en el Instituto de Geofísica de la UNAM.....	19
Figura 2.2. Espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción con multicolector (ICP-MS-MS) Thermo Neptune Plus a la derecha, espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo XSeries-ii a la izquierda de la fotografía, y sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50 en el centro, pertenecientes al laboratorio de estudios isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM.....	21
Figura 3.1. Mapa del Terreno Coahuila mostrando sus componentes tectónicos, Falla La Babia, Falla San Marcos, Megacizalla Mojave-Sonora, Cinturón Plegado de Coahuila (CPC), Cratón Coahuila Texas (CCT), Bloque Coahuila (BC) y Cinturón orogénico Ouachita Marathon (COOM). Adaptado de Chávez Cabello (2005).....	26
Figura 3.2. Evolución geológica del norte de México entre el Paleozoico tardío y el Cretácico Superior, tomado de Chávez Cabello (2005), a partir de Goldhammer (1999).....	27
Figura 3.3. Distribución de los magmas de arco en México, en espacio y tiempo, tomado de Chávez Cabello (2005), a partir de Clark <i>et al.</i> (1982).....	29
Figura 3.4. Ubicación de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). Modificada de Camprubí, 2013.....	31
Figura 3.5. Localización de los intrusivos del cinturón de intrusivos Candela-Monclova (CICM), Falla La Babia (FLB), Falla San Marcos (FSM), Sierra de Picachos. Tomado de Chávez Cabello (2005).....	32
Figura 3.6. Recopilación de mapas geológicos de la zona de Pánuco.....	34
Figura 3.7. Cartografía geológica de la zona de Pánuco, elaborada en el presente estudio.....	35
Figura 3.8. Fotografías mostrando a) Monzonita cortada por dique félsico en la entrada del socavón principal; b) Pegmatitas de biotita y feldespato potásico en la zona del tajo a cielo abierto; c) Cerro Pánuco, se muestra los contactos con las areniscas y calizas; d) Selección de muestras de barrenos para su descripción y posterior análisis; e) Becha Pánuco mostrando la veta anular de cuarzo y molibdenita; f) Zona de diques félsicos en la zona de Dos Amigos.....	36
Figura 3.9. Esquema mostrando las diversas obras mineras de la mina Pánuco. Modificado de SGM (2008).....	38

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

- Figura 4.1. Fotografía de barren con muestra no alterada de sienita y fotomicrografías de a) pórfido andesítico y b) granito.....39
- Figura 4.2. Diagrama de clasificación de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) contra álcalis total ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) para rocas intrusivas, según Cox *et al.* (1979).....40
- Figura 4.3. Diagrama de Shand o de saturación de alúmina en granitoides (Maniar y Piccoli, 1989).....41
- Figura 4.4. Composición de elementos traza de los intrusivos de Pánuco normalizados a condritas según McDonough y Sun (1995).....42
- Figura 4.5. Composición de elementos de tierras raras (con compatibilidad creciente de izquierda a derecha) de los intrusivos calcoalcalinos de Pánuco normalizados a condritas según McDonough y Sun (1995).....43
- Figura 4.6. Composición de elementos de tierras raras (con compatibilidad creciente de izquierda a derecha, similar al anterior pero, con anomalías de Eu) de los intrusivos alcalinos de Pánuco normalizados a condritas según McDonough y Sun (1995).....43
- Figura 4.7. Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos de formación de granitos según Pearce *et al.* (1984) para los intrusivos de Pánuco.....44
- Figura 4.8. Relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  comparados con los del CICM y Sierra de Picachos, nótese la coincidencia con los campos alcalinos y calcoalcalinos del CICM (Chávez Cabello, 2005). Clave: CICM = Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova.....45
- Figura 4.9. Se graficaron las relaciones  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , junto con datos publicados por Poliquin (2009) para la PAOM, James y Henry (1991) para el Trans-Pecos. Así mismo, se graficaron los datos del CICM alcalino y calcoalcalino y los del basamento Permo-Triásico publicados en Chávez Cabello (2005) y los del granito Pan-Africano descritos por Lopez R. *et al.* (2001). También se muestran los datos de Lang y Mortensen (no publicados en Poliquin, 2009) para Naica, y de Cumming *et al.* (1979) para la zona central de México. También se graficaron las curvas de Stacey y Kramer (1975) y Zartman y Doe (1981) correspondientes a la corteza superior (S&K y Z&D, respectivamente).....46
- Figura 5.1. Fotomicrografías de (a) granodiorita de biotita y piroxeno, y (b) sienita de nefelina, ambas con nicoles cruzados.....47
- Figura 5.2 Diversos tipos de vetillas en el depósito de Pánuco: vista al microscopio petrográfico a) vetilla de cuarzo lechoso con sulfuros (pirita y calcopirita, b) vetilla de cuarzo con sulfuros, c) vetilla cuarzo lechoso de molibdenita, d) vetilla de sulfuros y, en muestra de mano, e) vetilla de sulfuros (pirita y calcopirita) con clorita y epidota, f) vetilla de clorita

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

y cuarzo, g) vetilla de feldespatos potásico con sulfuros, h) vetilla de feldespatos potásico.....	49
Figura 5.3. Fotografía de la asociación hidrotermal mineral con monacita, mediante electrones retrodispersados.....	50
Figura 5.4. Fotografía de la asociación piroxeno-magnetita-apatito con luz reflejada con (a) nicols paralelos y (b) nicols cruzados, tomada en la muestra del barreno PA-01 a 524.70 m de profundidad. Tomada de Grupo México (2010).....	51
Figura 5.5. Diagrama esquemático de estabilidad para el sistema Fe-S-O (línea negra gruesa), estas líneas representan la fórmula estequiométrica de la esfalerita para el sistema Cu-Fe-S-O (línea azul) representando las asociaciones minerales en función de log aO <sub>2</sub> calculado a 250°C y una presión de vapor = 40 bares (modificado de Barton y Skinner, 1979).....	54
Figura 6.1. Diagrama de concordia tipo Wetherill para zircones y obtener la edad de U-Pb de la muestra P116.....	55
Figura 6.2. Edad Ar/Ar de la muestra P105 correspondiente a granito.....	57
Figura 6.3. Edad Ar/Ar de la muestra P95 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.....	58
Figura 6.4. Edad Ar/Ar de la muestra P119 correspondiente a monzonita.....	59
Figura 6.5. Edad Ar/Ar de la muestra P120 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.....	60
Figura 6.6. Edad Ar/Ar de la muestra P120 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.....	61
Figura 6.7. Edad Ar/Ar de la muestra P103 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.....	62
Figura 6.8. Edad Ar/Ar de la muestra P101 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.....	63
Figura 6.9. Edad Ar/Ar de la muestra P102 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.....	64
Figura 6.10. Edad Ar/Ar de la muestra P121 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.....	65
Figura 6.11. Edad Ar/Ar de la muestra P92 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.....	66
Figura 6.12. Edades publicadas y de este estudio en la zona de Pánuco y sus alrededores.....	68
Figura 7.1. Fotomicrografías a luz transmitida de inclusiones fluidas de Pánuco: a) inclusiones primarias L+V+S en cuarzo; b) inclusiones primarias, pseudosecundarias y secundarias	

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

L+V y L+V+S en cuarzo; c) inclusiones secundarias V y L+V; d) inclusiones primarias de vapor V y L+V, en cuarzo; e) inclusiones secundarias L+V+S en hornblenda; f) inclusiones primarias L+V+S en cuarzo.....70

Figura 7.2. Diagrama de salinidad vs. temperatura de homogenización (Th), con los resultados de las muestras de Pánuco.....72

Figura 7.3. Diagrama que muestra la relación de temperatura de homogenización y la temperatura de solubilización de halita en inclusiones fluidas.....73

Figura 7.4. Diagrama de correlación entre presión, profundidad y temperatura de los fluidos mineralizantes en Pánuco, muestra la relación en el sistema agua NaCl y líneas de isosalinidad adaptadas de Fournier (1999).....74

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 6.1. Compilación de edades de intrusivos y mineralización en Cerro Pánuco, realizadas en este estudio.....	56
Tabla 6.2. Edades de Re-Os para muestras de molibdenita en vetas de molibdeno y cuarzo y/o vetas de molibdenita y sulfuros, en la mina de Pánuco.....	67
Tabla 7.1. Tabla de asociaciones de inclusiones fluidas.....	75
Anexo A. Tabla de petrografía.....	93
Anexo B. Tabla de elementos mayores.....	95
Tabla de elementos traza.....	96
Tabla de elementos de tierras raras.....	97
Anexo C Tabla de isótopos de Sr, Nd y Pb.....	98
Anexo D. Tabla de resultados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .....	99
Anexo E. Tabla de resultados U-Pb.....	110
Anexo F. Tabla de datos microtermométricos.....	111

## CAPÍTULO 1.

### INTRODUCCIÓN

La mina de Pánuco está localizada en el Estado de Coahuila, en el noreste de México, donde se ha reconocido, la presencia de una franja de intrusivos denominados Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM) (Sewell, 1968), los cuales forman parte de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) (Thorpe, 1977; Robin y Tournon, 1978; Cantagrel y Robin, 1979; Treviño-Cázarez *et al.*, 2005; Viera-Décida *et al.*, 2009). A pesar de que el conocimiento de la metalogenia de esta región se ha enfocado principalmente a los depósitos de origen sedimentario-diagenético durante los últimos años (Trilla *et al.* (2004), Trilla *et al.* (2006), González Sánchez, F., *et al.* (2007, 2009), González Sánchez (2008)), existe un panorama de amplio potencial para la exploración de menas metálicas vinculadas a procesos magmáticos-hidrotermales (Camprubí, 2013).

En los últimos años, se han dedicado importantes esfuerzos en el estudio del magmatismo Cenozoico del CICM (Aranda Gómez *et al.*, 2005). La información generada se ha centrado principalmente en cartografía, petrografía y geoquímica de algunos de los intrusivos, de los resultados de

los análisis se interpretó que el CICM está formado por magmas asociados a la subducción de la placa Farallón debajo de la de América del Norte. (Cano González (2002), Porras Vázquez (2002), Tovar Cortés (2002), García Quintero (2004), González Becerra (2004) y Chávez Cabello (2005). En el presente trabajo se realizaron análisis a los intrusivos de Pánuco, además de fechamientos de U-Pb, lo que contribuye a enriquecer el estudio del magmatismo del CIMC y la PAOM. Para el caso de los depósitos minerales, actualmente se cuenta con los trabajos de índole regional de Camprubí (2009, 2013) y Poliquin (2009), donde mencionan a la mina de Pánuco como un pórfido de cobre, en base a descripciones mineralógicas.

En el presente estudio, se aborda por primera vez en el pórfido Cu-Au-Mo de Pánuco (1) el estudio en detalle de sus asociaciones minerales hipogénicas y supergénicas, (2) las características físico-químicas de los fluidos mineralizantes mediante estudios de inclusiones fluidas, (3) la geoquímica de elementos mayores, traza e isótopos, y (4) la geocronología del conjunto de dichos intrusivos y de las mineralizaciones hipogénicas.

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

## 1.1 Planteamiento del problema

En el yacimiento de la mina de Pánuco se han establecido diferentes modelos de mineralización: a finales del siglo XIX y principios del XX. Pesifor (1870) indicaba que se trataba de un depósito de vetas de cobre y oro; más tarde Hirayama (1981) propone un modelo de intrusión desarrollando zonas de skarn; Sánchez Silva (1993) considera a los yacimientos producto de soluciones hidrotermales derivadas de un magma residual; Marsden (2007) describe cuerpos ricos en molibdenita asociados con un skarn de Cu-Au y una posible mineralización de pórfido cuprífero; y Grupo México (2010) realiza un informe donde describe a los yacimientos como tipo greisen con pegmatitas asociadas. Grupo Minero Pánuco, actual dueño de la mina Pánuco, no tiene en claro a que tipología pertenece este yacimiento. Para ello, es preciso determinar las características geológicas del área, del magmatismo generador, la mineralogía de los yacimientos y las asociaciones de alteración, y las características físico-químicas de los fluidos hidrotermales asociados a su emplazamiento.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo general

Definir las características geoquímicas de los intrusivos generadores de las mineralizaciones, así como del origen,

transporte y mecanismos de depositación de las menas en la mina de Pánuco, Coah.

### 1.2.2 Objetivos específicos

1. Definir el contexto tectónico, magmático, y geológico local del yacimiento, en base a la geoquímica elemental e isotópica de los intrusivos relacionados al yacimiento metalífero.
2. Determinar la edad del yacimiento y de los intrusivos asociados a éste.
3. Definir las asociaciones minerales del yacimiento y su distribución espacial.
4. Realizar determinaciones microtermométricas de inclusiones fluidas a fin de determinar las temperaturas y presiones mínimas de formación del yacimiento, así como la salinidad de los fluidos mineralizantes.

## 1.3 Localización y acceso

El yacimiento se encuentra en la porción centro-oriental del estado de Coahuila, en el terreno Coahuila (Campa y Coney, 1983), en la subprovincia conocida como Cinturón Plegado de Coahuila, que incluye la Cuenca de Sabinas. Se encuentra en el flanco oeste de la Sierra Los Guajes, dentro de las coordenadas UTM: 301,00 - 303,750 E y 2954,400 – 2957,000 N (Figura 1.1).

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

El acceso se realiza partiendo de la ciudad de Monclova Coahuila, al oriente por la carretera estatal 30, por 46 km hasta llegar al poblado El Huizachal, donde se toma un camino de terracería al SSE por 8 km hasta acceder a la mina.



Figura 1.1. Localización de la mina Pánuco, en cerro Pánuco, ejido El Huizachal, municipio de Candela, Coahuila.

## CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

Este estudio incluye el análisis de la base de datos existente en el proyecto minero Pánuco, que comprende información tanto de barrenos como estudios especiales internos de Grupo Minero Pánuco. Para el presente estudio se realizaron levantamientos de campo, estudios mineralógicos de núcleos de barrenos, petrográficos, de inclusiones fluidas, geoquímicos y geocronológicos, cuyo alcance y metodología de estudio se detalla a continuación.

### 2.1 Procedimiento y localización de muestreo

En la mina de Pánuco se llevó a cabo un muestreo de intrusivos sin alteración, alterados y de la mineralización metálica, a fin de reconocer las relaciones entre ellos, así como determinar su composición geoquímica, y sus edades. Este muestreo fue determinado en base a los afloramientos apropiados y en base a la barrenación disponible por parte de la empresa Grupo Minero Pánuco, aún en un estado incipiente de exploración. Se recolectó un total de 121 muestras, 67 de las cuales, en superficie, 49 de núcleos de barrenación y 5 de interior de mina, pertenecientes al socavón general. Entre las muestras de superficie se tomaron 12 muestras de la zona de Tahonas y Dos Amigos. Las muestras de los núcleos fueron tomadas de los barrenos PA-01, PA-02 y PA-

04 los cuales se encuentran a 721.45, 481.85 y 469.05 m de profundidad respectivamente.

### 2.2 Cartografía

Se detalló y unificó la cartografía realizada por Hoggard y Hopper (2010) y Gómez (2010), a escala 1:5,000 y 1:10,000, incluyendo las zonas de Tahonas y Dos Amigos.

### 2.3 Petrografía

Se realizaron 121 láminas delgadas de roca con pulido metalográfico para su estudio mediante luz transmitida y reflejada. Para el estudio petrográfico (incluyendo la petrografía de inclusiones fluidas) se utilizó un microscopio Olympus modelo BX60 ubicado en el laboratorio de microscopios del Instituto de Geología de la UNAM.

A 49 muestras se les hizo una descripción detallada de petrografía, obteniéndose fotomicrografías en un microscopio Carl Zeiss modelo Axion Vision de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Las muestras con asociaciones de alteración hidrotermal fueron analizadas por espectroscopia de onda corta de luz infrarroja (SWIR), para conocer los minerales arcillosos presentes mediante un equipo ASD-Lab Spec Pro y se procesaron con el software Indico Pro®, ubicado en el departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM. Las gráficas de onda corta de luz infrarroja fueron

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

obtenidas a través de tablas de datos importadas de los resultados del espectroscopio con una longitud de onda comprendida entre 1300 y 2500 nm procesadas mediante Excel.

### 2.4 Microscopía y microsonda electrónica

Las determinaciones mineralógicas y petrográficas se complementaron mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) y microsonda electrónica (EMPA), con el equipo marca JEOL JSM-6300 (Figura 2.1) en el Instituto de Geofísica de la UNAM. Las condiciones analíticas para silicatos y sulfuros fueron de 20 KeV y 20 nA de corriente de sonda, diámetro de haz de 1  $\mu\text{m}$ , con un tiempo de conteo de 30 s. Los estándares usados fueron: albita ( $\text{SiK}\alpha$ ), anhidrita ( $\text{CaK}\alpha$ ), apatito ( $\text{FK}\alpha$ ), clorita

( $\text{SiK}\alpha$ ,  $\text{AlK}\alpha$ ,  $\text{MgK}\alpha$ ,  $\text{NiK}\alpha$ ), olivino ( $\text{FeK}\alpha$ ,  $\text{MgK}\alpha$ ,  $\text{NiK}\alpha$ ) y plagioclasa ( $\text{AlK}\alpha$ ,  $\text{TiK}\alpha$ ). Los estándares usados para sulfuros fueron: cuprita ( $\text{CuK}\alpha$ ), cadmio ( $\text{CdL}\alpha$ ), galena ( $\text{PbM}\alpha$ ), ilmenita ( $\text{FeK}\alpha$ ,  $\text{MnK}\alpha$ ), plata ( $\text{AgL}\alpha$ ) y esfalerita ( $\text{SK}\alpha$ ,  $\text{ZnK}\alpha$ ).

### 2.5 Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas

Se analizaron inclusiones fluidas en muestras de cuarzo y de hornblenda de la mineralización metálica. Se realizaron 29 láminas doblemente pulidas (100  $\mu\text{m}$  de grosor). Se reconocieron inclusiones fluidas primarias. Los estudios microtermométricos de inclusiones fluidas se realizaron en una platina Linkam THMSG 600 montada en un microscopio Olympus BX60 equipado con un objetivo de 50x de ultra-larga distancia de



Figura 2.1. Microsonda electrónica en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

trabajo disponible en el Instituto de Geología de la UNAM, cuya calibración muestra una precisión en las medidas de  $\pm 0.2^\circ\text{C}$  en ensayos de baja temperatura y de  $\pm 2^\circ\text{C}$  en ensayos de alta temperatura. Los datos de inclusiones fluidas se obtuvieron a diferentes escalas de observación. Las salinidades fueron calculadas mediante las ecuaciones de estado de Bodnar y Vityk (1994) para el sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ .

### 2.6 Análisis multielementales en roca total

Para el análisis multielemental se escogieron 14 muestras de rocas intrusivas, las cuales fueron analizadas en el laboratorio de Actlabs en Ancaster Canadá, (Actlabs: <http://www.actlabs.com/>) para elementos mayores, trazas y tierras raras.

Se requirió calcular el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}$  manualmente. El cálculo se realizó con las formulas reportadas por Valdez (2006) tomadas a su vez de Ragland (1989)  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} * 0.15$  y  $\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} * 0.85 * 0.8998$ . Para graficar los datos se utilizaron los software Petrograph (Petrelli, 2005) e Iqpet para Windows 2007.

Los elementos mayores analizados son Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, y P, los cuales se expresan en porcentaje en peso de óxidos. Los elementos traza analizados son: a) siderófilos (Fe, Co, Ni, Au, Re, Mo, Ge, Sn, Pb, As, W), b) litófilos (Li, Rb, Cs, Be, Mg,

Sr, Ba, Ra, B, Zn, V, Nb, Ta, Cr, Mn, Tl, Ga, Zr, Th, U, Sc), c) Tierras Raras (La, Y, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf), y d) calcófilos (Cu, Ag, Cd, Hg, In, Sb, Bi, S, Se, Te).

### 2.7 Geoquímica de isótopos radiogénicos

Se efectuaron estudios de isótopos radiogénicos a 4 muestras de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en rocas total, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM (Figura 2.2).

La preparación de las muestras para la determinación de las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb fue realizada en el laboratorio ultralimpio del CGEO, siguiendo los procedimientos químicos establecidos en Gómez-Tuena *et al.* (2003 y 2011). Los análisis de las relaciones de Sr, Nd y Pb fueron realizados en el multicolector ICP-MS Thermo Neptune Plus del CGEO, siguiendo los procedimientos descritos por Gómez-Tuena *et al.* (2013).

Las mediciones de las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fueron corregidas por fraccionamiento normalizando con el valor  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ , y posteriormente ajustadas con respecto al valor del estándar NBS-987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710230$ . El valor promedio obtenido del estándar NIST SRM 987 fue de

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

0.710264  $\pm$ 0.000012 ( $2\sigma$ ,  $n = 22$ ). Los valores obtenidos de la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  fueron normalizados con respecto al valor  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.72190$ , y ajustadas al valor del estándar JNdi de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512115$  (Tanaka *et al.*, 2000), medido repetidamente durante la misma sesión analítica. El valor promedio de las relaciones de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  del estándar JNdi fue de  $0.512090 \pm 0.000009$  ( $2\sigma$ ,  $n = 32$ ). Utilizando estas mismas correcciones el valor del estándar La Jolla fue de  $0.511859 \pm 0.000007$  ( $2\sigma$ ,  $n = 9$ ). Los valores de las relaciones isotópicas de Pb fueron corregidos por fraccionamiento de masa usando el valor de la relación  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}=2.387$  de la solución estándar

NIST SRM 997, que fue adicionada a las muestras para obtener una relación de Pb/Tl  $\sim 4$ . Los valores corregidos por fraccionamiento de masa utilizando la solución de Tl fueron posteriormente ajustados a los valores del estándar NIST SRM-981 de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.9356$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.4891$ , y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.7006$  (Todt *et al.*, 1996). Las composiciones isotópicas de Pb del estándar NIST SRM-981 corregidas por fraccionamiento de masa utilizando Tl fueron de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.9305$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.4839$ , y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.6739$  ( $2\sigma$  de 57, 60, 56 ppm, respectivamente,  $n = 27$ ) (Díaz Bravo, 2014).



Figura 2.2. Espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción con multicolector (ICP-MS-MS) Thermo Neptune Plus a la derecha, espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo XSeries-ii a la izquierda de la fotografía, y sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50 en el centro, pertenecientes al laboratorio de estudios isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM.

### 2.8 Geocronología

Las determinaciones geocronológicas de U-Pb se efectuaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de

Geociencias de la UNAM, donde se analizaron zircones de 3 muestras. Las determinaciones geocronológicas de Ar/Ar se realizaron en el Laboratorio de

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

Geocronología del CICESE para 10 muestras de biotita y feldespato potásico. Las determinaciones geocronológicas de Re-Os se realizaron en el Arizona Geochronology Center de la Universidad de Arizona para 3 muestras de molibdenita.

La separación de zircones de muestras de intrusivos se realizó utilizando técnicas convencionales en los laboratorios de Separación de Minerales de los Institutos de Geofísica y Geología de la UNAM. Éstas consisten en:

- (1) la fragmentación de ~2 kg de muestra con una quebradora de quijadas,
- (2) el tamizado de la muestra quebrada,
- (3) posteriormente se colocan las muestras en el separador magnético Franz, empleando una corriente eléctrica de 2.0 A, recuperándose la fracción no magnética,
- (4) a continuación se escogieron los cristales con pinzas hasta obtener la cantidad deseada,
- (5) posteriormente el concentrado fue lavado con agua desionizada en un baño con ultrasonido, por un periodo de 15 min y posteriormente con acetona,
- (6) el lavado con agua de la fracción tamizada malla 80 o 177 micras y el separado de minerales densos por medio de bateo.

Las muestras tamizadas se utilizaron adicionalmente para geocronología de Ar/Ar. Para realizar estudios geocronológicos de U-Pb por medio de la técnica LA- MC-ICP-MS,

el Centro de Geociencias de la UNAM dispone en su Laboratorio de Espectrometría de Masas de un láser excímero de 193 nm (ArF) de longitud de onda, de la marca Resonetics acoplado a un ICP-MS cuadrupolar Thermo X-Series (Solari *et al.*, 2009). La ablación se desarrolla en una celda con una atmósfera de He donde se incide el láser con una repetición a 5 Hz y una energía de ~160 mJ, provocando la nebulización de un área del zircón de 24  $\mu\text{m}$  de diámetro y de aproximadamente 25  $\mu\text{m}$  de profundidad. Este material nebulizado en He es transportado hacia el espectrómetro de masas mediante un flujo de Ar y N<sub>2</sub>. Una vez ahí, se obtienen las mediciones de las relaciones isotópicas para cada análisis puntual realizado.

Para las 3 muestras de zircón se analizaron por cada 10 zircones (desconocidos) 2 estándares de zircón 91500 (referencia) y 1 de zircón Plesovice (PL) (solo como control interno). También se analizó al inicio (3 veces seguidas) y al final (2 veces). Cada 30 análisis se hace uno de vidrio NIST 610 para usarlo en la calibración del detector y en el cálculo de las concentraciones elementales. Posteriormente, se hicieron 5 análisis del zircón estándar PL que tiene una edad U-Pb concordante de  $337.13 \pm 0.37$  Ma (2) obtenida mediante la técnica ID-TIMS reportada en Sláma *et al.* (2008).

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

Los datos se redujeron tomando en cuenta la señal del estándar y desechando los primeros segundos en el conteo de cada análisis. Solo se tomaron en cuenta 77 segundos del tiempo total del análisis, los cuales corresponden a la mejor señal obtenida del experimento. Las relaciones isotópicas fueron tratadas algebraicamente según Andersen (2002) para reducir el exceso de Pb común para cada zircón. La precisión de las relaciones isotópicas de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es típicamente de ~1.5 a 5.0% del error estándar  $2\sigma$ . Las réplicas del estándar PL durante el análisis tienen una reproducibilidad del 1.07% ( $n = 14$ ) en las relaciones  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , de 0.99% ( $n = 14$ ) en las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , y de 1.52% en las reacciones  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ . Finalmente, las edades se calcularon con una hoja de cálculo Excel interna del LEI del Centro de Geociencias de la UNAM. Los datos fueron graficados usando el programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2003).

Las edades  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  presentadas, se obtuvieron en el Laboratorio de geocronología del CICESE. Estos experimentos fueron obtenidos por duplicado con láser para su calentamiento por pasos. Un espectrómetro de masas VG 5400 se utilizó para determinar la composición isotópica del argón. Las muestras se prepararon en el Departamento de Geología del Centro de Investigación Científica y Educación

Superior de Ensenada (CICESE). El procedimiento de preparación de la muestra consistió en la trituration y tamizado, luego se enjuagaron con agua destilada, seguido de acetona al 98%. Los fragmentos de roca se secaron durante la noche aproximadamente a 60 °C. El concentrado de plagioclasas y biotita se obtuvo con la separación magnética usando el separador Frantz, seguido de la separación empleando líquidos pesados y, finalmente, el examen bajo el microscopio para asegurar pureza superior al 99%.

La muestra se irradió en la posición 8 del reactor de investigación U enriquecido de la Universidad McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. Durante la irradiación de las muestras y los monitores se cubrieron con revestimiento de Cd para bloquear los neutrones térmicos. La muestra se irradió con el estándar de sanidina FCT 2 ( $28.201 \pm 0.046$  Ma; Kuiper et al, 2008). Se usó un láser de Ar-ion 300 coherent Innova para calentar las muestras. La cámara de extracción del argón se conecta en línea con el espectrómetro de masas VG5400, donde se midieron los isótopos de argón. Los monitores de irradiación láser se fusionan en un solo paso, mientras que los granos de plagioclasas eran calentados cada paso por el láser. Todos los experimentos de argón fueron precedidos por una medición de un blanco, en el que se miden todas las masas de argón. Tras la sustracción del blanco, los

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

isótopos de argón se corrigieron para la discriminación de masas de calcio, potasio, neutrones de cloro y reacciones de interferencia inducidas. Los parámetros utilizados para corregir las reacciones de interferencia inducidas por neutrones fueron:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 6.50 \times 10^{-4}$ ;  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2.55 \times 10^{-4}$ ;  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.36$  masa también fue corregido para cloro derivado  $^{36}\text{Ar}(^{35}\text{Cl}(n, \gamma)^{36}\text{Cl} \rightarrow ^{36}\text{Ar} + \beta$  con  $t_{1/2} = 3.1 \times 10^5$  a). Los isótopos de  $^{37}\text{Ar}$  y  $^{39}\text{Ar}$  se corrigieron por el decaimiento radioactivo. Las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977) se utilizaron en todos los cálculos, mientras que todas las líneas rectas, los cálculos se realizaron con las ecuaciones presentadas en York *et al.* (2004). Todos los errores son reportados a nivel  $1\sigma$ . Los errores de la edad están integrados en las mesetas e isócronas incluyen la incertidumbre del parámetro J. Además, el error de las edades en las mesetas e isócronas incluyen el ajuste desde el cuadrado medio de las desviaciones ponderadas (MSWD) que superó 1. Se calcularon las edades integradas añadiendo los experimentos de las fracciones de calentamiento por pasos. La edad de meseta se calcula con la media ponderada de las cuatro fracciones consecutivas, que están dentro de los errores  $1\sigma$  excluyendo la incertidumbre en J. Los datos se representaron en el diagrama de correlación de  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  vs  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  para determinar la

isócrona de la edad y la composición inicial de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ .

Los análisis Re-Os se llevaron a cabo en la Universidad de Arizona, siguiendo el método descrito en Mathur *et al.* (2002) y Teixeira Correia *et al.* (2007). Se utilizó aproximadamente 0,05 hasta 0,1 g de molibdenita colocada en un tubo de Carius con 4 ml de agua regia inverso y 1 ml de  $\text{H}_2\text{O}_2$ . Mientras que los reactivos, muestra y spike fueron congelados, el tubo de Carius se selló, se colocó en un horno y se calentó a  $220^\circ\text{C}$  durante 15 horas.

El tubo de Carius se congeló, luego se abrió para añadir en la parte superior de la solución 5 ml de solvente de  $\text{CCl}_4$  al ácido congelado. Una vez descongelado, la mezcla de solventes agua regia se transfirió a tubos falcón de 50 ml, agitado, se centrifugó, y se separa en capas de solvente orgánico y ácido. La capa de solvente orgánico que contiene el Os se separó de la capa ácida y el procedimiento se repitió una vez más con 5 ml de  $\text{CCl}_4$ . El osmio es extraído del solvente orgánico en ácido bromhídrico concentrado, el cual se seca y posteriormente se purifica por técnicas de microdestilación mediante espectrometría de masas (Birck *et al.*, 1997). A continuación, se cargó el osmio en los filamentos de platino con  $\text{Ba}(\text{OH})_2$  para mejorar la ionización. Después de la separación del osmio, la solución del ácido restante se secó. El renio

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

se extrajo y purificó a través de dos columnas de intercambio aniónico utilizando AG1-X8 (malla 100-200) con resina y se cargó en filamentos de níquel con Ba(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>.

Las muestras se analizaron por espectrometría de masas con ionización térmica de iones negativos (N-TIMS) (Creaser *et al.*, 1991) en un espectrómetro de masas VG 54. Las edades de la molibdenita se calcularon

utilizando una constante de decaimiento de  $1.666 \times 10^{-11}$  por año de <sup>187</sup>Re (Smoliar *et al.*, 1996). La edad se reporta con un error de 0.5%, que se considera una estimación aceptable y refleja todas las fuentes de error (es decir, la incertidumbre en la constante de desintegración de Re (0.31%), las calibraciones del spike <sup>185</sup>Re y <sup>190</sup>Os (0.08% y 0.15%, respectivamente) y los errores de peso y analíticos), Barra *et al.*, 2005).

## CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO

El terreno Coahuila (Campa y Coney, 1983) o Coahuiltecano (Sedlock *et al.* 1993) se localiza al noreste de México y está limitado al sur por la Falla Mojave-Sonora, al oeste por el terreno Tarahuamara, al norte por el Cinturón Orogénico Ouachita Marathon y al este por el Golfo de México.

Las primeras edades reportadas son rocas del Triásico Tardío-Jurásico por Denison *et al.* (1969) quienes obtuvieron edades K-Ar de  $203 \pm 4$  Ma (roca total, metaargilita con biotita), y  $201 \pm 4$  Ma (granodiorita) en el área de Delicias-Acatita, y  $206 \pm 4$  Ma

(granodiorita) en el Potrero de La Mula, Coahuila (Chávez Cabello, 2005).

Durante la etapa del rift en la etapa inicial del rompimiento de Pangea (Triásico Tardío-Jurásico Temprano a Tardío) se produjeron las primeras rupturas dentro del terreno Coahuila, que condujeron a la generación de sus fallas de basamento principales, como La Babia y San Marcos (McKee *et al.*, 1984, 1990; Padilla y Sánchez, 1986; Chávez Cabello, 2005). En ese tenor, Goldhammer (1999) estableció la evolución paleogeográfica de la región del noreste de México y sur de EUA, con las diferentes cuencas, altos estructurales y plataformas, zonas de cabalgadura y sutura generadas a partir del Paleozoico tardío. Figura 3.2.

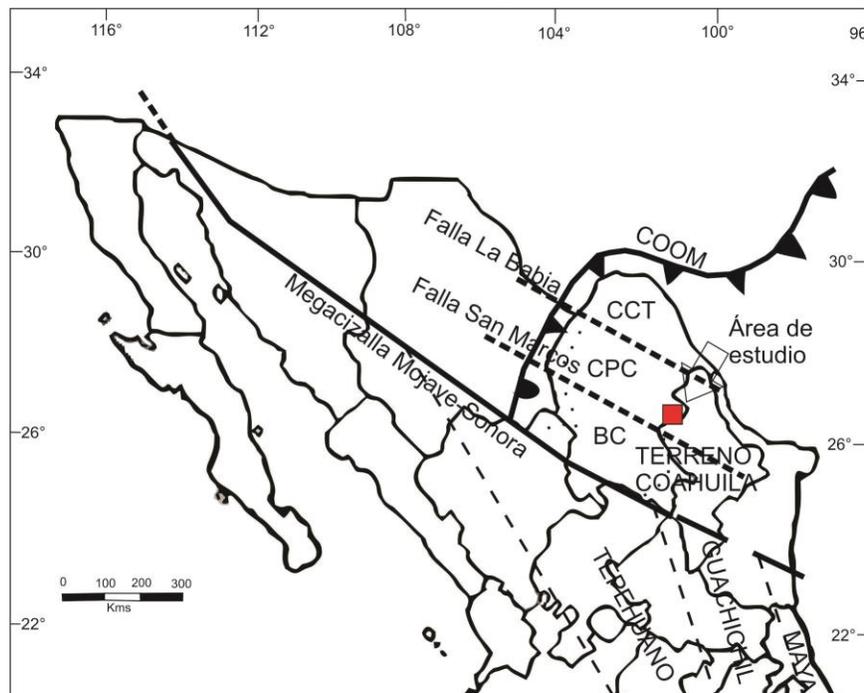


Figura 3.1. Mapa del Terreno Coahuila mostrando sus componentes tectónicos, Falla La Babia, Falla San Marcos, Megacizalla Mojave-Sonora, Cinturón Plegado de Coahuila (CPC), Cratón Coahuila Texas (CCT), Bloque Coahuila (BC) y Cinturón orogénico Ouachita Marathon (COOM) Adaptado de Chávez Cabello (2005).

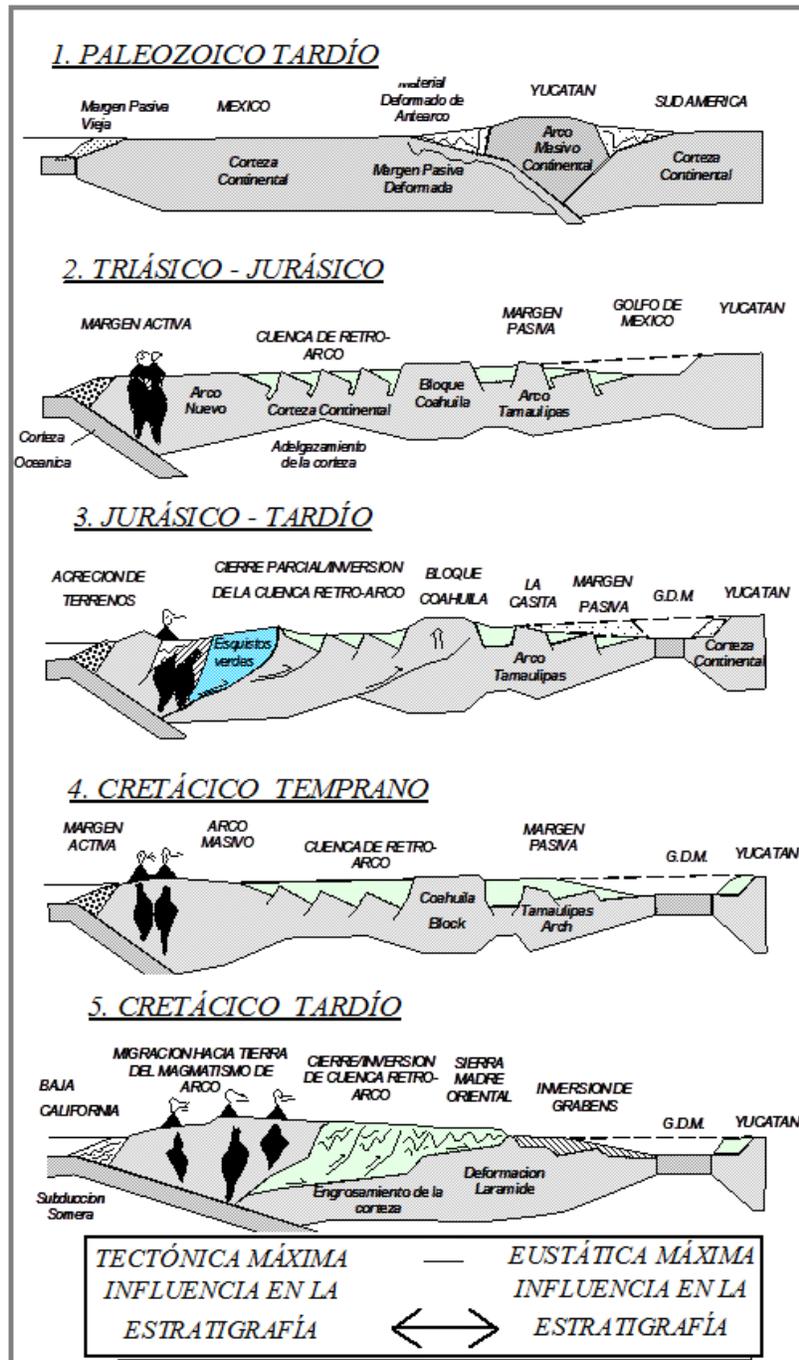


Figura 3.2. Evolución geológica del norte de México entre el Paleozoico tardío y el Cretácico Superior, tomado de Chávez Cabello (2005), a partir de Goldhammer (1999).

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

El terreno Coahuila se puede dividir en tres subprovincias: (a) Bloque Coahuila, (b) Cuenca de Sabinas-La Popa o Cinturón Plegado de Coahuila, y (c) Plataforma Burro-Peyotes o Cratón Coahuila-Texas. Cada una de estas subprovincias está separada por grandes zonas de falla de  $\geq 1000$  km de longitud y orientación WNW, originadas durante el Jurásico a causa de la disgregación de Pangea y la apertura del Golfo de México. Éstas son, de sur a norte (Figura 3.1), la falla Mojave-Sonora, la falla San Marcos y la falla La Babia (Chávez Cabello, 2005).

La Cuenca de Sabinas fue generada durante la fragmentación continental de la etapa inicial de apertura del Golfo de México (Goldhammer, 1999; Dickinson y Lawton, 2001) y está limitada por las fallas San Marcos al sur y La Babia al norte. Hoy en día, éstas son consideradas como fallas maestras del basamento y controlaron gran parte del paleorelieve y las litofacies del Mesozoico en la región, y la geometría de la deformación (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Salvador, 1987, 1991; Goldhammer *et al.*, 1991; Wilson y Ward, 1993; Goldhammer, 1999; Chávez Cabello, 2005). Estas fallas también controlaron el emplazamiento tanto de yacimientos minerales asociados con procesos sedimentario-diagenéticos como a procesos magmático-hidrotermales (Camprubí, 2009, 2013; González Sánchez *et al.*, 2009).

La migración del arco continental en México se produjo desde 140 Ma (Anderson y Silver, 1974; Henry, 1975; Clark *et al.*, 1979, 1982) de forma análoga a lo sucedido en el suroeste de EUA (Coney y Reynolds, 1977; Dickinson y Snyder, 1978). Conforme el frente magmático migró hacia el continente debido a la subducción de la Placa Farallón entre 80 y 40 Ma, la composición de los magmas cambió de cálcica y calci-alcalina cerca de la trinchera a álcali-cálcica con contenidos altos en K, y facies alcalinas hasta  $\geq 1,000$  km en el interior del continente (Clark *et al.*, 1982). El arco magmático permaneció estacionario aproximadamente entre 40 y 30 Ma (Chávez Cabello, 2005). (Figura 3.3).

Se tiene bien documentado que después del inicio del “roll-back” de la placa Farallón alrededor de los 30 Ma, tanto en la parte norte de México como en el suroeste de EUA, inició un evento tectónico extensional muy extenso que se extiende hasta el Holoceno y es conocido como el evento de Cuencas y Sierras (Basin and Range). Este fenómeno generó fallamiento normal generalmente orientado noroeste-sureste. Se considera que la extensión influyó en el ascenso de magmas máficos alcalinos poco diferenciados con firma geoquímica de intraplaca (Luhr *et al.*, 2001) en el centro y norte de México. La edad de este magmatismo abarca desde el Oligoceno tardío hasta el Cuaternario (Chávez Cabello, 2005).

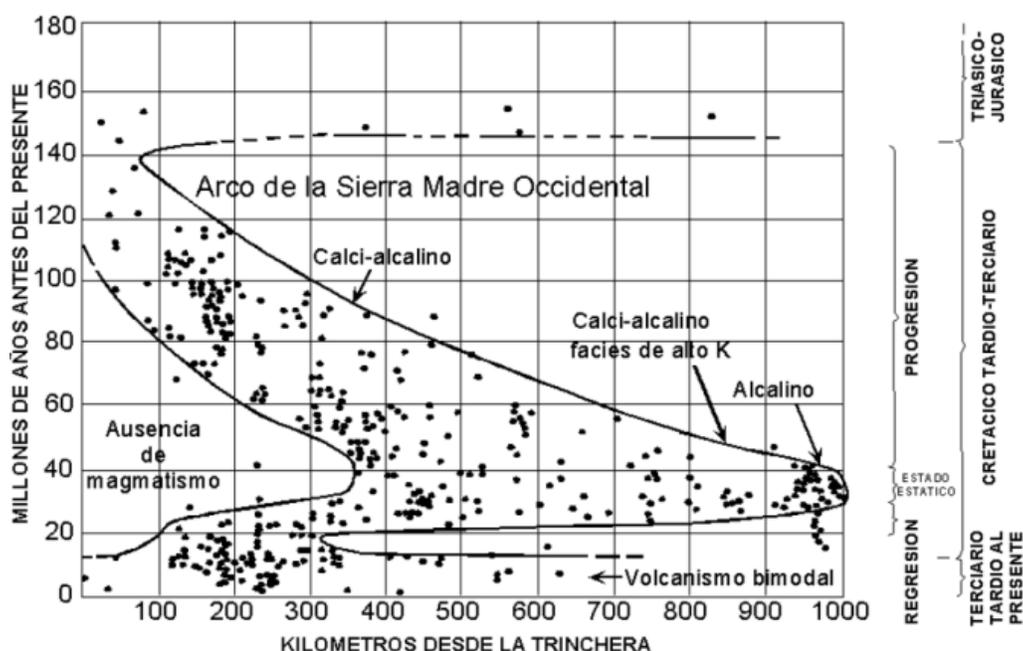


Figura 3.3. Distribución de los magmas de arco en México, en espacio y tiempo, tomado de Chávez Cabello (2005), a partir de Clark *et al.* (1982).

En la Sierra Madre Occidental está bien documentada una primera fase de magmatismo plutónico de composición intermedia. Estas rocas subyacen a la Sierra Madre Occidental y tienen edades entre 90 y 60 Ma e inclusive más antiguas (Damon *et al.*, 1981; McDowell y Clabaugh, 1981; Clark *et al.*, 1982; McDowell *et al.*, 2001; Staude y Barton, 2001; Valencia *et al.*, 2001). Por otro lado, en la región del Trans-Pecos en Texas, Henry *et al.* (1986, 1989) y Henry y McDowell (1986) reportaron edades de magmatismo de arco entre 48 y 32 Ma, mientras que Gilmer (2001) reportó edades de  $64.2 \pm 0.2$  Ma y  $60.2 \pm 0.3$  Ma del pórfido Cu-Mo de Red Hills.

Cerca del área de estudio existen dos zonas con magmatismo ignimbrítico del Eoceno-Oligoceno, en el Trans-Pecos en Texas, y en la parte oriental del Estado de Chihuahua. Éstas corresponden a las manifestaciones más orientales del magmatismo de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977; Chávez Cabello, 2005). Por otro lado, el vulcanismo más joven está representado, por el Campo Volcánico de Camargo en el sureste de Chihuahua, con edades 4.7 a 0.09 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 2003), el Campo Volcánico Las Esperanzas y Ocampo (Valdez Moreno, 2001) y el Campo Volcánico Las Coloradas, ambos en Coahuila (Aranda Gómez *et al.*, 2005).

### 3.1 Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM)

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM) es un cinturón de cuerpos ígneos calci-alcalinos a alcalinos mineralizados (Camprubí 2009, 2013; Poliquin 2009) con dirección NNW-SSE subparalelo al margen Pacífico, que se extienden desde el norte de Coahuila y noreste de Chihuahua hasta el norte de Chiapas (Camprubí 2013). Figura 3.4).

Las rocas ígneas consisten predominantemente en intrusivos porfídicos de composición intermedia, equigranulares y cuerpos hipoabisales, inclusive flujos de lava relativamente jóvenes al sur de la PAOM (Hamblock, 2002).

Existen datos geocronológicos que indican que el magmatismo alcalino ha migrado de norte a sur desde el Eoceno, (McAnulty *et al.*, 1963; Sewell, 1968; Bloomfield y Cepeda-Dávila, 1973; Cantagrel y Robin, 1979; Seibertz, 1987; Romer y Heinrich, 1998; Nandigam, 2000; Poliquin 2009). El ambiente tectónico durante el magmatismo alcalino es todavía incierto, aunque algunos autores sugieren que se trata de un rift intracontinental (Cantagrel y Robin, 1979) y otros una zona de tras-arco (Nelson *et al.*, 1995).

La PAOM comprende los complejos intrusivos Candela-Monclova, Sierra de Picachos, Sierra San Carlos-Cruillas, Sierra de Tamaulipas y Región de Tampico-Tántima.

En algunas localidades de esta provincia co-existe magmatismo de subducción y de intraplaca, debido al ángulo de la placa subducente, procesos de rollback y extensión continental (Ramírez Fernández *et al.*, 2000; Aranda Gómez *et al.*, 2005, 2007; Viera Décida *et al.*, 2009). Ello sucede en el Trans-Pecos (James y Henry, 1991), y en los macizos de Sierra San Carlos-Cruillas (Nick, 1988), Sierra de Tamaulipas (Viera-Décida, 1998) y Palma Sola (Orozco-Esquivel, 1995).

El cambio de fuente magmática de subducción a intraplaca avanzó diacrónicamente de norte a sur, siendo un caso más complejo en el sur de la PAOM que en el norte por la evolución de la placa de Cocos a partir del Mioceno medio (López-Infanzón, 1991; Orozco Esquivel, 1995; Gómez Tuena, 2002; Chávez Cabello, 2005). Tales complejos con rocas alcalinas continúan hacia el norte en la provincia de Trans-Pecos, Texas, y en Sierra Blanca, Nuevo México (Hamblock, 2002; Chávez Cabello, 2005). La provincia de Trans-Pecos es un cinturón NW-SE, con edades que van de 48 a 16 Ma, con rocas alcalinas al norte hacia rocas calci-alcalinas metaluminosas al

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

sur (Barker, 1977; Price y Henry, 1984). Los depósitos minerales en Trans-Pecos incluyen pequeños depósitos de pórfidos de Cu y

epitermales de Ag relacionados a los magmas calciálicos, (James y Henry, 1991; Poliquin, 2009).



Figura 3.4. Ubicación de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). Modificada de Camprubí (2013).

### 3.2 Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM)

El CICM se localiza en un área entre las coordenadas geográficas: 26° 30' a 27° 00' N y 100° 00' a 102° 00' W, en la parte central del Estado de Coahuila y noroeste de Nuevo León. El nombre de Cinturón Candela-Monclova (Candela Monclova Belt) localizado en la parte centro-norte de

Coahuila y centro del Cinturón Plegado de Coahuila (CPC), fue utilizado inicialmente por Sewell (1968) para referirse a 16 intrusivos ubicados en una franja aproximadamente E-W entre los municipios de Lampazos de Naranjo en Nuevo León (intrusivo La Iguana) y Cuatro Ciénegas en Coahuila (intrusivo de Reforma). Figura 3.5.

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

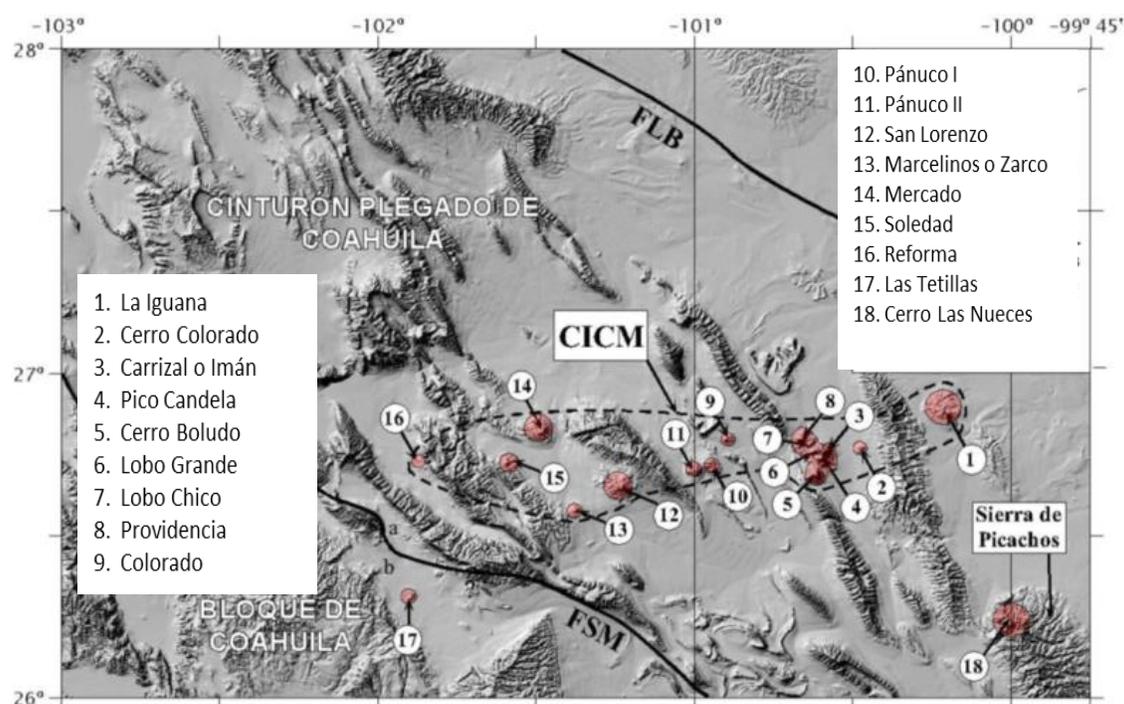


Figura 3.5. Localización de los intrusivos del cinturón de intrusivos Candela-Monclova (CICM), Falla La Babia (FLB), Falla San Marcos (FSM), Sierra de Picachos. Tomado de Chávez Cabello (2005).

Las rocas predominantes en el CICM son monzodioritas, dioritas, monzonitas, cuarzomonzonitas y cuarzomonzodioritas. Estos intrusivos están emplazados principalmente en la parte central de la Cuenca de Sabinas, en las inmediaciones de límites estructurales de bloques de basamento (Chávez Cabello, 2005), tales como los que delimitan la paleo-isla de Monclova.

Los intrusivos del CICM fueron emplazados mayoritariamente en núcleos de anticlinales con rumbo NW-SE (parte occidental) a NNE-SSW (parte oriental) del CPC (Chávez

Cabello, 2005). Solamente los anticlinales de Pájaros Azules, Sierra Morena-Bustamante y Sierra de La Ventana presentan rocas Jurásicas en su núcleo y corresponden a las estructuras con mayor grado de acortamiento que hay en el área (Chávez Cabello, 2005). En general, los intrusivos del CICM son someros y se encuentran encajonados en rocas sedimentarias del Cretácico Superior. Éstas son muy susceptibles a la erosión, por lo que sus afloramientos están limitados a los alrededores de los intrusivos. Los contactos entre los intrusivos del CICM y estas rocas varían desde irregulares, como en los

intrusivos La Iguana, Colorado, Pánuco, San Lorenzo y Marcelinos, hasta casi subparalelo como en el Cerro del Mercado y La Soledad, siendo el de Cerro Boludo el que más claramente presenta dicho carácter. Estas estructuras se encuentran en lo que fue la zona más profunda de la cuenca de Sabinas, que se conectaba con el mar mexicano. Esta zona fue denominada por Goldhammer (1999) como canal de Monterrey.

La mayoría de los intrusivos del CICM fueron emplazados en secciones de la cuenca sin grandes espesores de evaporitas, con el basamento a escasa profundidad, y donde la reactivación de fallas de basamento fue durante la fase tardía de la deformación Laramide. Efectivamente, la distribución de los intrusivos del CICM parece ser controlada por fallas que delimitan a altos del basamento (Chávez Cabello, 2005; Camprubí, 2013).

Por ello se sugiere que esta área es una zona estructuralmente compleja, con múltiples fallas con orientaciones preferentemente NW-SE en el oeste y NNW-SSE en el este (Chávez Cabello, 2005).

De los intrusivos del CICM, Sewell (1968) reportó edades entre 43 y 35 Ma (K-Ar en roca total), y Chávez Cabello *et al.* (2003), entre 45 y 39 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda),

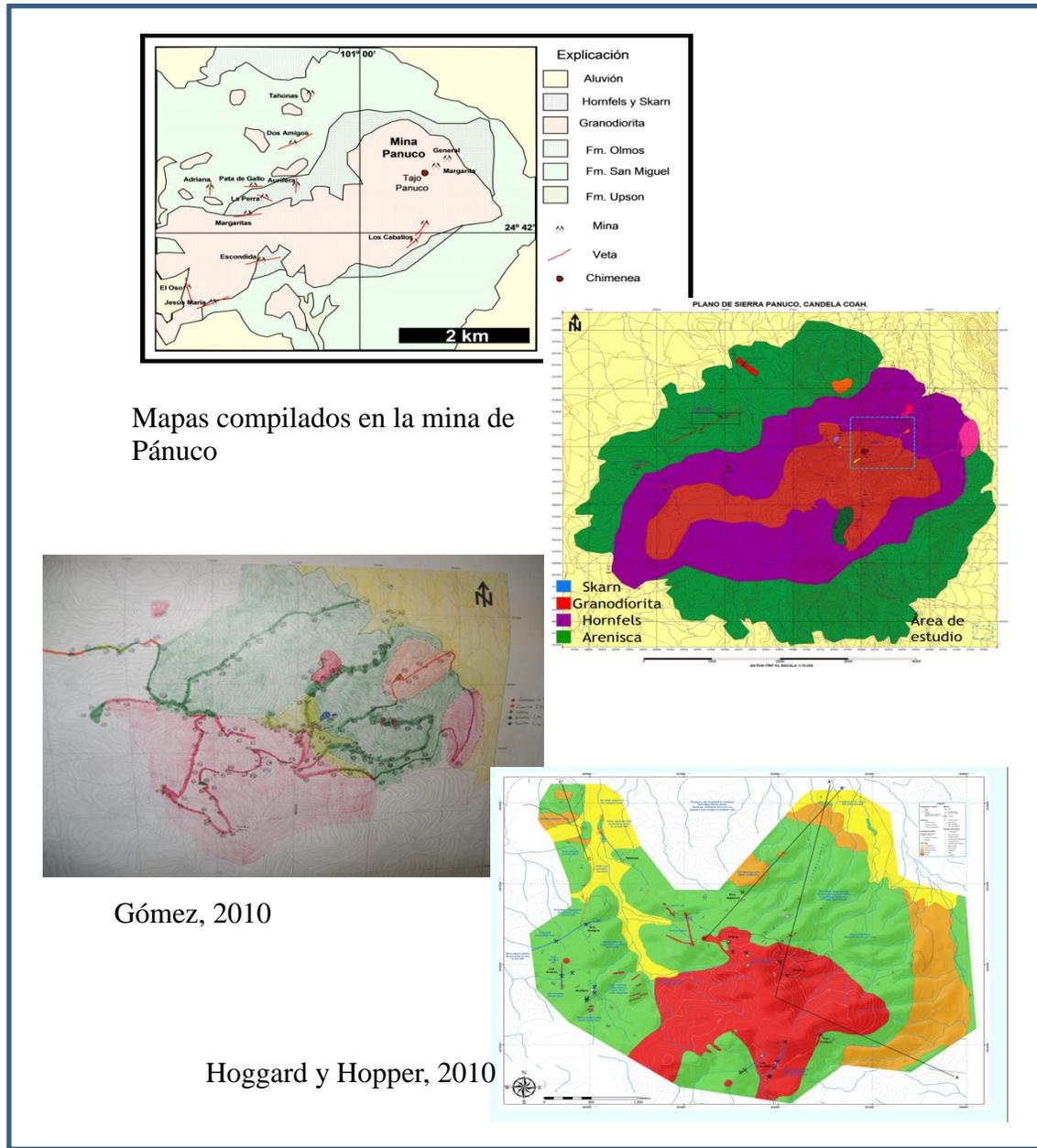
presentan afinidades de arco magmático (Morton Bermea, 1995; Cano González, 2002; Tovar Cortés, 2002; Terrazas Calderón, 2002; Valdés Reyes, 2002). Los intrusivos del CICM representan las manifestaciones del magmatismo de arco más alejadas de la paleotrinchera de subducción del Pacífico (Chávez Cabello *et al.*, 2003; Chávez Cabello, 2005), junto con los de la Sierra de San Carlos (Nick, 1988) y de Tamaulipas (Viera Décida, 1998).

Las afinidades de los intrusivos del CICM son calciocalina con alto-K y shoshonítica (Morton Bermea, 1995; Chávez Cabello, 2005).

### 3.3 Geología local del Cerro Pánuco

Gómez (2010) y Hoggard y Hopper (2010) realizaron la cartografía geológica en la zona de la mina y alrededores a escala 1:2500 (Figura 3.6). En el presente estudio se reelaboró dicha cartografía en base a dichos trabajos agregando las zonas de Dos amigos y Tahonas (Figura 3.7). Ésta, junto con la descripción de cuatro barrenos exploratorios, permite describir la geología local como sigue. En el área de Pánuco se cartografiaron doce unidades. Entre las unidades cartografiadas, en la base de la columna estratigráfica se encuentran rocas sedimentarias formadas principalmente por areniscas, calizas y lutitas de las formaciones

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México



Mapas compilados en la mina de Pánuco

Gómez, 2010

Hoggard y Hopper, 2010

Figura 3.6. Recopilación de mapas geológicos de la zona de Pánuco, basado en los trabajos de Hoggard y Hoper (2010), Gómez (2010) y geólogos de Grupo Minero Pánuco.

Upson, San Miguel y Olmos, dichas rocas se encuentran plegadas y fracturadas por eventos de origen tectónico que comenzaron en el Cretácico tardío. Estas unidades se observan en los bordes del intrusivo, fuera de las inmediaciones de la mina de Pánuco. En el

área de Tahonas y Dos amigos se observa una secuencia de areniscas y lutitas, pertenecientes a la Formación San Miguel, las cuales muestran oxidación en algunas zonas, encajonando vetas de cuarzo lechoso con

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

espesor variable de 10 cm, con pirita diseminada.

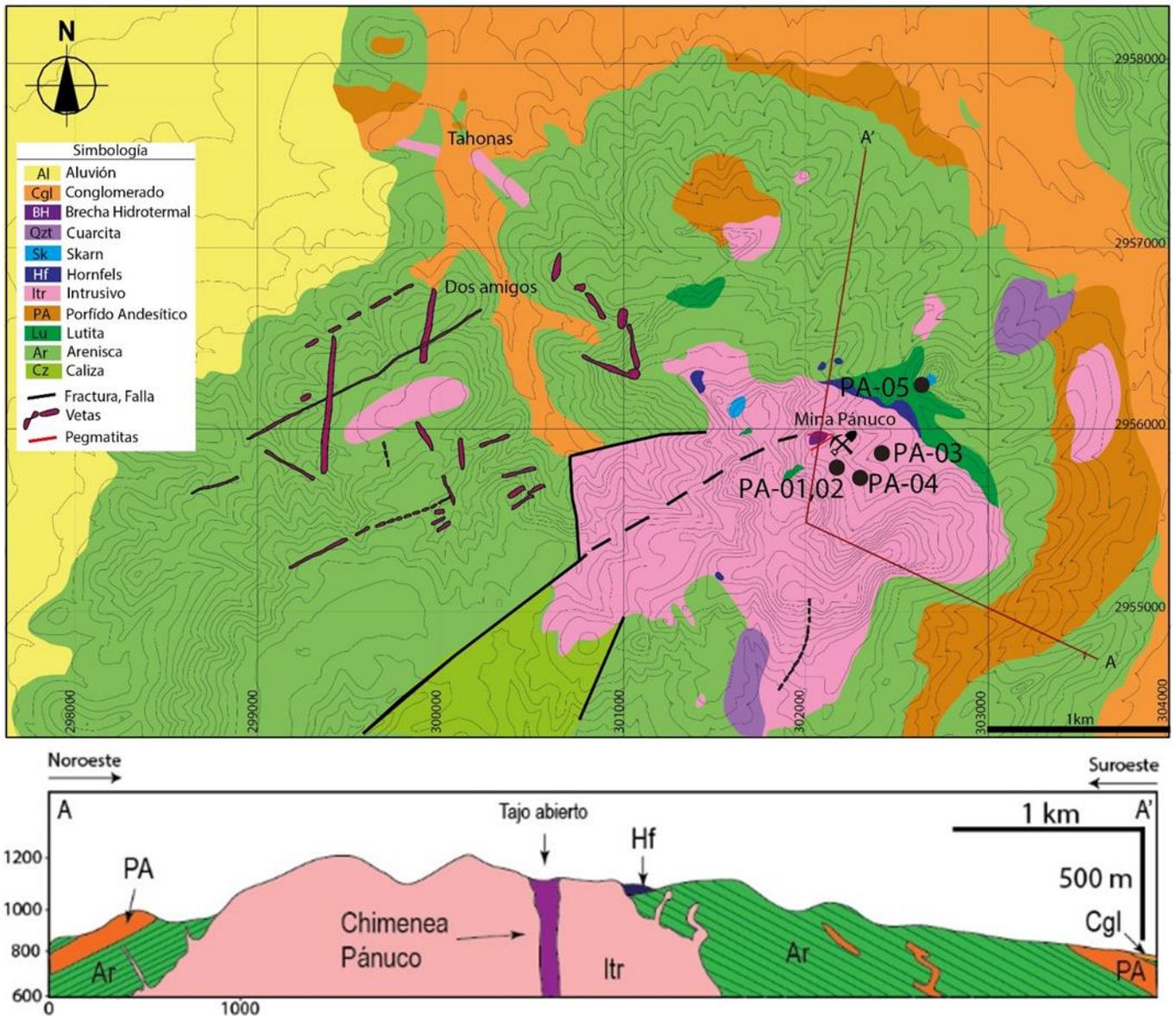


Figura 3.7. Cartografía geológica de la zona de Pánuco, elaborada en el presente estudio, basada en los trabajos de Hoggard y Hoper (2010) y Gómez (2010).

## 3.4 Geología del pórfido Cu-Au-Mo de la mina de Pánuco

La principal unidad descrita en algunos trabajos como un sólo intrusivo, según Chávez Cabello (2005) se trata de intrusivo

de monzonita o de granodiorita según Consejo de Recursos Minerales (1997), es un stock de diorita, sienita, monzonita y granito. Más antiguo a este intrusivo existe un pórfido andesítico el cual, se observa en la zona de

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México



Figura 3.8. a) Monzonita cortada por dique félsico en la entrada del socavón principal; b) Pegmatitas de biotita y feldespato potásico en la zona del tajo a cielo abierto; c) Cerro Pánuco, se muestra los contactos con las areniscas y calizas; d) Selección de muestras de barrenos para su descripción y posterior análisis; e) Brecha Pánuco mostrando la veta anular de cuarzo y molibdenita; f) Zona de diques félsicos en la zona de Dos Amigos.

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

Tahonas y Dos Amigos. Asimismo, se observaron diques andesíticos y félsicos posteriores a dichos intrusivos, de los cuales no se pudieron observar relaciones de corte mutuas. También se encuentran pegmatitas más tardías. Las pegmatitas contienen cristales entre 1 cm a 10 m, Figura 3.8. La mayoría de las pegmatitas contienen cuarzo, feldespato potásico y biotita, en forma de diques, estrechamente relacionados a la brecha hidrotermal. Se observan principalmente en la zona del tajo a cielo abierto.

Estas unidades están afectadas por metamorfismo de contacto, este metamorfismo está representado por hornfels y skarn con afloramientos escasos.

La estructura mineralizada se presenta con morfología de chimenea vertical compuesta por piritita, fluorita, hornblenda, feldespatos y cuarzo. En superficie, ésta se manifiesta como una zona de oxidación de 15 m de diámetro y que ha sido explotada hasta una profundidad de 150 m. Conocida localmente como “chimenea Pánuco” ha producido 80,000 T @ con leyes de 1.5 % Mo y 1.7 % Cu, esta estructura constituye la mineralización principal del yacimiento. De este cuerpo principal se desprenden cuerpos secundarios en forma de vetas y vetillas, con similar mineralogía. Alrededor de la brecha

se presenta una veta anular de molibdenita, cuarzo y biotita.

### 3.5 Historia de la minería en la mina de Pánuco

La minería en Pánuco existe desde el siglo XIX, cuando se realizaron trabajos de exploración, y se identificaron sulfuros de cobre, en 3 vetas de 5 a 8 centímetros de ancho (Pesifor, 1870).

La compañía Minera Continental, explotó el yacimiento hasta 1912 por cobre y oro mediante minado a cielo abierto, realizando el tajo actual (Price, 1944). Dicho tajo tiene 100 m de largo, 80 de ancho y 35 de profundidad. Se estima que, en su etapa inicial, se produjeron más de 250,000 t con leyes de oro de 85 g/t y 170 g/t de cobre, a tal grado que la mina contaba con una vía de ferrocarril hasta Monclova. La producción minera se suspendió durante la Revolución Mexicana y en el año 1918 se intentó reactivar la mina por molibdeno, pero las condiciones políticas del país lo impidieron, cesando por completo la actividad. Ello, hasta 1925, en que se reanudó la producción de cobre por encima del nivel Santa Margarita con el método de lixiviación in situ, suspendiéndose de nuevo la actividad en 1930. La compañía Minerales Coahuila comenzó en 1968 el desarrollo de la mina con el socavón General de 340 m de largo, a fin de interceptar la chimenea mineralizada, y la

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

preparación de 5 subniveles por encima del Socavón General y debajo del socavón Santa Margarita (Figura 3.9). En 1975 la mina fue evaluada por la Earth Resources Company (Buchanan, 1975), por medio de muestreos sistemáticos, cartografía geológica y barrenación en el interior de mina. Así, se ubicaron por encima del nivel general y hasta el nivel Aurora reservas indicadas de 41,400 ton a 1.57% Mo y 1.55% Cu, reservas inferidas de 38,200 ton a 1.42% Mo y 2.39% Cu, con reservas de bajo grado de 224,300 t a 0.091% Mo y 1.12% Cu.

La actividad formal de producción en base a tales determinaciones tuvo lugar entre 1980 y 1988 por parte de la compañía Minera del

Norte, que benefició alrededor de 75,000 t de mineral con alto grado (1 a 3% de Mo) en una planta ubicada en Candela, Coah.

Actualmente la mina Pánuco es propiedad de Grupo Minero Pánuco, que desarrolló una primera fase de exploración entre 2007 y 2009, con cartografía geológica, muestreo geoquímico y exploración regional en los alrededores de la mina. La primera etapa de exploración directa consistió en 5 barrenos a diamante que suman 2429 m.

Hasta la fecha la mina continúa trabajando lixiviando 400 t/día de cobre.

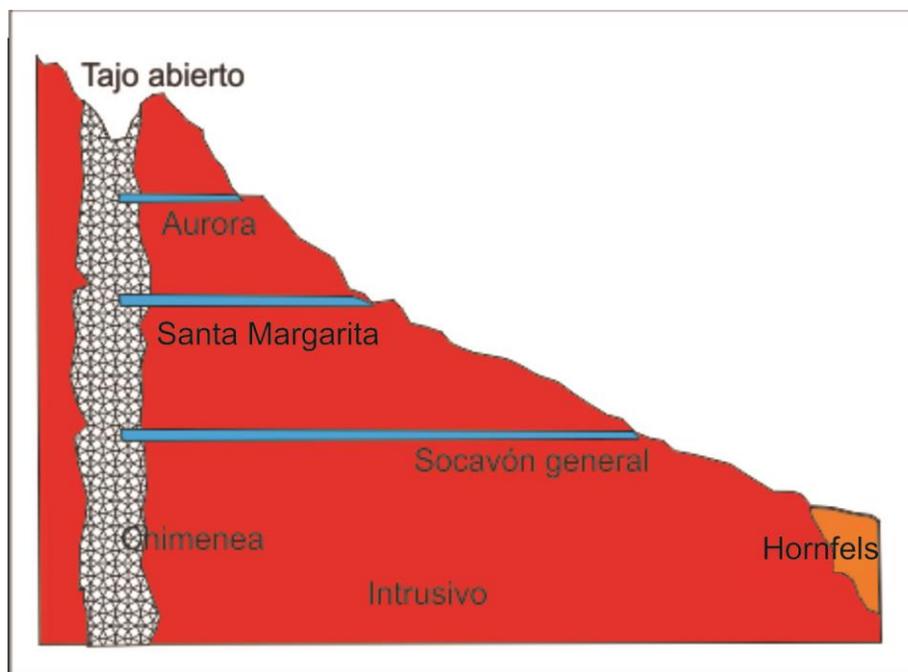


Figura 3.9. Esquema mostrando las diversas obras mineras de la mina Pánuco. Modificado de SGM (2008).

## CAPÍTULO 4. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS INTRUSIVOS

### 4.1 Petrografía de los intrusivos

Se estudiaron los intrusivos representativos del área de la mina de Pánuco con el objetivo de determinar las características texturales y la paragénesis mineral. Se pudo observar una gama composicional de gabro, diorita,

monzonita, tonalita, granito y granodiorita, incluyendo sienitas con nefelina. Todas son rocas faneríticas, equigranulares, holocristalinas de grano grueso con minerales magmáticos sin alteración. La mineralogía presente se compone de plagioclasas, feldespatos potásicos y cuarzo, con anfíboles, piroxenos y muy escasa biotita y feldespatoides. Figura 4.1 y anexo A.

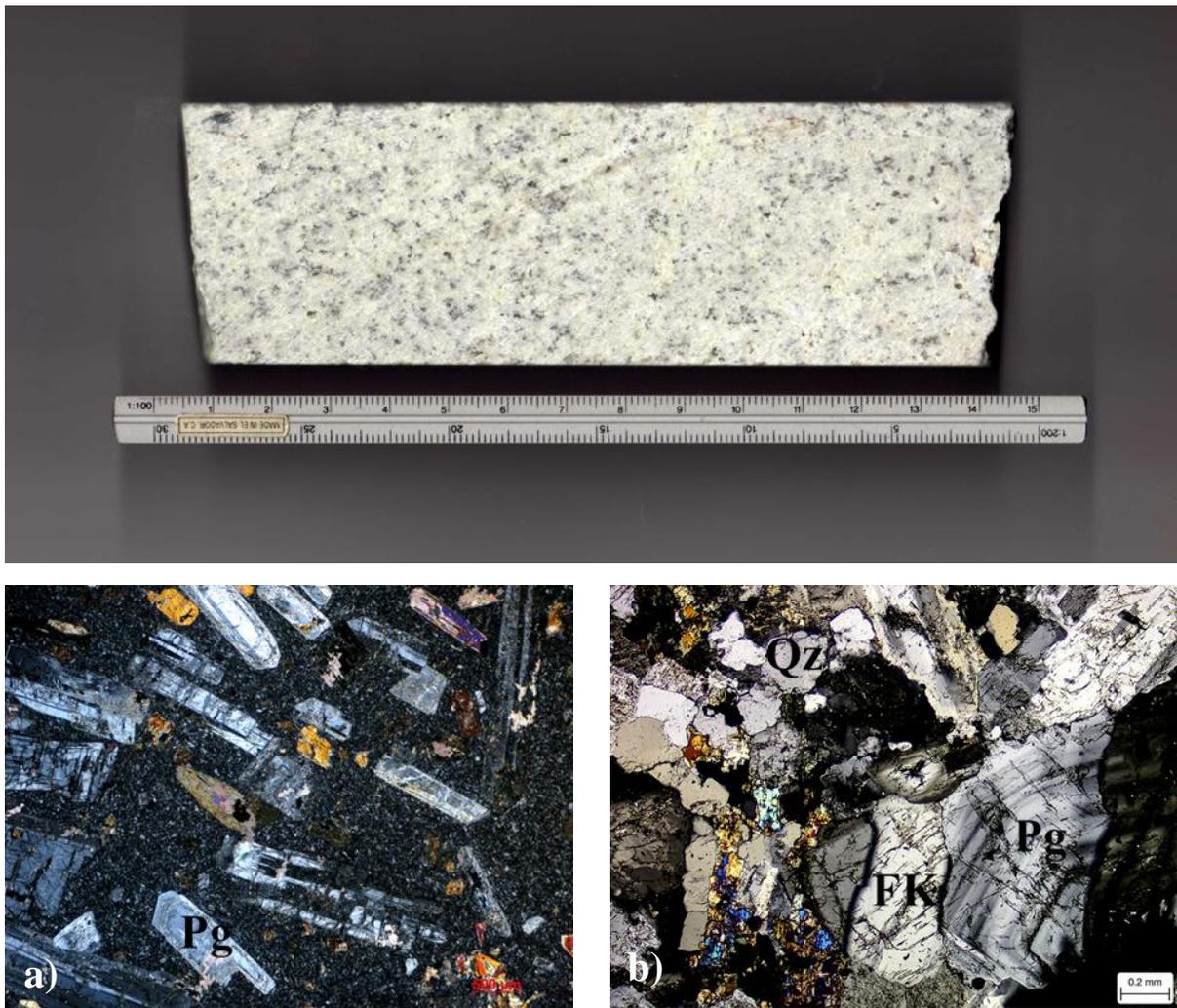


Figura 4.1. Fotografía de barreno con muestra no alterada de sienita y fotomicrografías de a) pórfido andesítico y b) granito.

# Metalogena de la mina de Pánuco, Coahuila, México

## 4.2 Geoquímica de elementos mayores

Se utilizó el diagrama de sílice contra álcalis total de Cox *et al.* (1979) para clasificar las rocas intrusivas de este estudio. En el anexo A se muestran las tablas de los resultados analíticos.

Se observa una distribución composicional heterogénea en los intrusivos del área de estudio, conteniendo granito, granito alcalino,

granodiorita, diorita, monzonita, tonalita y sienita. La mayoría de las muestras analizadas se encuentra dentro del campo composicional correspondiente a las rocas alcalinas o cerca del límite con las subalcalinas, mientras que una parte mínima presentan afinidad subalcalina (Figura 4.2).

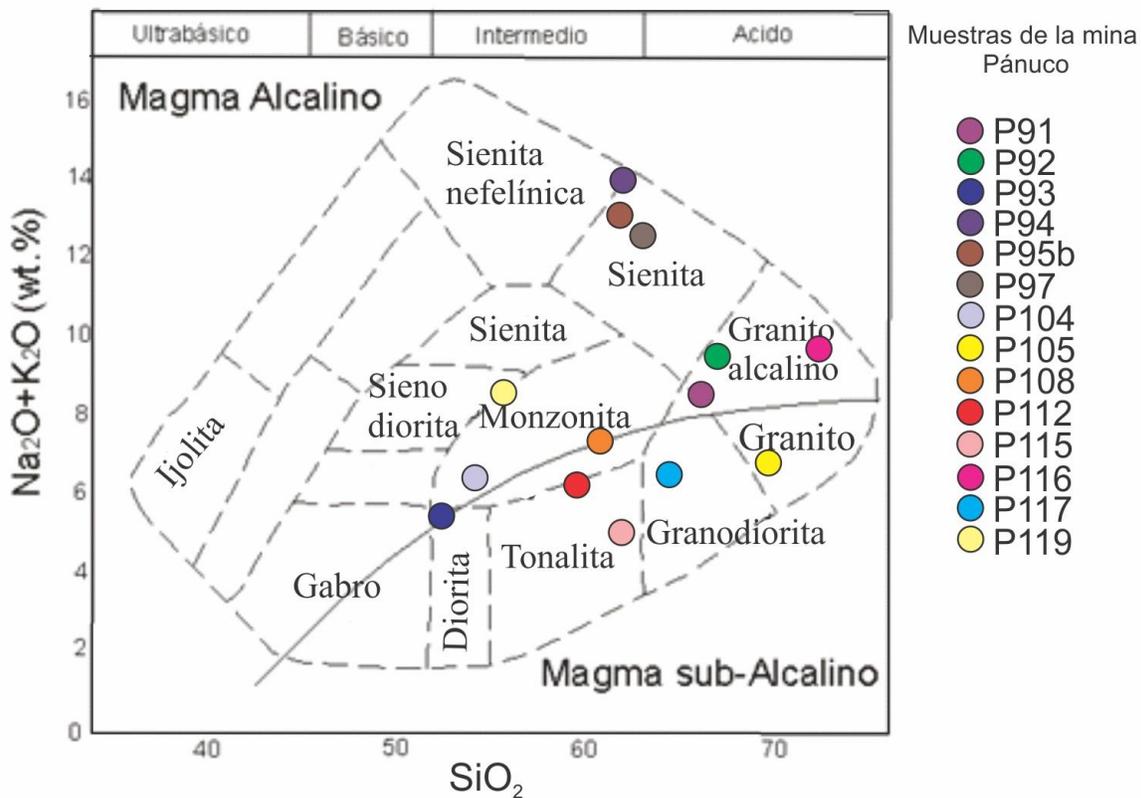


Figura 4.2. Diagrama de clasificación de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) contra álcalis total ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) para rocas intrusivas, según Cox *et al.* (1979).

El diagrama de Shand (1927; según Maniar y Piccoli, 1989) permite clasificar el ambiente tectónico en el que se produce un granitoide, en base a los contenidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$

y  $\text{Na}_2\text{O}$ . Dependiendo de su contenido de alúmina, dichas rocas se dividen en: a) granitoides peraluminosos (saturados en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), b) metaluminosos (saturados en

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

$\text{Al}_2\text{O}_3$ ), c) y peralcalinos (bajo contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  respecto al alcalisis).

Chappell y White (1974) determinaron el índice de saturación de alúmina (ASI) por medio de la relación molar  $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ . Las rocas con  $\text{ASI}>1.0$  se clasifican como peraluminoso; si el  $\text{ASI}>1.0$  y  $\text{Na}+\text{K}<\text{Al}$ , se trata de rocas metalumínoas. Si  $\text{ASI}<1.0$  y  $\text{Na}+\text{K}>\text{Al}$ , las rocas son peralcalinas.

En función de su composición química y petrográfica característica se distinguen dos categorías principales de granitos (Chappell y White, 1974): a) tipo S, derivados de la

fusión de rocas sedimentarias, y b) tipo I, derivados de magmas formados por la fusión de rocas ígneas. También existen los granitos de tipo A alcalinos anorogénicos y el tipo M que son plagiogranitos calcoalcalinos de arcos de isla oceánicas.

Las muestras de Pánuco se encuentran en el campo de los granitos metalumínoas, tipo I (Figura 4.3).

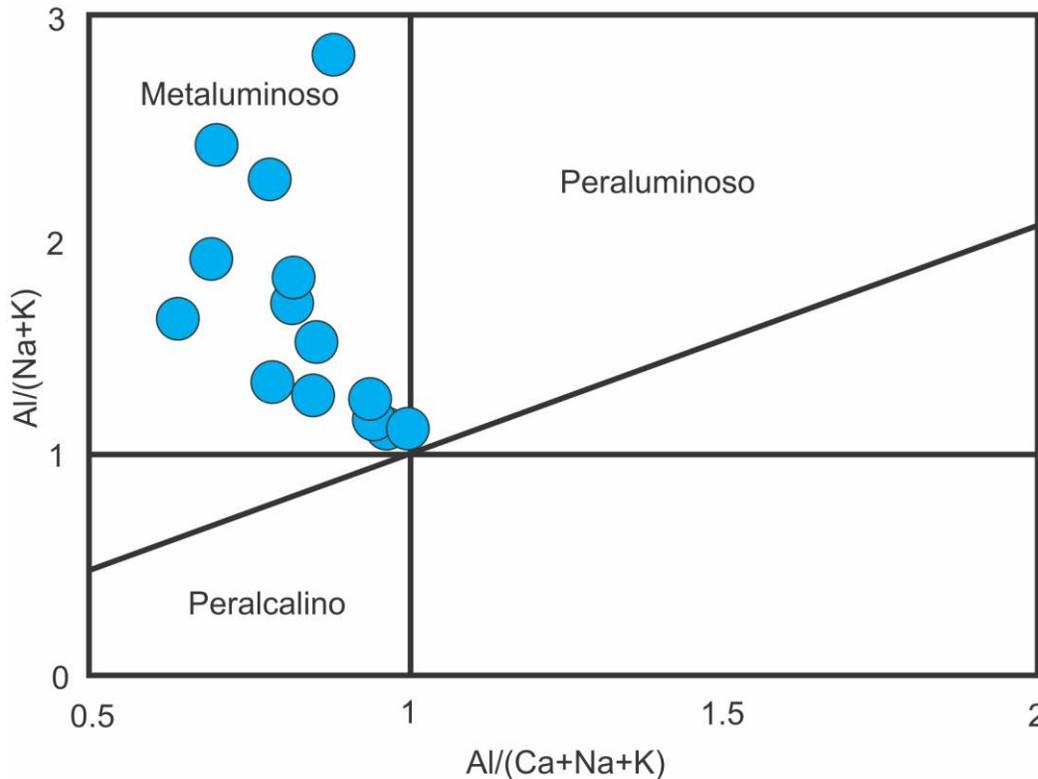


Figura 4.3. Diagrama de Shand o de saturación de alúmina en granitoides (Maniar y Piccoli, 1989).

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

### 4.3 Geoquímica de elementos traza y tierras raras

Los elementos traza se pueden clasificar en base a su comportamiento geoquímico entre compatibles e incompatibles. Dentro de los procesos de fusión, cristalización y diferenciación magmática, los elementos compatibles (e. g., Co, Cu, Ni) muestran más afinidad por las fases minerales máficas, mientras que los incompatibles muestran mayor afinidad por las fases líquidas. Los elementos incompatibles incluyen elementos litófilos de ión grande (LILE: Cs, Rb, Sr, Ba, Pb, K), y elementos de alto campo de potencial iónico (HFSE: Nb, Ta, Hf, Zr, Th, U, Ti, y tierras raras).

Los altos coeficientes de distribución para muchos de los elementos traza resultan en una amplia gama de variaciones composicionales con fusión parcial o cristalización fraccionada de los magmas (Winter, 2001). Por lo tanto, esas propiedades se pueden usar para comprender a cuál de dichos procesos se asocian los magmas.

Los elementos traza en general se encuentran enriquecidas en elementos LILE, con anomalías positivas de estroncio y negativas de bario. Los elementos del grupo HFSE presentan una profunda anomalía de Ti y Zr, solo el Th presenta una anomalía positiva. Figura 4.4.

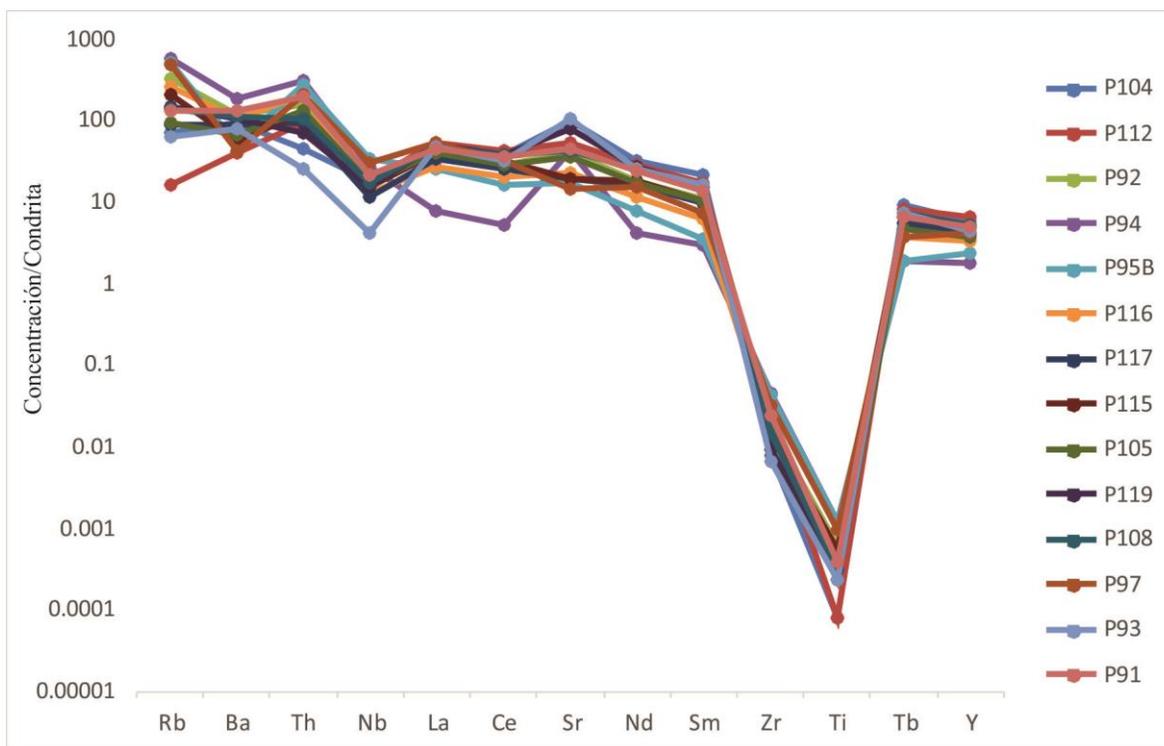


Figura 4.4. Composición de elementos traza de los intrusivos de Pánuco normalizados a condritas según McDonough y Sun (1995).

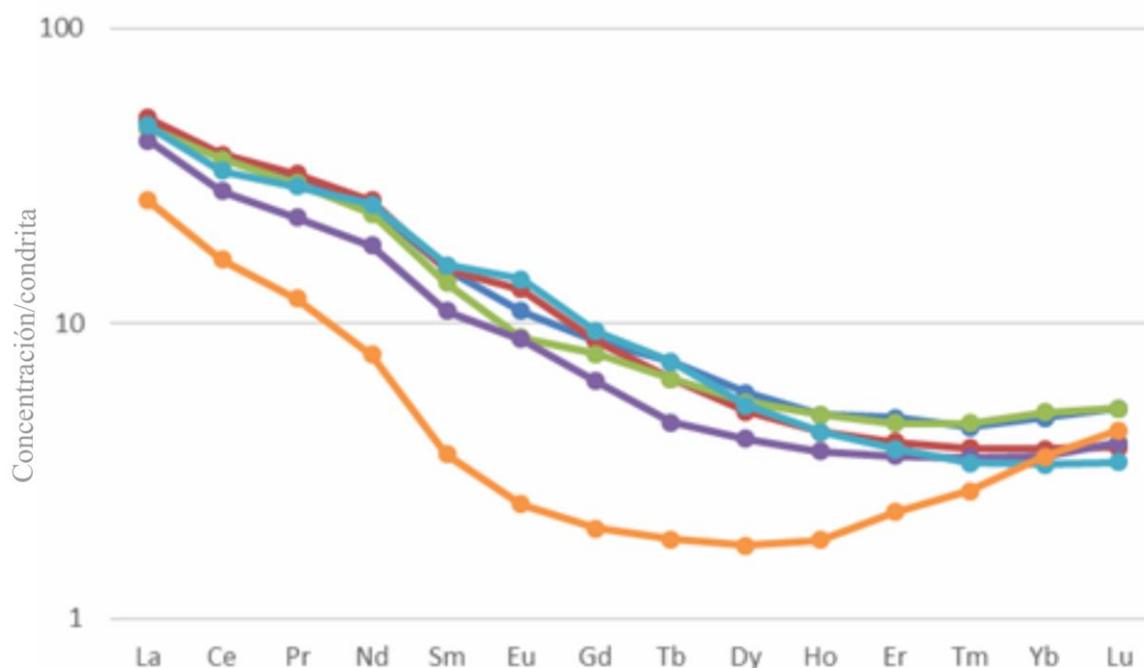


Figura 4.5. Composición de elementos de tierras raras (con compatibilidad creciente de izquierda a derecha) de los intrusivos calcoalcalinos de Pánuco normalizados a condritas según McDonough y Sun (1995).

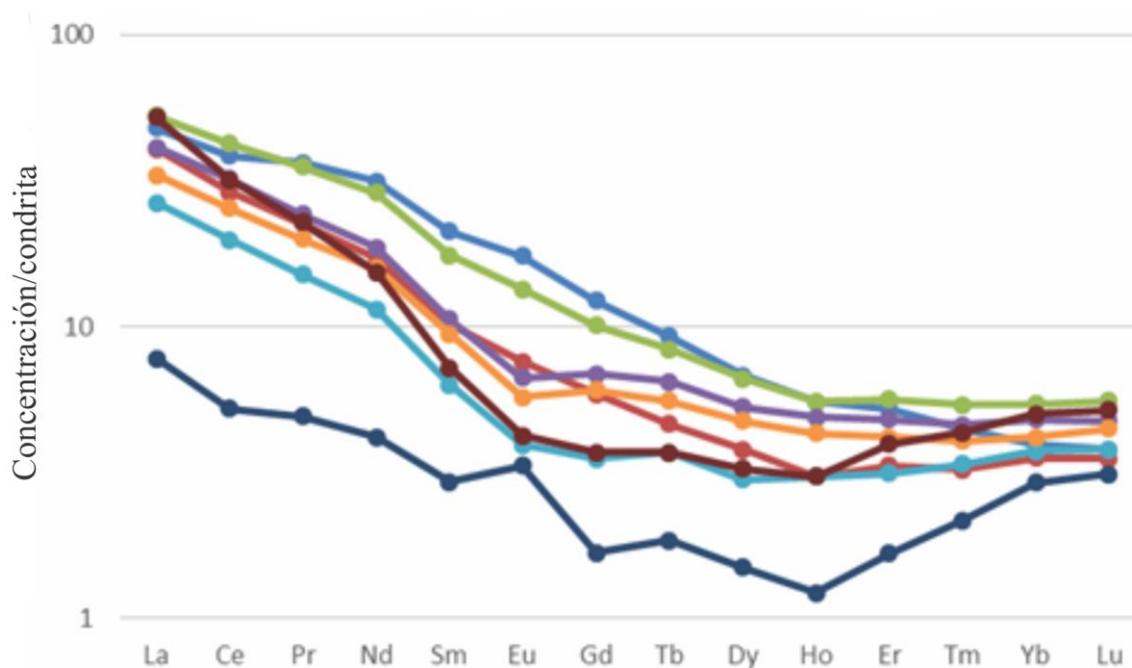


Figura 4.6. Composición de elementos de tierras raras (con compatibilidad creciente de izquierda a derecha, igual al anterior, pero con anomalías de Eu) de los intrusivos alcalinos de Pánuco normalizados a condritas según McDonough y Sun (1995).

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

Los elementos del grupo de las tierras raras son, en general, relativamente insolubles, poco móviles en procesos metamórficos, y resistentes a movilización por medio de intemperismo.

En general, se observa un enriquecimiento de las tierras raras ligeras (Figura 4.5 y 4.6) con respecto a las pesadas, lo cual es característico de magmas alcalinos, aunque este comportamiento se repite en las muestras calcoalcalinos. Solo las muestras de los

intrusivos alcalinos muestran una anomalía negativa de europio.

Para caracterizar el ambiente tectonomagmático de las rocas de este estudio, se utilizaron los diagramas de Rb vs. Yb+Ta y de Y+Nb, según Pearce *et al.* (1984). Se determina que los intrusivos generadores de mineralización en Pánuco (Figura 4.7) corresponden a granitos de arco volcánico y sin-colisionales.

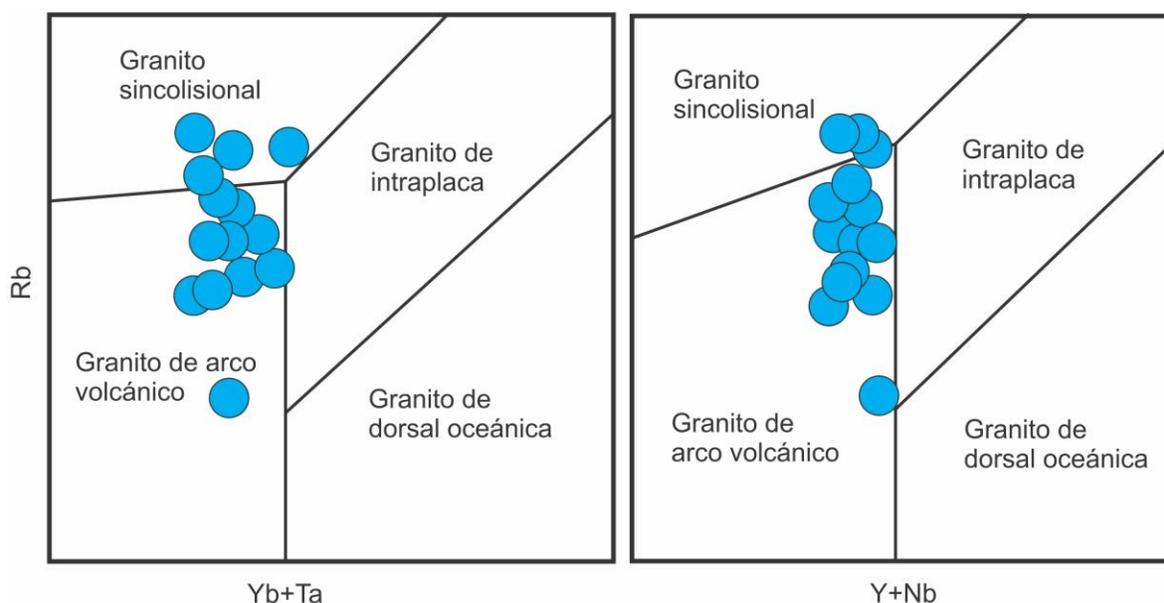


Figura 4.7. Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos de formación de granitos según Pearce *et al.* (1984) para los intrusivos de Pánuco.

### 4.4 Geoquímica de isótopos de Sr, Nd y Pb

Se obtuvieron las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en muestras representativas de los intrusivos generadores de mineralización

cuprífera en Pánuco, los cuales se muestran en el anexo B.

En la Figura 4.8 se muestra las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Las muestras de Pánuco presentan valores de

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  entre 0.512905 y 0.512744 y de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0.703819 y 0.705070. Con los escasos datos podemos ver que tienen una afinidad similar a los del Cinturón de intrusivos Candela-Monclova (Chávez-Cabello, 2005), tanto del grupo de alcalinos como de los calcialcalinos.

Se graficaron las relaciones de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  con valores de

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 18.6844 y 19.3825,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 15.5807 y 15.6432, y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 38.4260 y 39.1664 (Figura 4.9). Lo valores obtenidos son similares a los de la PAOM y correlacionables a los datos del basamento Permo-Triásico (Chávez Cabello, 2005) y los del granito Pan-Africano (R. Lopez *et al.*, 2001).

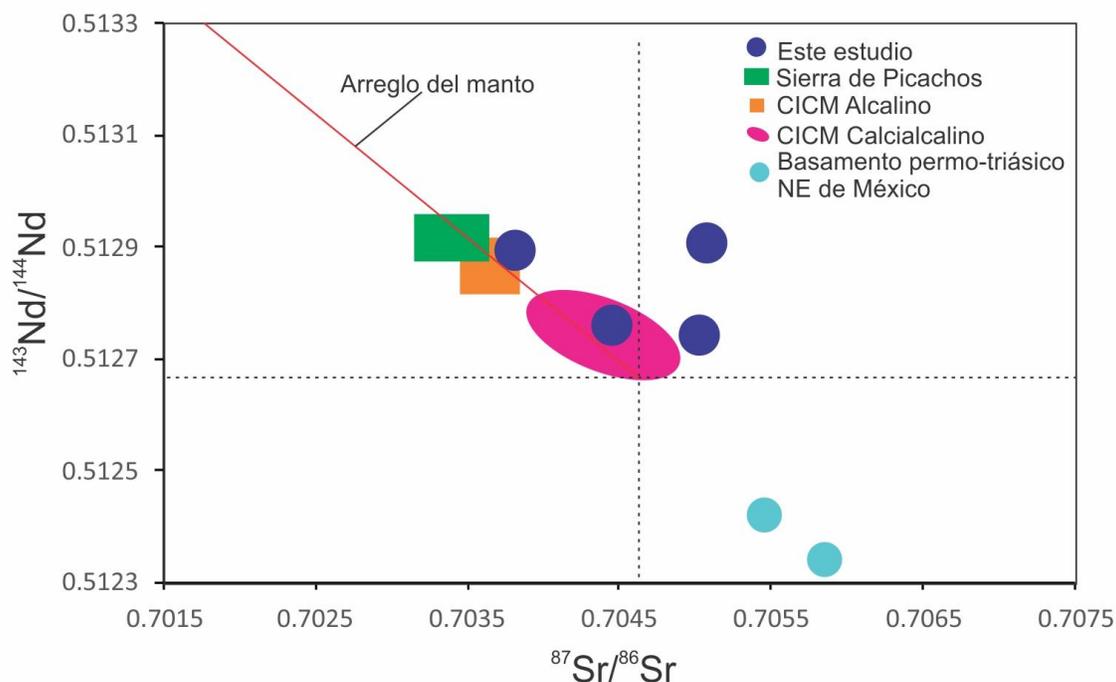


Figura 4.8. Relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  comparados con los del CICM y Sierra de Picachos, nótese la coincidencia con los campos del CICM alcalino y calcoalcalino (Chávez Cabello, 2005). Clave: CICM = Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova.

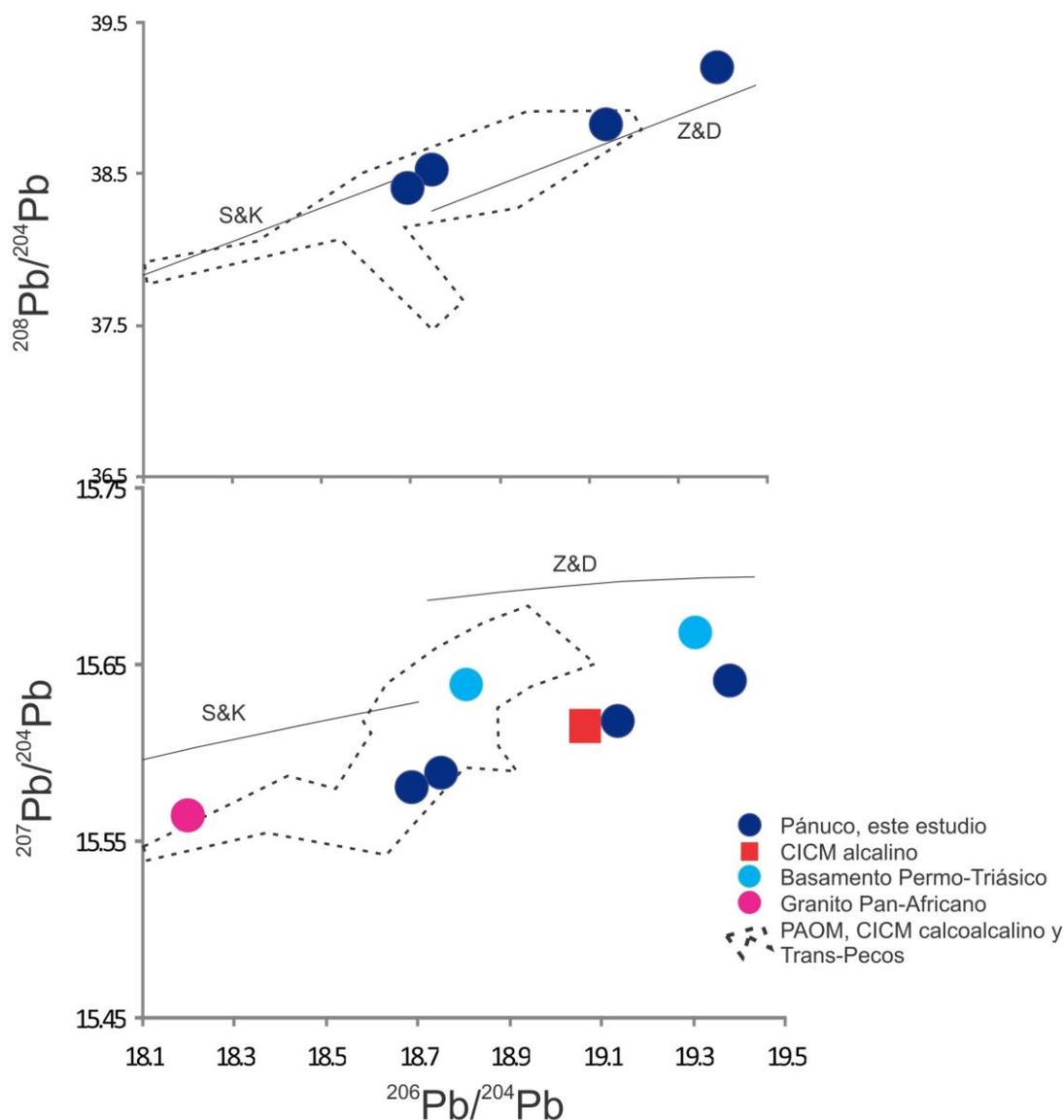


Figura 4.7. Se graficaron las relaciones  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , junto con datos publicados por Poliquin (2009) para la PAOM, James y Henry (1991) para el Trans-Pecos. Así mismo, se graficaron los datos del CICM alcalino y calcoalcalino y los del basamento Permo-Triásico publicados en Chávez Cabello (2005) y los del granito Pan-Africano descritos por Lopez R. *et al.* (2001). También se muestran los datos de Lang y Mortensen (no publicados en Poliquin, 2009) para Naica, y de Cumming *et al.* (1979) para la zona central de México. También se graficaron las curvas de Stacey y Kramer (1975) y Zartman y Doe (1981) correspondientes a la corteza superior (S&K y Z&D, respectivamente).

### CAPÍTULO 5. MINERALIZACIÓN DEL PÓRFIDO DE Cu-Au-Mo DE PÁNUCO

La composición del stock mineralizante varía entre diorita y granito, dominando el primer término. El stock es de grano grueso con fenocristales de plagioclasas, clinopiroxeno y, en menor proporción, biotita. El stock intrusión a la secuencia Cretácica compuesta

de areniscas, lutitas y calizas que corresponde a la Formaciones Upson y San Miguel. Este stock aloja a la gran mayoría de las estructuras mineralizadas de origen hidrotermal. La menor parte de estas estructuras se aloja en otro intrusivo denominado pórfido andesítico.

Existen rocas intrusivas alcalinas, como sienitas a granitos alcalinos que no están relacionadas a la mineralización hidrotermal. Las cuáles intrusionan al pórfido andesítico.

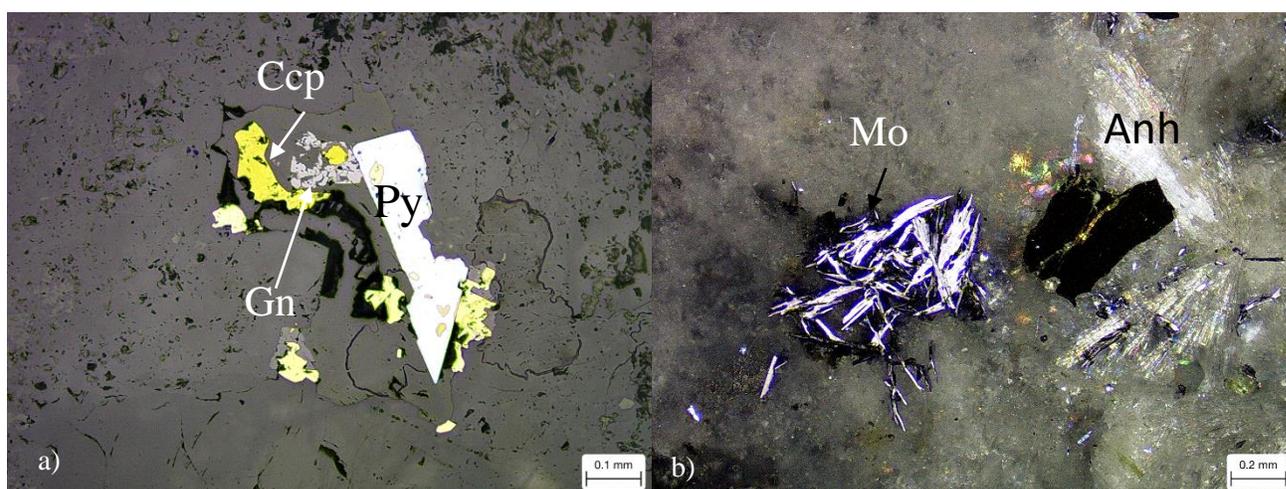


Figura 5.1. Fotomicrografías de (a) calcopirita (Ccp), pirita (Py) y galena (Gn) y (b) molibdenita (Mo) y anhidrita (Anh).

En Pánuco, el zoneamiento mineral está centrado en el stock porfídico, muy semejante al clásico modelo de domo de Lowell y Gilbert (1970).

Las pegmatitas en forma de diques sirven de conductos para los fluidos mineralizantes, a

los cuales se asocia la chimenea mineralizada principal.

Existe un zoneamiento tanto lateral como vertical de las asociaciones minerales metálicas, evidenciado por cambios mineralógicos y en la distribución elemental. Así, el contenido en molibdeno disminuye con la profundidad, a la vez que aumenta el

contenido en pirita. El contenido en calcopirita y calcosina disminuye ligeramente respecto a la profundidad.

### 5.1 Estructuras mineralizadas

La mineralización metálica se encuentra en forma de brechas hidrotermales (al menos, tres cuerpos claramente diferenciados), disseminaciones, vetillas y stockworks. En campo se reconocieron las siguientes estructuras:

- ❖ Stockwork
- ❖ Mineralización disseminada
- ❖ Brechas
- ❖ Diversos tipos de vetas entre ellas
  - Vetas con pirita, calcopirita, clorita y epidota, con o sin cuarzo
  - Vetas de pirita, calcopirita y molibdenita
  - Vetas de feldespato potásico con o sin sulfuros (pirita, calcopirita)
  - Vetas de clorita
  - vetas de cuarzo lechoso con molibdenita
  - Vetas de cuarzo lechoso con calcedonia

Esta última es posterior a la mineralización metálica, con espesores de 1 cm a 1 m, en direcciones de este-oeste, y nor-noroeste.

Las relaciones de corte entre los diferentes tipos de vetas y vetillas se pudieron observar en pocos casos, pero se reconocieron los diferentes tipos de mineralización en Pánuco (Figura 5.2).

Como el pórfido aún estaba caliente y dúctil, las vetillas se deformaron plásticamente con los últimos pulsos del emplazamiento del pórfido, adquiriendo formas sinuosas.

La brecha hidrotermal principal es una estructura cilíndrica donde se llevan a cabo los trabajos de minado, con un diámetro de 56 m norte-sur y 59 m este-oeste. Los fragmentos son angulosos a subangulosos de ortoclasa, hornblenda con fluorita, cementadas con matriz de grano fino de monzonita de hornblenda.

Como se menciona en el capítulo 3, esta brecha es llamada localmente Chimenea Pánuco. De manera anular a esta chimenea se presenta la veta de cuarzo lechoso y molibdenita con espesores variables de orden centimétrico a métrico (hasta 2 m observables).

Los minerales presentes en el pórfido andesítico de 43 Ma, se encuentran de manera disseminada en alteración argílica.

Los stockworks se presentan en granodiorita a ~400 m de profundidad, formados por vetillas de cuarzo con pirita y calcopirita, vetillas de cuarzo con feldespatos, y vetillas de cuarzo con clorita.

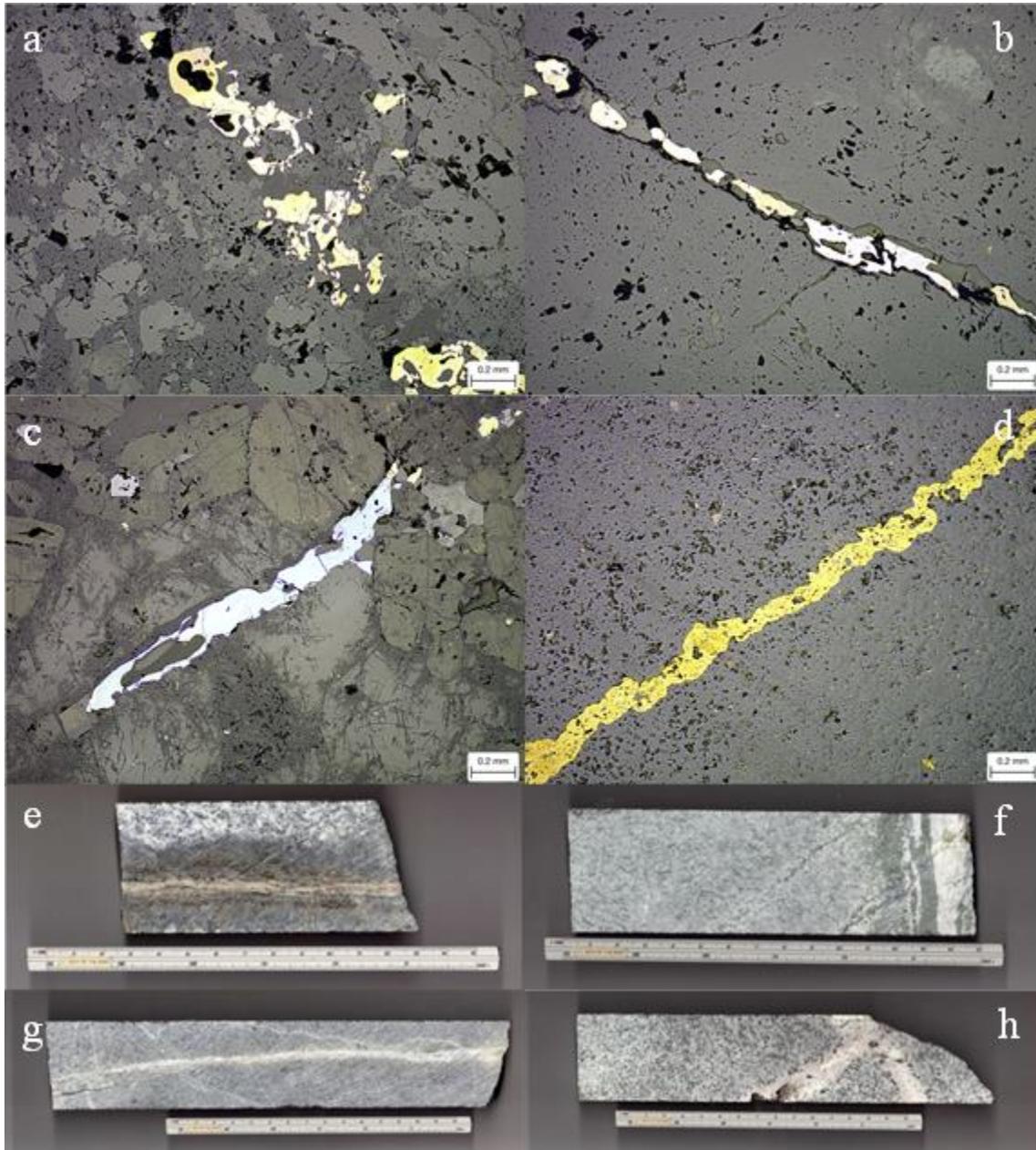


Figura 5.2 Diversos tipos de vetillas en el depósito de Pánuco: vista al microscopio petrográfico a) vetilla de cuarzo lechoso con sulfuros (pirita y calcopirita), b) vetilla de cuarzo con sulfuros, c) vetilla cuarzo lechoso de molibdenita, d) vetilla de sulfuros y, en muestra de mano, e) vetilla de sulfuros (pirita y calcopirita) con clorita y epidota, f) vetilla de clorita y cuarzo, g) vetilla de feldespato potásico con sulfuros, h) vetilla de feldespato potásico.

### 5.2 Mineralogía hipogénica

Según Buchanan (1975), los minerales metálicos presentes en Pánuco son calcopirita, pirita, molibdenita, esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita. En este estudio se reconoció la asociación mineral de pirita,

calcopirita incluyendo bornita, covelita, magnetita, pirrotita, monacita (Figura 5.3), fluorita, caolinita, illita-esmectita, anhidrita, barita, actinolita, epidota, clorita, muscovita, cuarzo y calcita como minerales hipogénicos.



Figura 5.3. Fotografía de la asociación hidrotermal mineral con monacita, mediante electrones retrodispersados.

La pirita es el sulfuro más abundante y se presenta diseminada y en vetillas en tres generaciones: una predominante de grano fino a medio (10-20  $\mu\text{m}$ ), otra de grano grueso (100-500  $\mu\text{m}$ ), y cristales subedrales de tamaño decimétrico. El sulfuro hipogénico de Cu más importante es la calcopirita y se presenta diseminada de grano muy fino. La bornita se presenta en contenidos muy bajos, y es de grano muy fino y/o se presenta en intercrecimientos con la calcopirita por exsolución. La molibdenita es muy abundante

y se presenta aislada o intercrecida con pirita o calcopirita; es un mineral muy notorio por su grano grueso y por concentrarse principalmente en vetillas, especialmente la de forma anular a la brecha. La esfalerita y la galena son regularmente de grano grueso, y se encuentran principalmente en vetillas en la periferia del depósito, aunque son minerales escasos. También se encuentran magnetita y hematita, en parte intercrecidos, e ilmenita y rutilo, a veces intercrecidos con hematita.

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

La secuencia paragenética para las asociaciones hipogénicas se caracteriza por los siguientes estadios:

- 1) Calcopirita y bornita en ganga dominante de cuarzo, magnetita y biotita (a veces con actinolita y albita accesorias en cantidad variable), una asociación que corresponde con alteración potásica a sódica.
- 2) Pirita y bornita en ganga dominante de cuarzo (con muscovita y/o ortoclasa ocasional), que pertenecen a la alteración potásica tardía.
- 3) Molibdenita (menor pirita y calcopirita) en ganga predominante de cuarzo, y muscovita frecuente, dentro de alteración potásica tardía.
- 4) Pirita y calcopirita (a veces con covellita o

bornita) en ganga de cuarzo y sericita+pirita (alteración fílica).

- 5) Pirita con escasa molibdenita, galena y/o esfalerita en ganga de cuarzo, clorita con epidota variable, y ocasional calcita y/o esmectita-illita (alteración propilítica).

Existen asociaciones constituidas esencialmente por magnetita, apatito, piroxenos (diópsido-hedenbergita) Figura 5.4, actinolita, albita, clorita rica en Fe y feldespatos potásicos, que sugieren una cierta afinidad con asociaciones típicas de IOCG, con alteraciones ricas en Na-Ca-Fe.

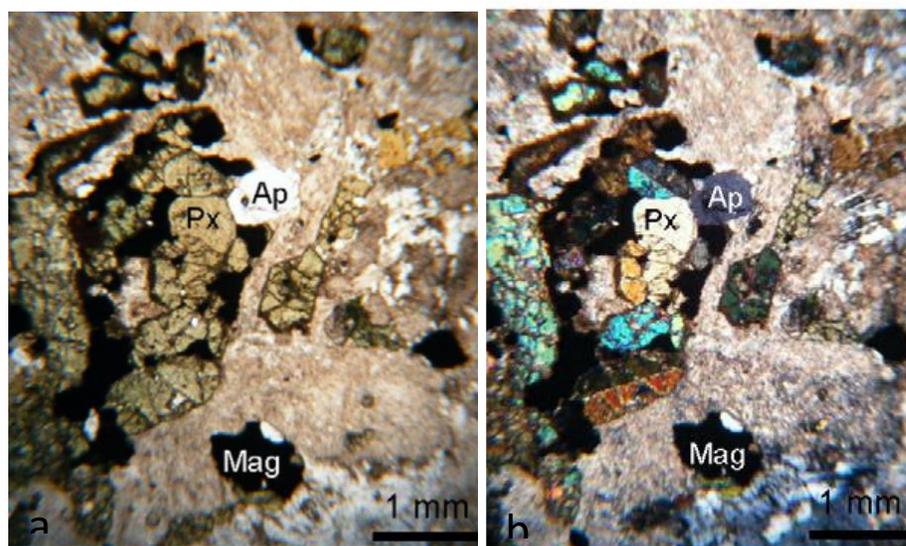


Figura 5.4. Fotografía de la asociación piroxeno-magnetita-apatito con luz reflejada con (a) nicoles paralelos y (b) nicoles cruzados, muestra del barreno PA-01 a 524.70 m de profundidad, tomada de Grupo México (2010).

### 5.3 Alteración hidrotermal

Las asociaciones de alteración identificadas en el yacimiento de Pánuco son potásica, sódica puntual, propilítica, fílica y argílica, y se distribuyen espacialmente tanto vertical como horizontalmente.

**Alteración potásica y sódica.** Las alteraciones potásicas se ubican preferencialmente sobre los pórfidos, los cuales constituyen el núcleo del sistema mineralizado. Dicha alteración se extiende hacia los bordes y la periferia de los pórfidos, sobre las rocas del Cretácico. Se observaron dos pulsos de mineralización en asociación con vetillas formadas dentro de un régimen dúctil, uno temprano y otro principal que se superpone al primero, que se distinguen como sigue:

(a) La alteración potásica temprana se caracteriza por la presencia de cuarzo, magnetita, y biotita hidrotermal, con actinolita y albita hacia la base del pórfido. La mineralización de sulfuros asociada, tanto diseminada como en vetillas en el pórfido se caracteriza por la presencia de calcopirita, magnetita en la zona del núcleo mineralizado, y pirita+bornita.

(b) La alteración potásica principal es la más extensa y pervasiva, y se caracteriza por biotitización en toda la zona del núcleo mineralizado y sus bordes hacia la roca

encajonante. También incluye abundantes vetillas con cuarzo predominante, con ortoclasa y muscovita accesorias, y anhidrita muy escasa.

**Alteración propilítica.** Hacia el exterior de la zona mineralizada, las zonas potásicas y sódicas gradúan a la zona propilítica periférica, que es de menor temperatura y contemporánea con éstas. En la zona propilítica, la alteración es menos pervasiva que la potásica pero igualmente extensa (~500 m<sup>2</sup>), si bien la cantidad de vetillas asociadas a ésta es bastante menor que en la zona potásica. Las vetillas consisten en asociaciones de cuarzo + albita + clorita, o cuarzo + calcita + epidota, clorita + albita + epidota, y/o clorita en solitario. Los filosilicatos dominantes son esmectita e illita.

**Alteración fílica.** Se encuentra bordeando a la zona del núcleo mineralizado con alteración potásica, y es más intensa hacia los contactos externos del pórfido mineralizado, afectando a éste y a las rocas intrusivas encajonantes. Se caracteriza por paragénesis de cuarzo + sericita + pirita (de grano fino) pervasivas, superponiéndose a las alteraciones preexistentes, y por un sistema de vetillas de pirita masiva, calcopirita, cuarzo con halo de sericita, o bien vetillas de calcopirita + pirita.

**Alteración argílica.** Se desarrolló pervasivamente en las porciones externas de la zona fílica, formando caolinita y sílice (calcedonia). Estas zonas presentan un sistema de vetillas con pirita y anhidrita. En esta asociación de alteración, adicionalmente, se encontraron cristales de oro nativo, no identificados en trabajos previos y solo observables a través del microscopio electrónico, en la zona de Dos amigos y Tahonas.

### 5.4 Alteración supergénica

La zona supergénica es la zona actualmente minable, con leyes de 1.5 % Cu y 2 % Mo. Existe una extensa zona de enriquecimiento supergénico que se ha explotado en el pasado y que continúa aumentando debido al tipo de minado utilizado, el cual es por lixiviación *in situ*. En Pánuco la zona de gossan ya no existe, el tajo abierto se encuentra en la zona de lixiviados con jarosita, goethita y hematita, debido a la liberación de Fe por la disolución de sulfuros.

La zona de enriquecimiento supergénico (debajo del nivel freático) contiene calcosina, bornita, y covelita.

La alteración supergénica ha afectado principalmente a las zonas de alteración potásica y propilítica.

### 5.5 Cálculo de actividad

El estudio de la composición química de los minerales analizados nos permite determinar parámetros para la precipitación mineral como presión, temperatura, actividad de CO<sub>2</sub> y fugacidades (fO<sub>2</sub> y fS<sub>2</sub>). En el presente estudio se determinaron los rangos de dichas variables mediante el estudio del contenido en FeS de la esfalerita (Figura 5.5), mediante microsonda electrónica, dentro de asociaciones minerales constituidas por esfalerita, pirita y calcopirita.

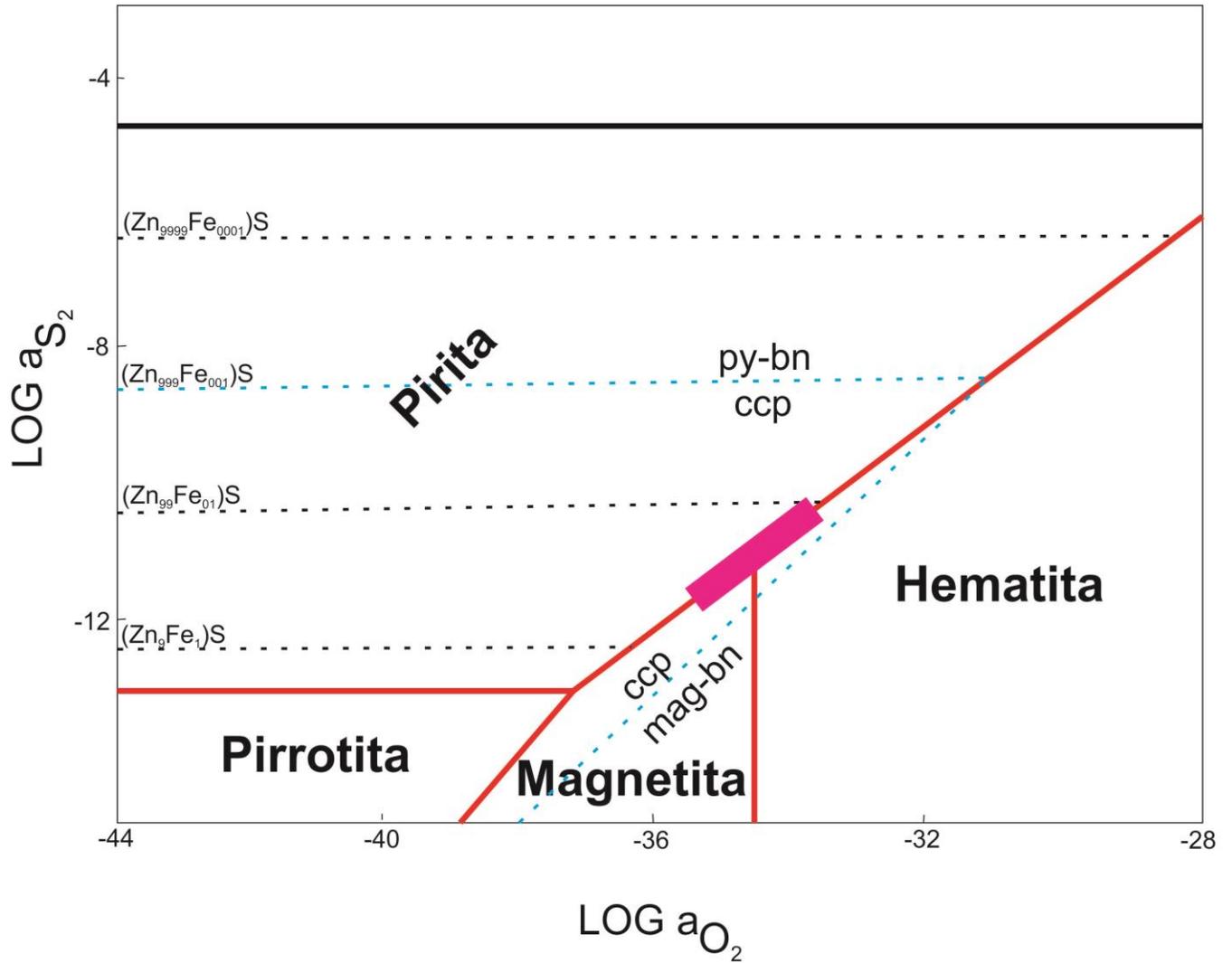


Figura 5.5. Diagrama esquemático de estabilidad para el sistema Fe-S-O (línea negra gruesa), estas líneas representan la fórmula estequiométrica de la esfalerita para el sistema Cu-Fe-S-O (línea azul) representando las asociaciones minerales en función de  $\log a_{\text{O}_2}$  calculado a 250 °C y una presión de vapor = 40 bars (modificado de Barton y Skinner, 1979).

## CAPÍTULO 6. GEOCRONOLOGÍA

Existen fechamientos de los intrusivos dentro del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CIMC), aunque ninguno de éstos está asociado a la mineralización en Cerro Pánuco. Sewell (1968) reportó edades de 43 y 35 Ma por el método de K-Ar en roca total para rocas del CIMC, mientras que Iriondo *et al.* (2003) obtiene una edad de biotita por Ar-Ar de  $38.64 \pm 0.04$  Ma, en un intrusivo cerca de Pánuco. Chávez Cabello (2005) obtuvo edades entre 45 y 35 Ma por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda, biotita, feldespato potásico y piroxenos para el CIMC. En la monzonita de Pánuco Chávez Cabello (2005) obtuvo una edad de  $35.61 \pm 0.06$  de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita. Después Molina-Garza *et al.* (2008) reporta edades para Cerro Mercado de  $44.29 \pm 0.19$  Ma y una edad de meseta de  $41.23 \pm 0.21$  por

el método de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Asimismo, Poliquin (2009) reportó edades de  $43.9 \pm 1.9$  a  $38.64 \pm 0.7$  Ma en zircón por el método U-Pb en el CIMC, mientras que para la cuarzodiorita de Pánuco obtuvo una edad de  $39.5 \pm 0.6$  Ma.

### 6.1 Método U-Pb

En el presente estudio, se fecharon 3 muestras; (1) pórfido andesítico, (2) stock de granodiorita-diorita, y (3) sienita, por el método de U-Pb en zircón, procedentes de diferentes localidades, Tabla 6.1. De este modo, respectivamente, se obtuvieron edades de cristalización de  $43.1 \pm 3.2$ ,  $41.2 \pm 2.4$  y  $40.9 \pm 1.2$  Ma, Figura 6.1. Estas edades confirman las relaciones observadas en campo entre el stock de granodiorita-diorita y el pórfido andesítico, siendo este último más antiguo que el stock. Las Tablas con los datos obtenidos se muestran en el anexo D.

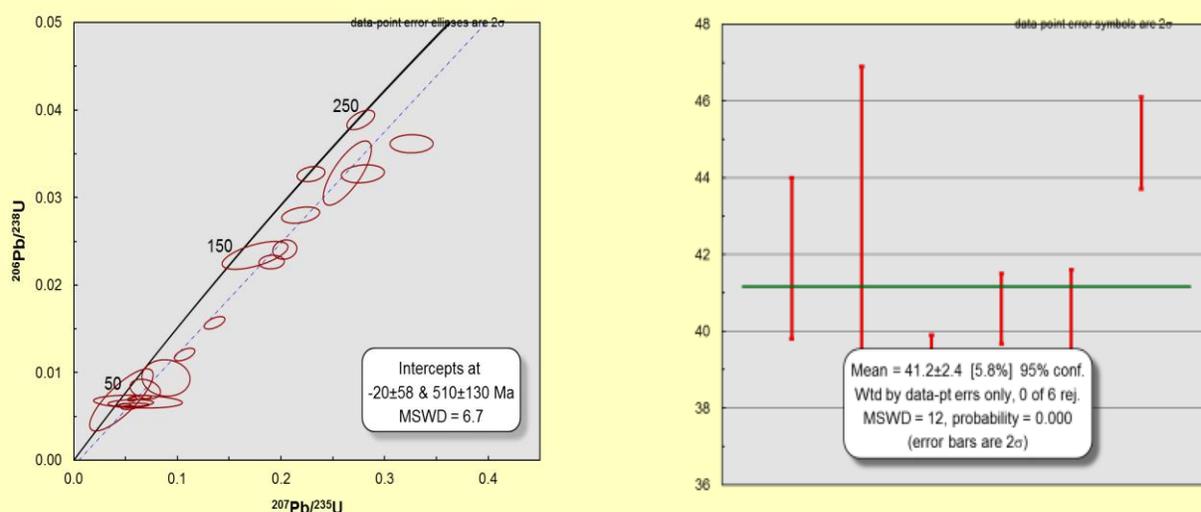


Figura 6.1. Diagrama de concordia tipo Wetherill para zircones y obtener la edad de U-Pb de la muestra P116.

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

Tabla 6.1. Edades de intrusivos y mineralización en Cerro Pánuco, realizadas en este estudio.

<b>Muestra</b>	<b>Roca o veta</b>	<b>Tipo de fechamiento</b>	<b>Mineral fechable</b>	<b>Edad (Ma)</b>	<b>Error (Ma)</b>	<b>Fechamiento en</b>
P71	Pórfido andesítico	U-Pb	Zircones	43.10	±3.20	Roca
P95	Diorita	Ar-Ar	Biotita	42.42	±0.28	Roca
P116	Granito	U-Pb	Zircones	41.20	±2.40	Roca
P97	Sienita	U-Pb	Zircones	40.90	±1.20	Roca
P119	Monzonita	Ar-Ar	Feldespatopotásico	40.28	±0.25	Roca
P120	Pegmatita	Ar-Ar	Biotita	38.27	±0.32	Roca
P120	Pegmatita	Ar-Ar	Feldespatopotásico	38.96	±0.59	Roca
P105	Granito	Ar-Ar	Feldespatopotásico	34.89	±0.91	Roca
P122	Veta de cuarzo y molibdenita	Re-Os	Molibdenita	41.84	±0.21	Mineralización minerales metálicos
P27	Veta de cuarzo y molibdenita	Re-Os	Molibdenita	40.97	±0.20	Mineralización minerales metálicos
P92	Granito	Ar-Ar	Feldespatopotásico	40.86	±0.39	Alteración hidrotermal
P69	Veta de cuarzo y molibdenita	Re-Os	Molibdenita	39.78	±0.20	Mineralización minerales metálicos
P103	Diorita	Ar-Ar	Biotita	39.13	±0.43	Alteración hidrotermal
P101	Cuarzodiorita	Ar-Ar	Feldespatopotásico	38.73	±0.32	Alteración hidrotermal
P102	Cuarzomonzonita	Ar-Ar	Biotita	37.96	±0.88	Alteración hidrotermal
P121	Diorita	Ar-Ar	Biotita	37.62	±0.87	Alteración hidrotermal
P95	Diorita	Ar-Ar	Feldespatopotásico	37.56	±0.58	Alteración hidrotermal

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

## 6.2 Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Mediante el método de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se dataron 11 muestras de biotita y feldespato potásico correspondientes a intrusivos y asociaciones de alteración potásica en Pánuco (Tabla 6.1. y anexo C). En rocas asociadas al stock la diorita, y monzonita presentan edades de  $42.42 \pm 0.28$  Ma y  $40.28 \pm 0.25$  Ma respectivamente. Las pegmatitas asociadas a la mineralización de Cu-Mo presentan edades

de  $38.96 \pm 0.59$  Ma y  $38.27 \pm 0.32$  Ma. La alteración potásica asociada a la mineralización de Cu-Mo presenta edades de  $40.86 \pm 0.39$ ,  $39.13 \pm 0.43$ ,  $38.73 \pm 0.32$ ,  $37.96 \pm 0.88$ ,  $37.62 \pm 0.87$  y  $37.56 \pm 0.58$  Ma. Una edad correspondiente a los diques y sills de granito posteriores a la mineralización de Cu-Mo es de  $34.89 \pm 0.91$  Ma. Figuras 6.2 a 6. 11.

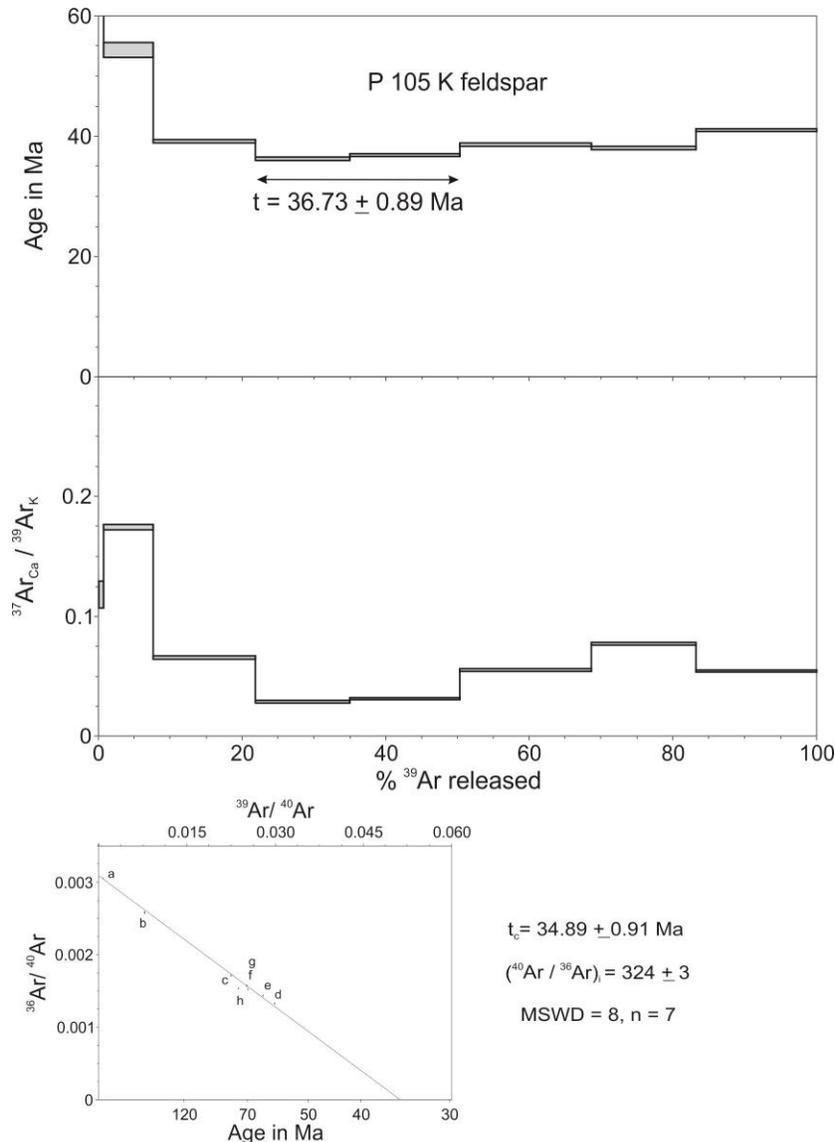


Figura 6.2. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P105 correspondiente a granito.

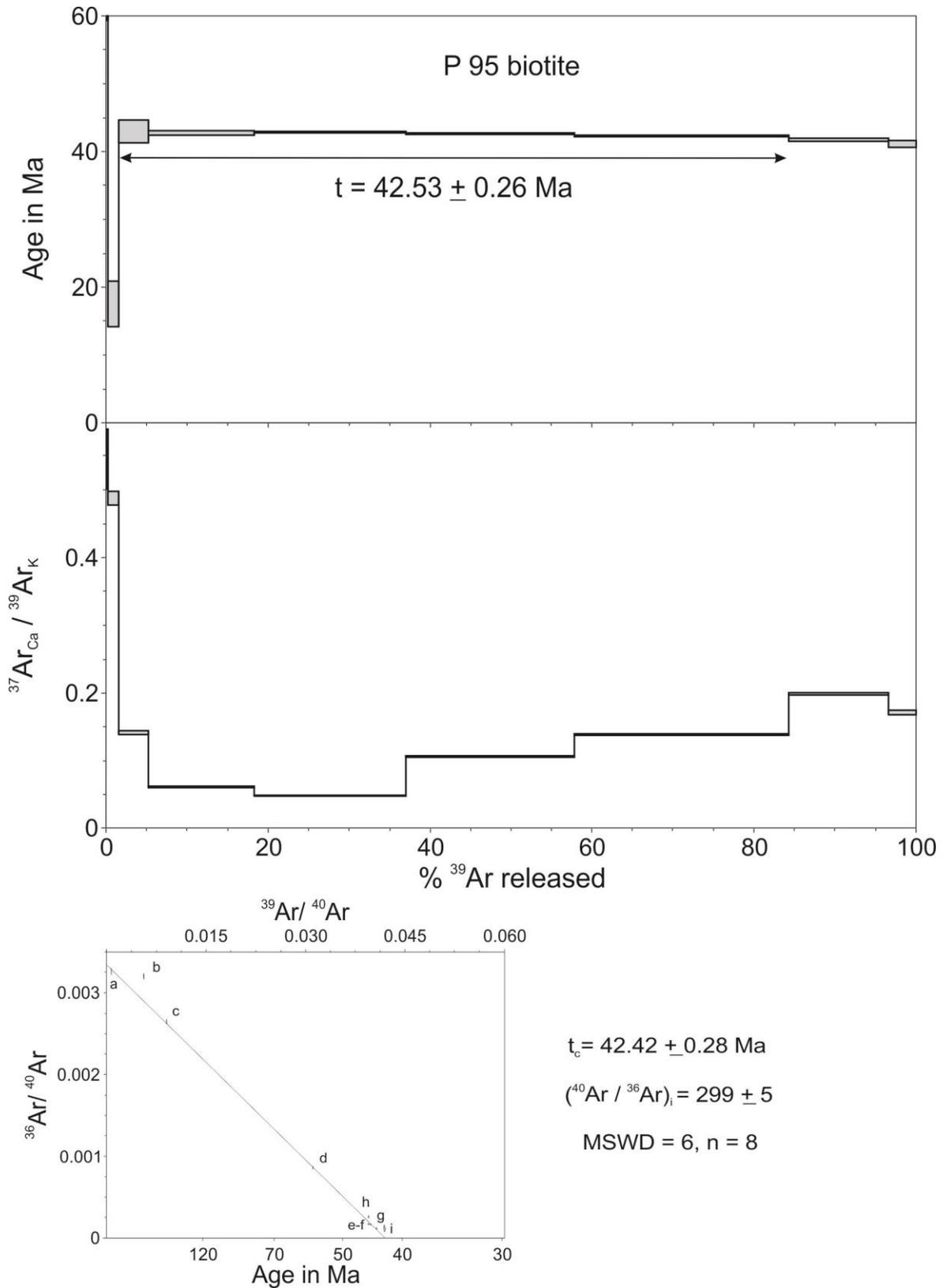


Figura 6.3. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P95 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.

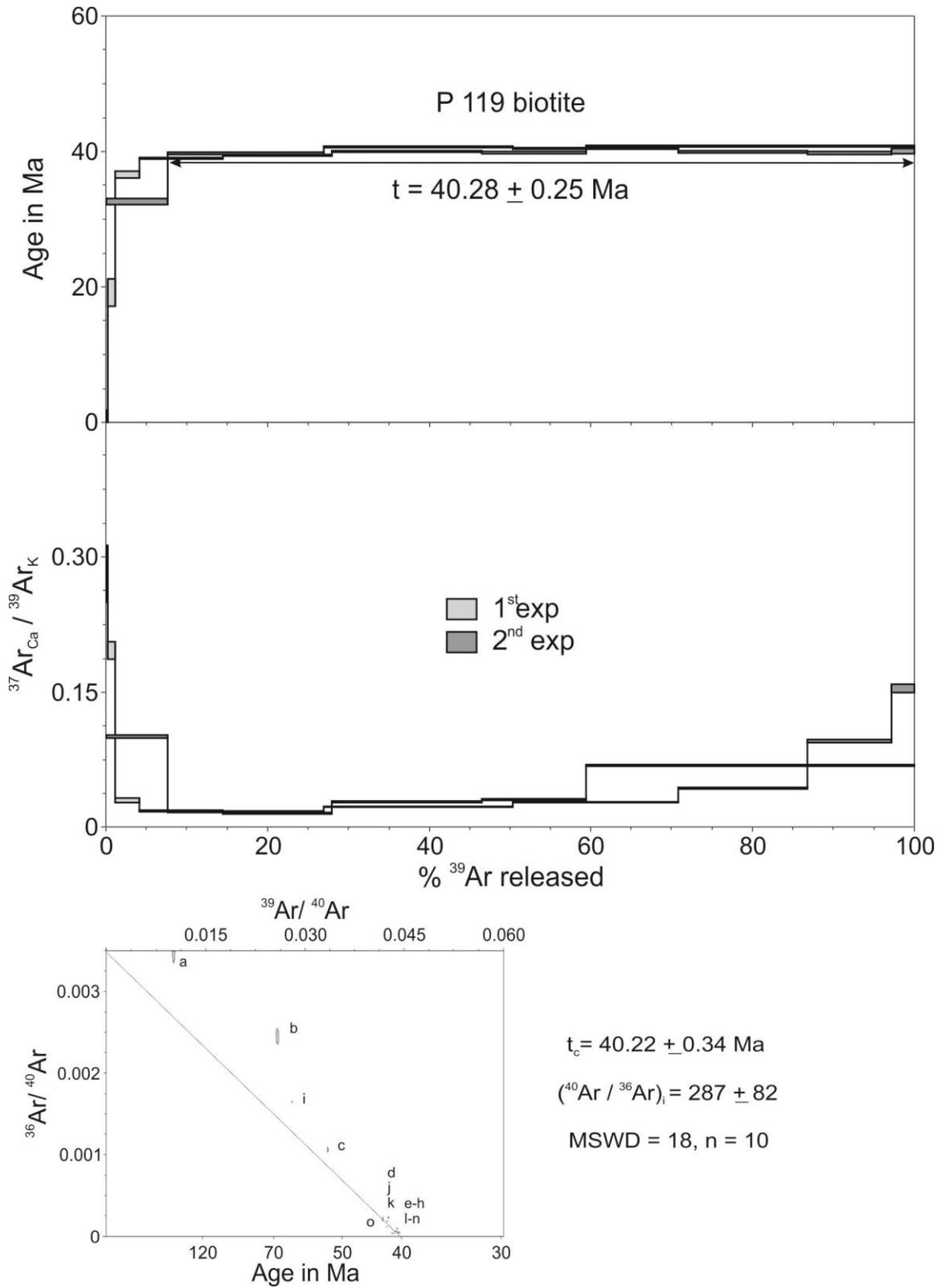


Figura 6.4. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P119 correspondiente a monzonita.

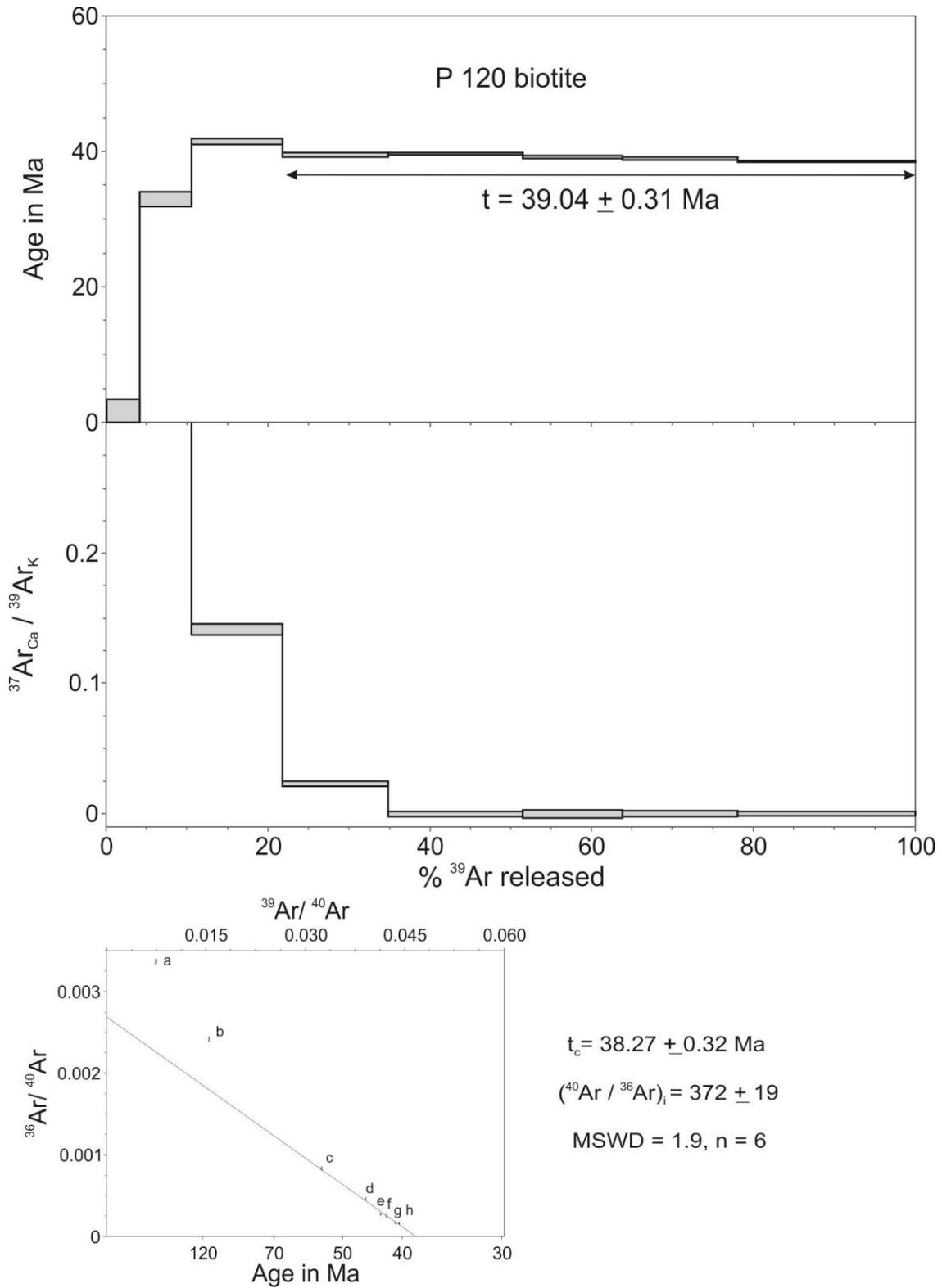


Figura 6.5. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P120 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.

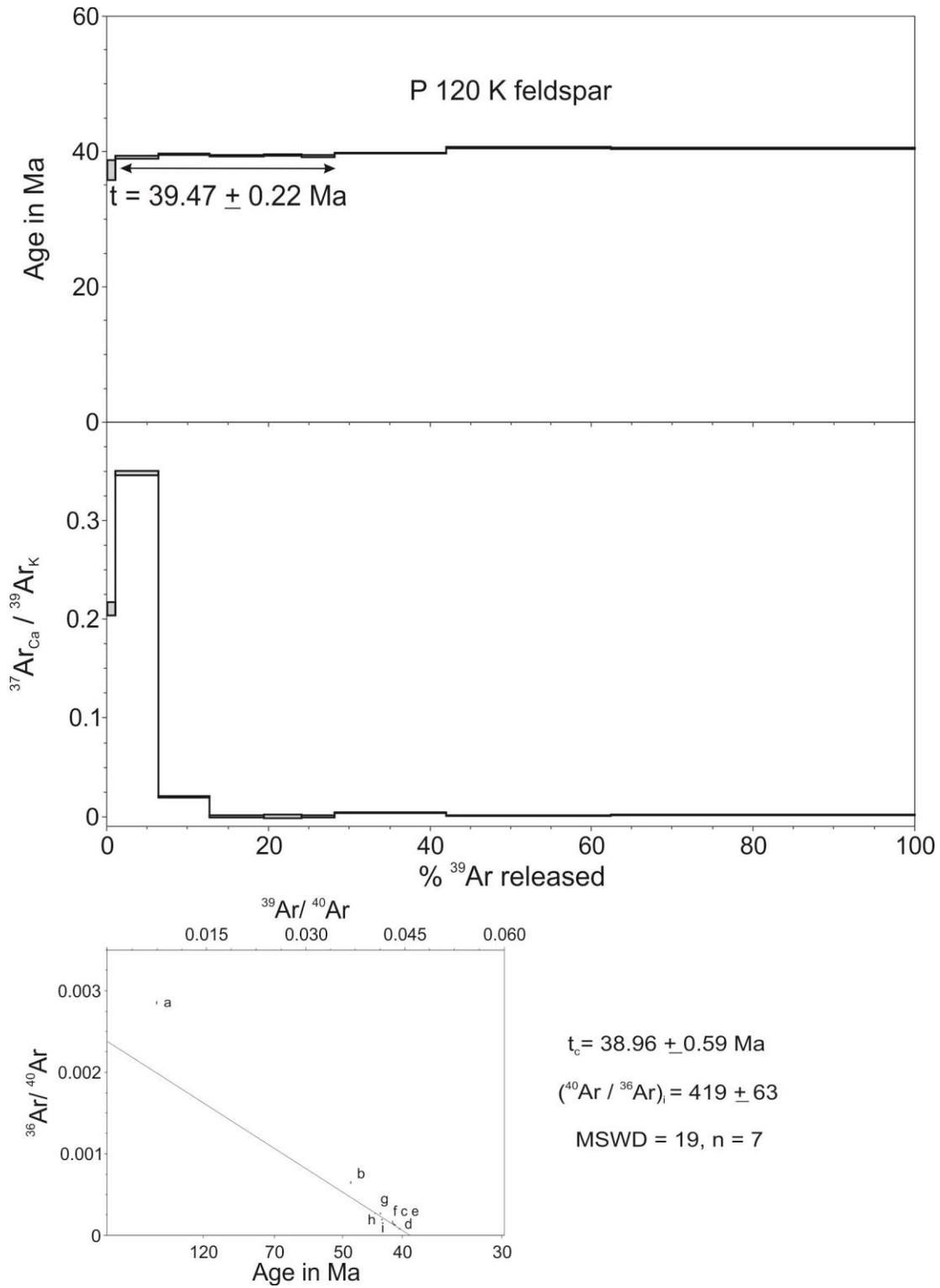


Figura 6.6. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P120 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.

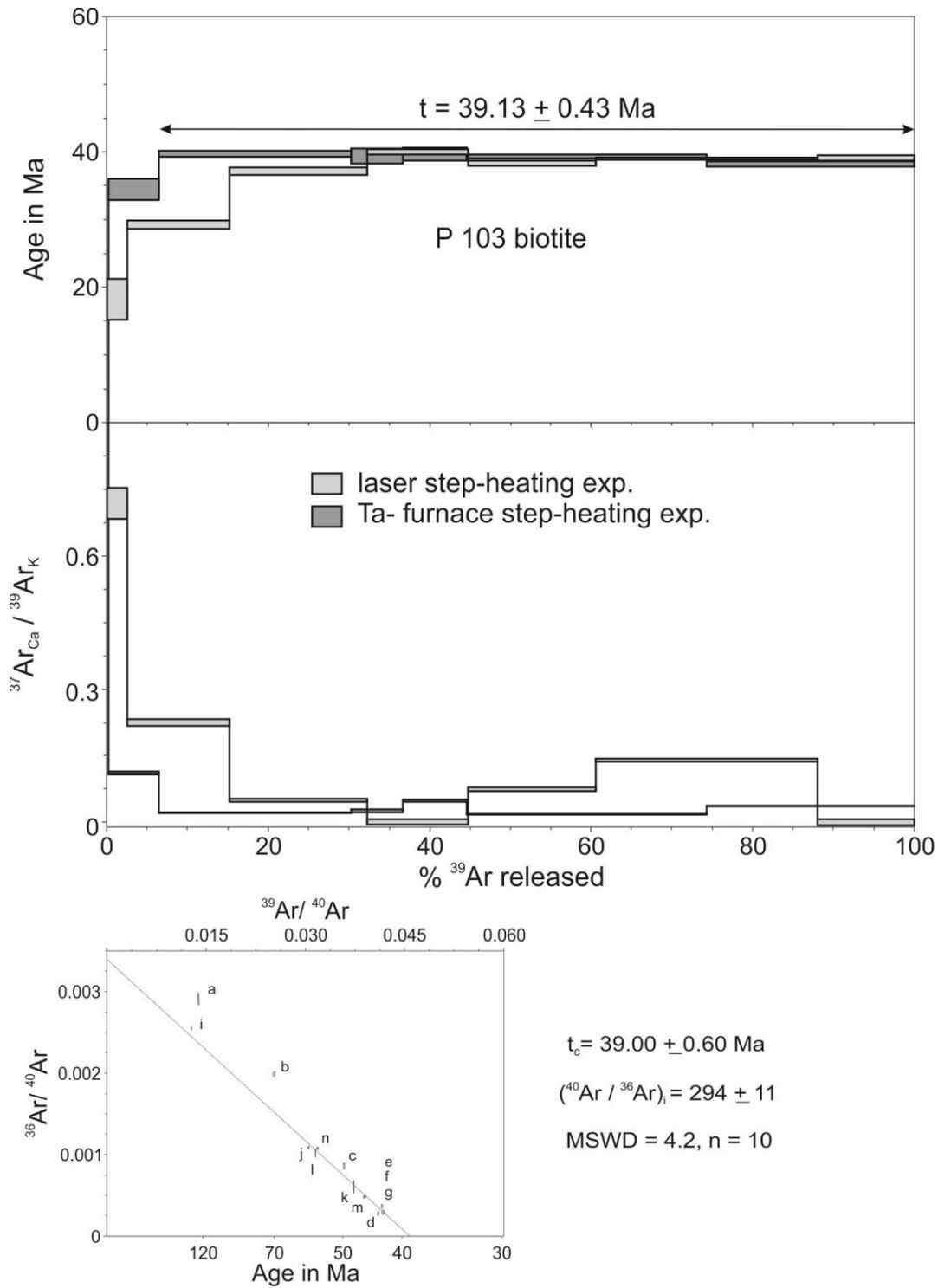


Figura 6.7. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P103 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.

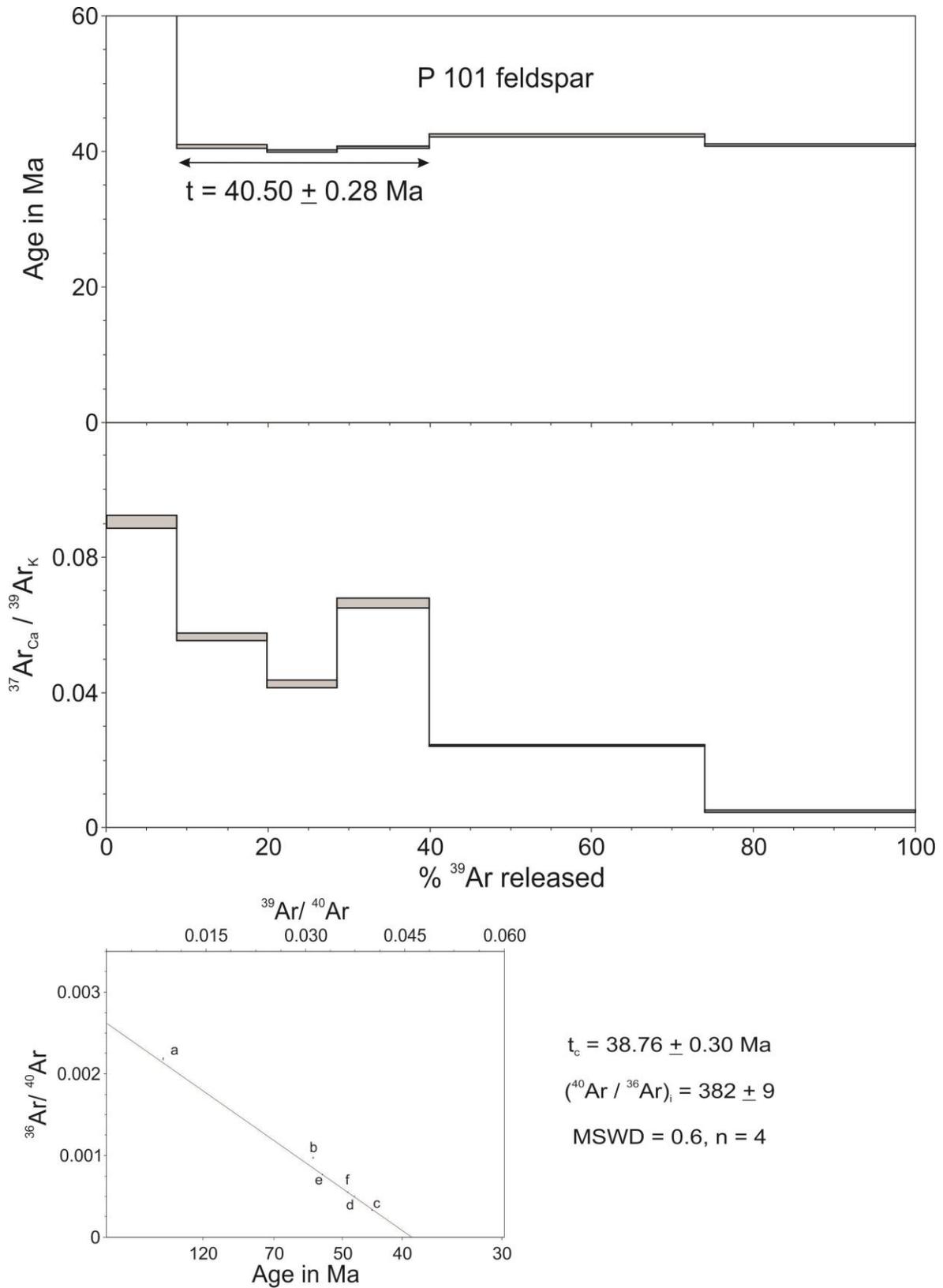


Figura 6.8. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P101 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.

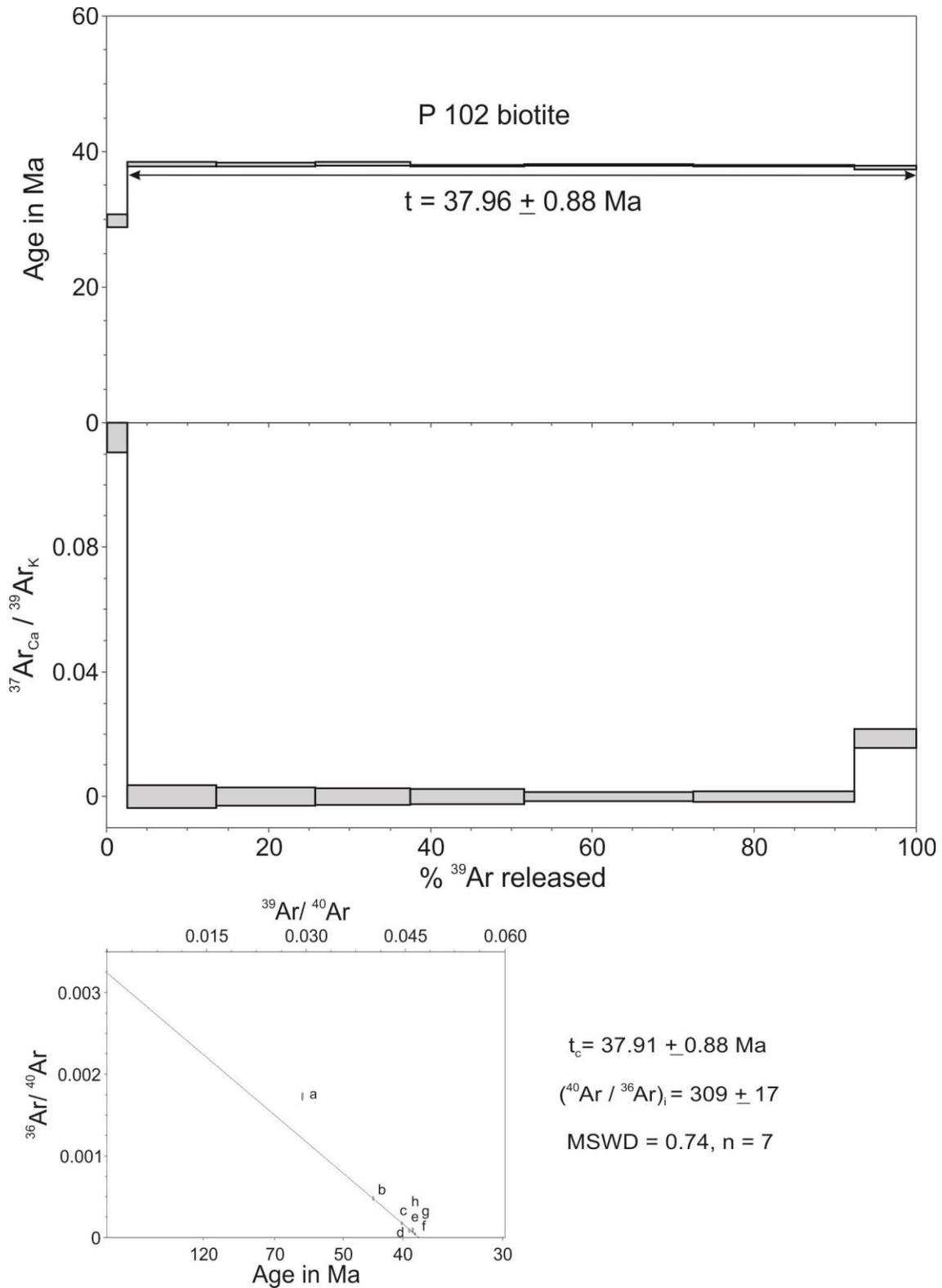


Figura 6.9. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P102 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.

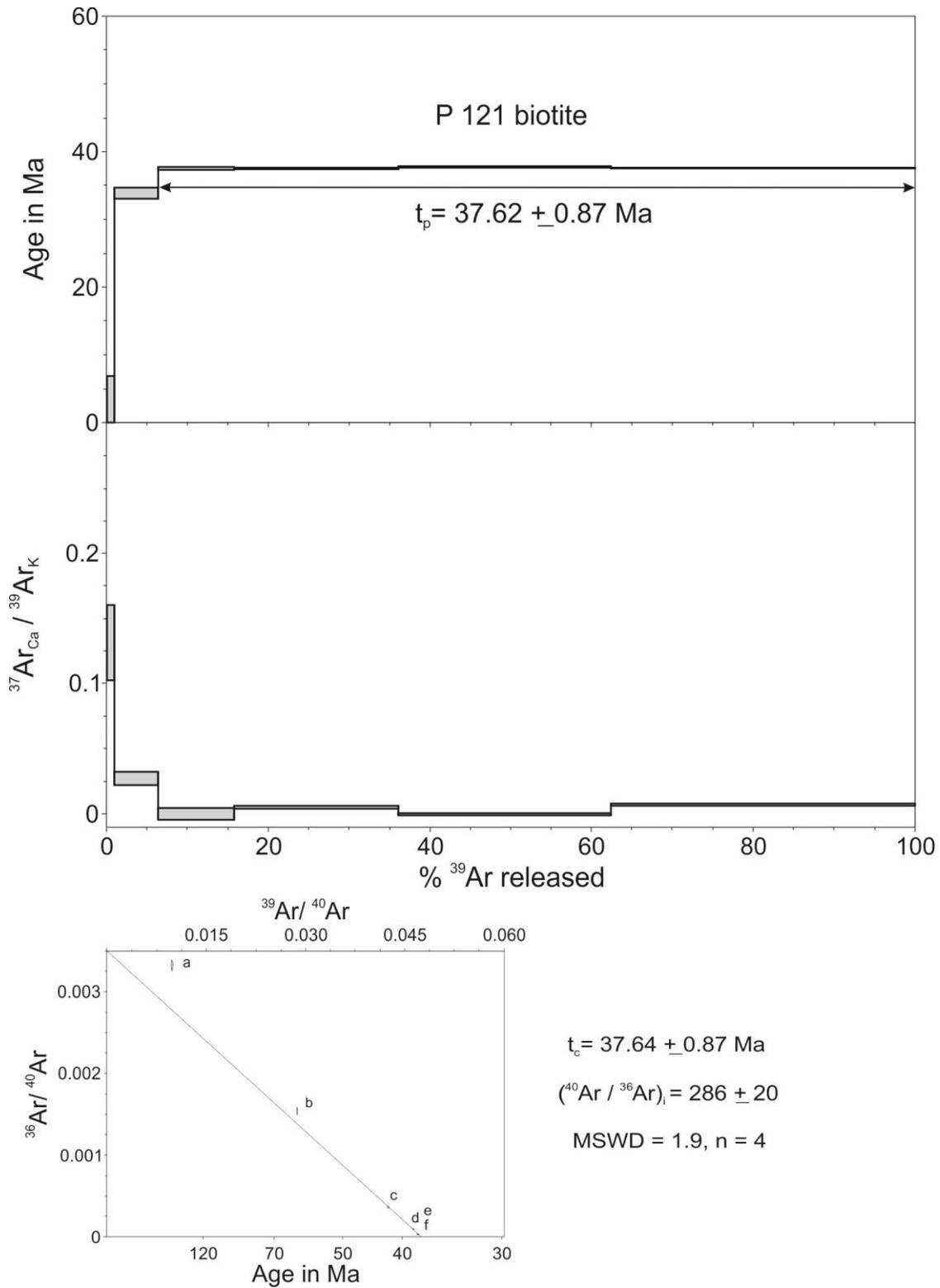


Figura 6.10. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P121 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.

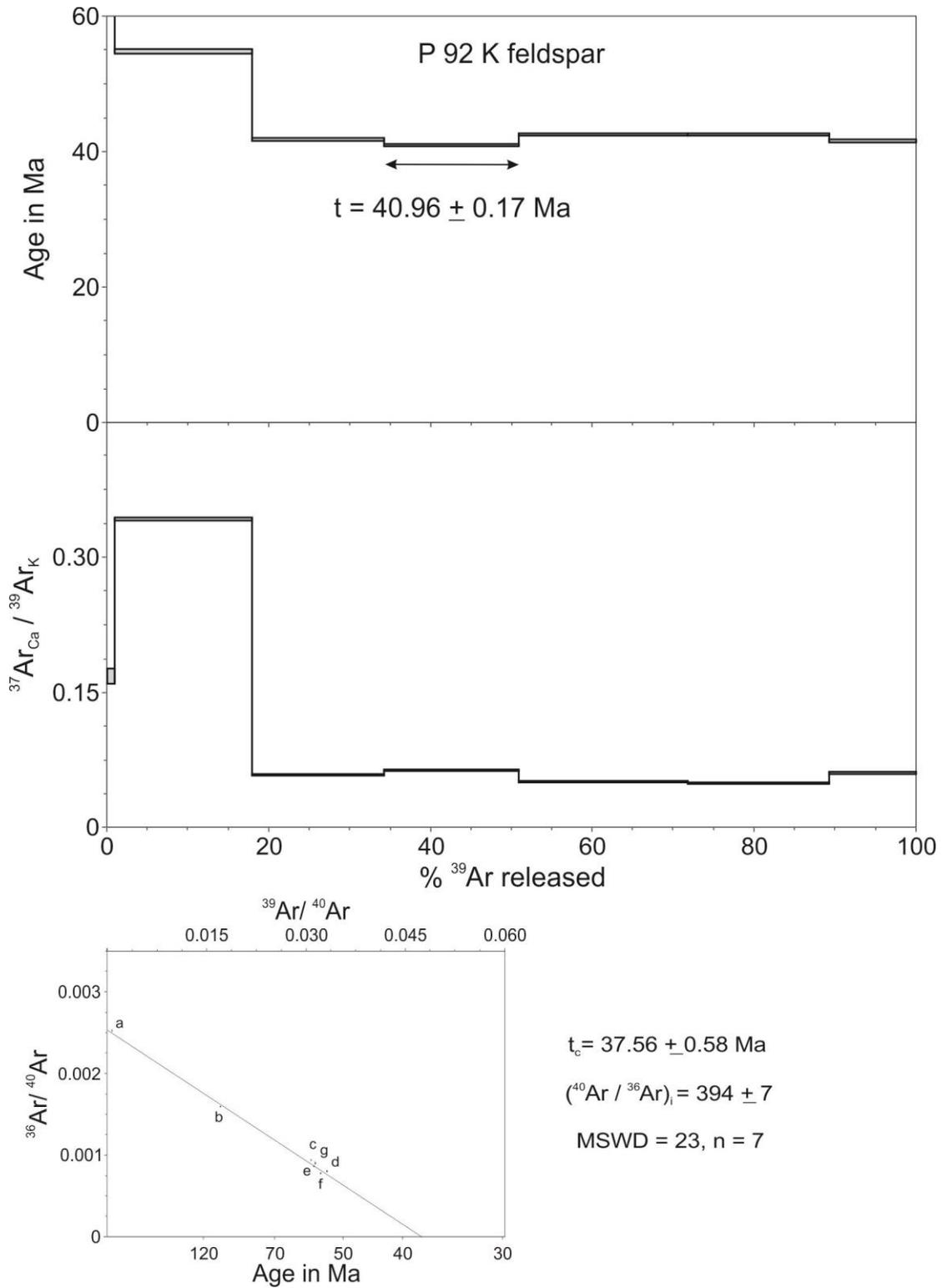


Figura 6.11. Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra P92 correspondiente a la alteración asociado a la mineralización de Cu-Mo de Cerro Pánuco, Coahuila.

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

## 6.3 Método Re-Os

Se fecharon 3 muestras de vetas de molibdenita de diferentes localidades por el método de Re-Os. Éstas corresponden a diferentes asociaciones minerales del yacimiento: (1) cuarzo, pirita, molibdenita (2) cuarzo, molibdenita y (3) cuarzo, pirita,

calcopirita, molibdenita. A estas asociaciones les corresponden edades de  $41.84 \pm 0.21$ ,  $40.97 \pm 0.20$  y  $39.78 \pm 0.20$  Ma, respectivamente (Tabla 6.2).

Tabla 6.2. Edades de Re-Os para muestras de molibdenita en vetas de molibdeno y cuarzo y/o vetas de molibdenita y sulfuros, en la mina de Pánuco

Muestra	Mineral	Asociación mineral	$^{187}\text{Re}$ (ppm)	$^{187}\text{Os}$ (ppb)	Age (Ma)	$2\sigma$
P122	Molibdenita	Cuarzo, pirita, molibdenita	66.8	46.6	41.84	0.21
P27	Molibdenita	Cuarzo, molibdenita	110.4	75.4	40.97	0.20
P69	Molibdenita	Cuarzo, pirita, calcopirita, molibdenita	110.1	73.0	39.78	0.20

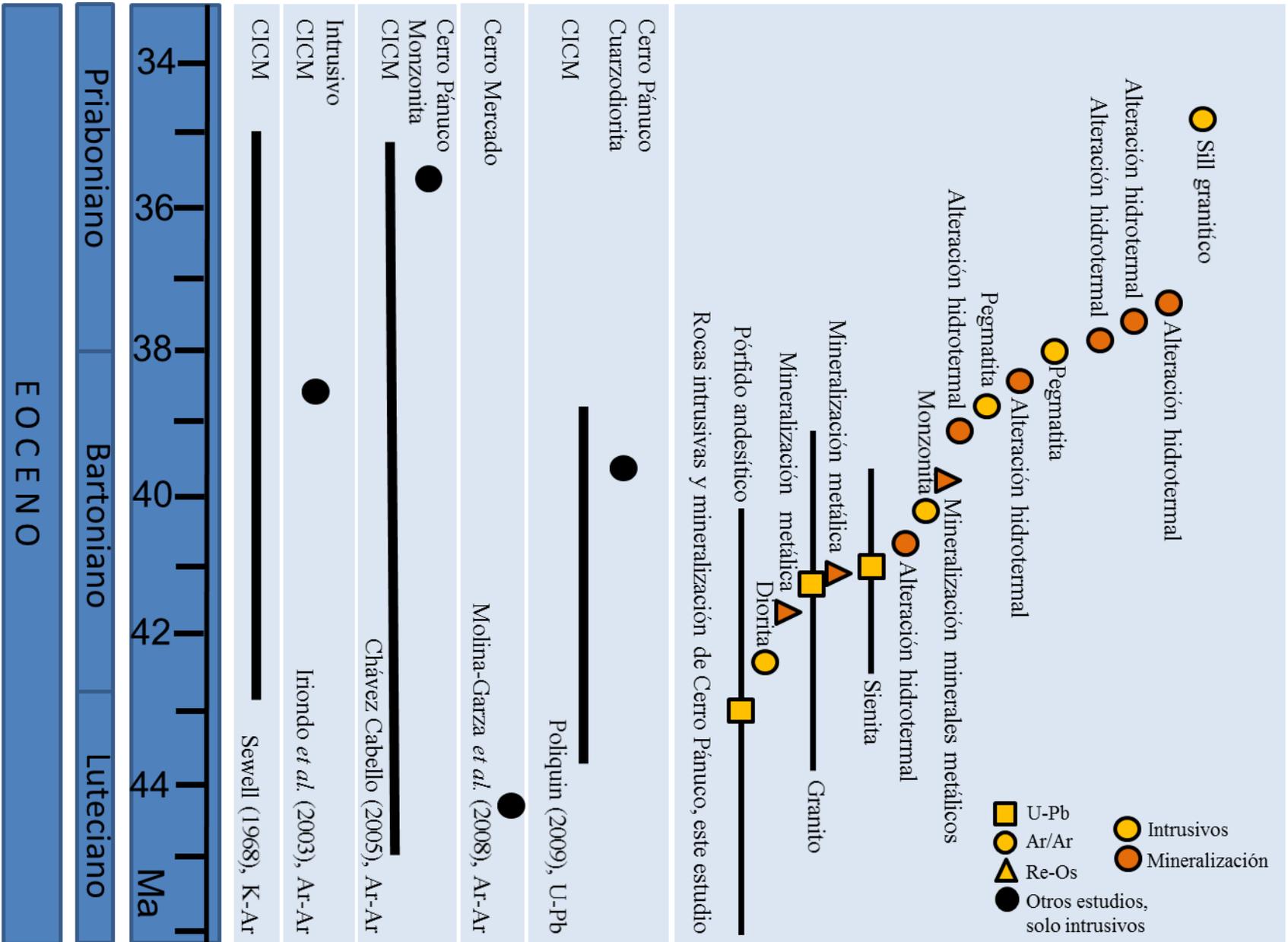


Figura 6.12. Edades publicadas y de este estudio en la zona de Pánuco y sus alrededores. Clave: CICM = Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova.

## CAPITULO 7. PETROGRAFÍA Y MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS

El estudio de las inclusiones fluidas (IF) es una técnica que permite al investigador caracterizar las propiedades físico-químicas de los fluidos involucrados en la formación de un cuerpo geológico.

Grupo México (2010) realizó un estudio de inclusiones fluidas en una sola muestra de Pánuco (P1419-5, a una profundidad de 205 m del barreno PA-02). Esta muestra es un fragmento de roca constituido por cuarzo pegmatóide con inclusiones fluidas secundarias, trifásicas (L+V+S), ricas en líquido con cristales hijo de NaCl, y grado de relleno entre 0.90 y 0.85, en que se identifica ebullición, donde se obtuvieron 50 mediciones de temperatura de homogeneización entre 300° y 450 °C, y salinidades entre 41 y 60 wt.% NaCl equiv. De ello, concluyeron que se trata de fluidos tardíos pertenecientes a un yacimiento tipo greisen.

### 7.1 Petrografía de inclusiones fluidas

En el presente estudio del depósito de Pánuco se estudiaron 10 muestras para entender el comportamiento microtermométrico de los fluidos mineralizantes en vetas de cuarzo, en cuarzo y hornblenda del intrusivo huésped y

cuarzo de la mineralización hidrotermal. Los cristales de cuarzo son euedrales a subedrales con tamaños entre 1 mm y 3 cm. Ningún cristal presenta recristalización de acuerdo a las texturas descritas por Roedder (1984) y Bodnar *et al.* (1985). Las muestras fueron tomadas del exterior e interior de mina. El cuarzo es mayormente de tipo masivo.

Las inclusiones primarias se hallaron en zonas de crecimiento paralelas a las caras de los cristales o como inclusiones aisladas sin evidencia de fracturas, o bien dispuestas aleatoriamente en los cristales. Se encontraron inclusiones pseudosecundarias y secundarias en fracturas y vetas. Las inclusiones pseudosecundarias se encuentran a lo largo de antiguas fracturas “fossilizadas” por zonas de crecimiento más tardías. En base a sus componentes, se distingue entre inclusiones monofásicas de vapor, bifásicas L+V y V+L, y multifásicas L+V+S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub>. El líquido es mayormente una salmuera acuosa (en pocos casos se observó CO<sub>2</sub> líquido) y los sólidos más comunes como cristales hijos son halita, silvita, calcopirita y una fase opaca desconocida (posiblemente magnetita). Estos dos últimos minerales también se encuentran como cristales atrapados. También se encontraron inclusiones sólidas de magnetita y clorita e inclusiones de fundido (Figura 7.1).

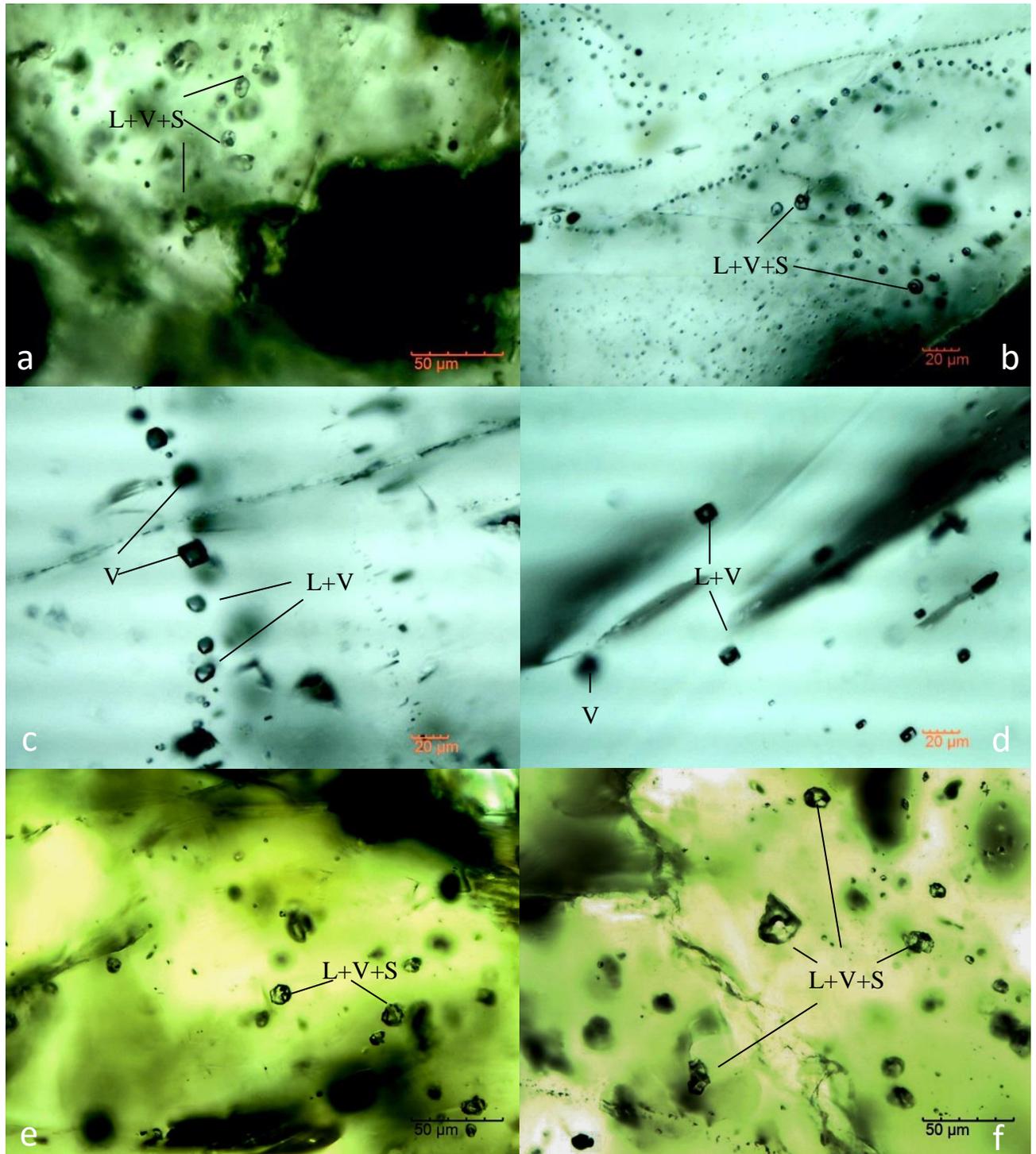


Figura 7.1. Fotomicrograffas a luz transmitida de inclusiones fluidas de Pánuco: a) inclusiones primarias L+V+S en cuarzo; b) inclusiones primarias, pseudosecundarias y secundarias L+V y L+V+S en cuarzo; c) inclusiones secundarias V y L+V; d) inclusiones primarias de vapor V y L+V, en cuarzo; e) inclusiones secundarias L+V+S en hornblenda; f) inclusiones primarias L+V+S en cuarzo.

El tamaño de las inclusiones estudiadas varía generalmente entre 5 y 20  $\mu\text{m}$ , con un tamaño máximo de 30  $\mu\text{m}$ . Sus morfologías son generalmente irregulares, mientras que las regulares son tabulares, aplanadas, y con forma de cristal negativo. El grado de relleno varía entre 0.95 y 0.50; la distribución de grados de relleno contrastantes dentro de cada asociación de inclusiones fluidas evidencia la existencia de atrapamiento heterogéneo, en forma de ebullición o, en menor grado, efervescencia (con presencia de  $\text{CO}_2$ ).

En Pánuco, los fenocristales de cuarzo del stock portador de la mineralización presentan inclusiones fluidas secundarias L+V y L+V+S coexistiendo en las mismas asociaciones de inclusiones fluidas (AIF).

Tanto en fenocristales de cuarzo de la roca huésped (inclusiones secundarias) como en el cuarzo hidrotermal (inclusiones primarias y pseudosecundarias) se observan las mismas AIF con inclusiones fluidas monofásicas de vapor (V), inclusiones bifásicas ricas en líquido (L+V), e inclusiones multisólidas (S+L+V). De ello, se interpreta que el atrapamiento de estas AIF en asociaciones minerales distintas se produjo en las mismas condiciones a partir de los mismos fluidos.

Numerosas inclusiones presentan evidencias de estrangulamiento, proceso que se

manifiesta en grupos de inclusiones fluidas con un rango muy variable de grado de relleno, y que pueden ser diferenciadas del atrapamiento heterogéneo ya que las inclusiones fluidas tienden a tener una punta que continua hacia otras IF. El reequilibrio se manifiesta mediante morfologías de cristal negativo. La coalescencia se determinó mediante la presencia de inclusiones fluidas de tamaños anómalamente grandes. En algunos casos se puede sospechar la presencia de fuga de fluidos o dilatación en grupos de inclusiones fluidas con grados de relleno muy homogéneos.

### 7.2 Microtermometría de inclusiones fluidas

Los datos obtenidos se exponen en la Tabla 7.1 y anexo E. Se obtuvieron temperaturas de fusión de hielo en 93 inclusiones fluidas, de fusión de hidrohalita en 56, de homogenización en 149, y de solubilización de halita en 52. Las temperaturas eutécticas no pudieron ser determinadas con una mínima precisión debido al tamaño de las inclusiones. Esto sugiere que, aunque el soluto dominante sea NaCl, la solución puede contener una compleja asociación polisalina (Crawford, 1981; Davis *et al.*, 1990). La hidrohalita se identificó por su índice de refracción más alto que el del hielo, y nunca se encontró que su fusión se produjera a temperaturas más altas que las temperaturas de fusión de hielo.



## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

profunda o bien vapores magmáticos condensados, para finalmente tener una dilución por parte de agua meteórica superficial.

Las temperaturas de solubilización ( $T_s$ ) de NaCl se representan en la Figura 7.3 vs.  $T_h$ . Las  $T_{sNaCl}$  en fenocristales de hornblenda se encuentran entre 330° y 390 °C, lo cual equivale a salinidades entre 39 y 47.8 wt.% NaCl, con  $T_h$ 's similares. Las  $T_{sNaCl}$  en fenocristales de cuarzo se encuentran entre 300° y 430 °C, lo cual equivale a salinidades

entre 39.1 y 48 wt.% NaCl, pero con  $T_h$ 's entre 290° y 350 °C.

Las inclusiones cuyos datos se alinean a lo largo de la bisectriz fueron atrapadas a diferentes tiempos y presiones en el fluido (González-Partida, 2013). Para el caso de Pánuco la mayoría de las inclusiones fluidas muestran similares  $T_h$ 's con  $T_s$  de halita Figura 7.3, este comportamiento fue observado por Rusk (2008) en el estudio de la evolución de los fluidos en el pórfido cuprífero de Butte, Montana.

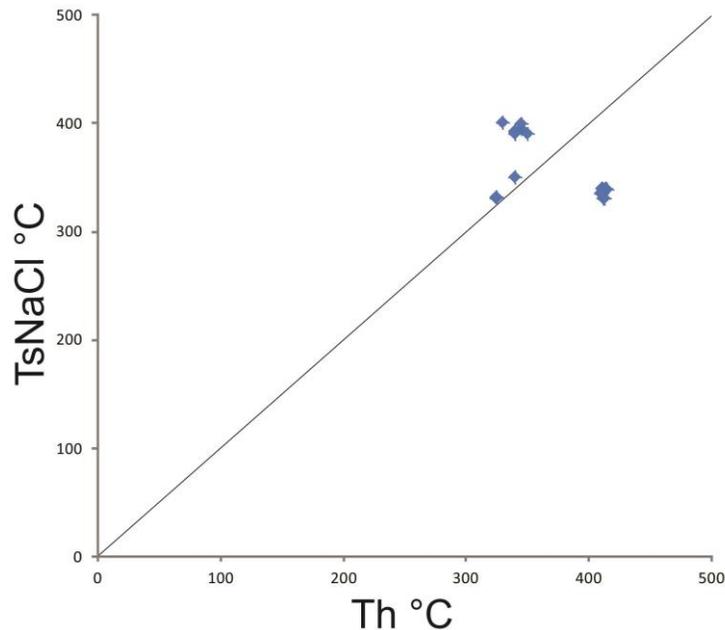


Figura 7.3. Diagrama que muestra la relación de temperatura de homogenización y la temperatura de solubilización de halita en inclusiones fluidas.

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

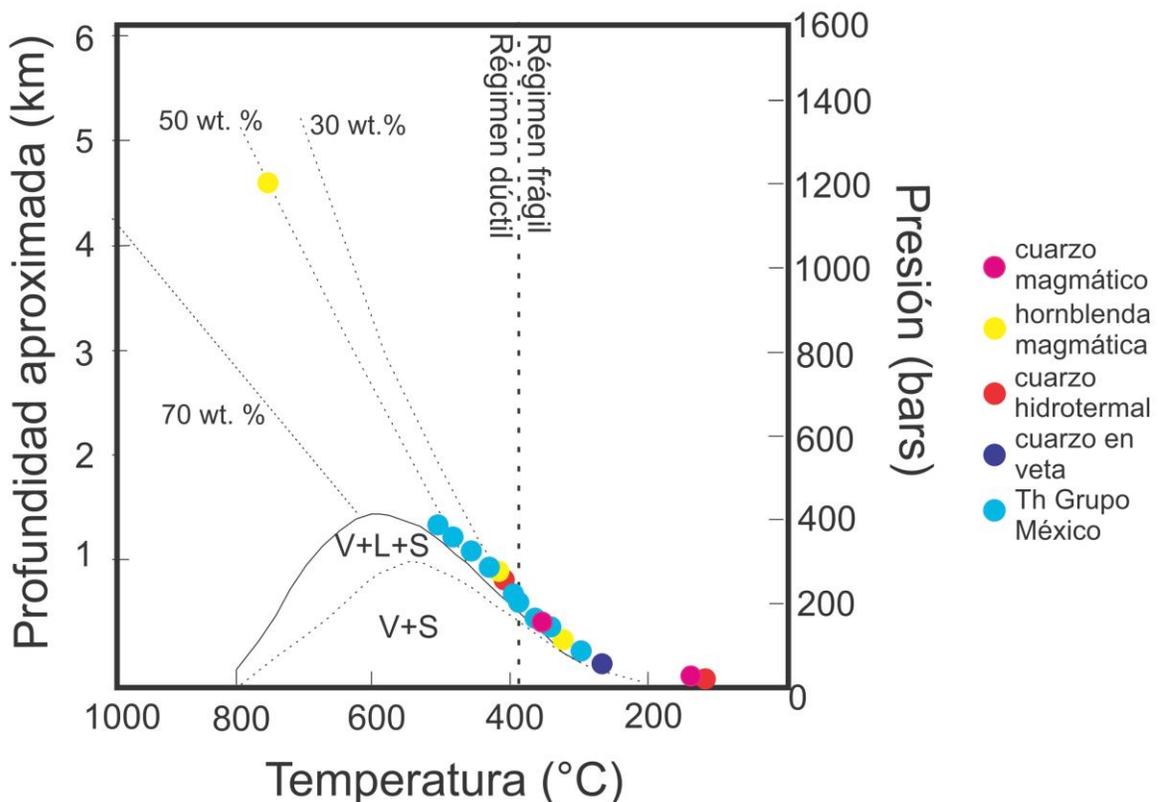
## 7.2.1 Temperaturas y presiones de homogenización y de atrapamiento

Debido a que hay evidencia de ebullición la temperatura de homogenización (Th) representa a la temperatura de atrapamiento, donde Ph es igual Pa, esto se observó en las AIF hidrotermales en cuarzo y en las AIF magmáticas de cuarzo.

Las temperaturas de homogenización indican rangos entre 150° y 600 °C con salinidades entre 8.6 a 54 wt.% NaCl equiv., con una presión inicial de 1251 bar, pasando a presiones  $\leq 314$  bar. Éstas representan profundidades máximas de 4.8 km, como se observa en la Tabla 7.1 y la Figura 7.4. Así

los fluidos mineralizantes experimentan una dilución de la salmuera y una disminución de temperatura ( $T_h < 200$  °C) entre el ambiente de pórfidos metalíferos y el de los depósitos epitermales. La zona más rica de mineral se identifica entre las isotermas de 315° y 415 °C.

En cuanto a la mezcla isotérmica, existen dos términos A) la salmuera es magmática enfriada y diluida, o B) están dos posibilidades 1) el fluido es de agua meteórica de circulación profunda y 2) el fluido es vapor magmático condensado y enfriado.



# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

Tabla 7.1. Tabla de asociaciones de inclusiones fluidas.

Muestra	No. Inclusiones analizadas	Mineral	Etapas	Sistema químico	AIF	Temperaturas de homogenización mínima, promedio y máxima (°C)	Temperatura de fusión de hielo (°C) mín/prom/máx	Temperatura de solubilización de la Halita (°C) mín/prom/máx	Salinidad (wt.% NaCl equiv.) mín/prom/máx	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Presión (bar)	Profundidad (km)
P08	23	Cuarzo	Hidrotermal tardía	H <sub>2</sub> O-NaCl	P L+V+S*	122/181/220		320/402/430	39.1/41.5/47.5	1.11-1.01	4.5-19.5	0.1
P25	6	Cuarzo	Hidrotermal	H <sub>2</sub> O-NaCl	P L+V+S*	310/317/321	-7/-6.1/-5.5		8.6/9.4/10.5	0.93-0.92	94.1-109.4	0.3
P32	10	Cuarzo	Hidrotermal	H <sub>2</sub> O-NaCl	S L+V	268/270/273	-6		9.2	0.96	49.1-53.2	0.15
P21	31	Cuarzo	Hidrotermal	H <sub>2</sub> O-NaCl	P, PS, S L+V, L+V+S	310/341/375	-21/-19/-18		21/21.8/23.0	0.93-0.86	94.1-209.3	0.3-0.6
P16	11	Hornblenda	Magmática-hidrotermal temprana	H <sub>2</sub> O-NaCl	S L+V	315/395/415	-19.1/-18.8/-18.5	330/335/340	21.3/34.6/40.0	0.92-0.82	100.9-314	0.3-1
P16	10	Cuarzo	Hidrotermal	H <sub>2</sub> O-NaCl	P L+V+S	259/281/325		300/332/390	37.9/40.2/47.8	1.07-0.91	48.9-115.3	0.1-0.3
P41	1	Hornblenda	Magmática	H <sub>2</sub> O-NaCl	S L+V	600			54	0.50	1251.1	4.8
P41	30	Cuarzo	Magmática	H <sub>2</sub> O-NaCl	S L+V	328/357/380	-14/-13.6/-13.4		17.2/17.5/17.8	0.91-0.86	120-220.9	0.3-0.6
P50	5	Hornblenda	Magmática	H <sub>2</sub> O-NaCl	S L+V	340/352/395	-21	350/382/395	23.1/41.7/47.8	0.90-0.84	139.6-258.1	0.3-0.6
P50	22	Cuarzo	Magmática	H <sub>2</sub> O-NaCl	S L+V	330/379/420	-21/-19.8/-18.9	360/393/410	42.0/46.6/48.0	1.08-	4.91-329.1	0-1

---

## CAPÍTULO 8. DISCUSIÓN

### 8.1 Geoquímica

El pórfido de Pánuco está asociado a intrusivos alcalinos (sienita y granito alcalino) y subalcalinos (diorita, granito, granodiorita, monzonita y tonalita) que se emplazaron en rocas clásticas y carbonatadas del Cretácico Superior. Estas rocas intrusivas presentan una afinidad mayoritariamente alcalina con alto contenido en K, y corresponden a la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Camprubí, 2009, 2013; Poliquin, 2009). Los resultados de geoquímica multielemental en este estudio concuerdan con:

- (1) contextos tectonomagmáticos de subducción,
- (2) intrusivos de arco volcánico y sin-colisionales,
- (3) granitos de tipo I,
- (4) magmas metalumínicos producto de una zona de subducción alejada de la trinchera,
- (5) enriquecimiento en elementos de tierras raras tipo LILE,
- (6) los isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb muestran una fuente del manto con contaminación cortical.

Ello implica que las fuentes de los magmas generadores de los intrusivos a los que se asocian los pórfidos metalíferos de Pánuco se encuentran en el manto superior,

enriquecimiento en las tierras raras ligeras debido a un grado de fusión parcial relativamente pequeño (Wilson, 1989).

Desafortunadamente, la geoquímica isotópica de Sr y Nd no indican mucho, debido a los pocos datos obtenidos con lo cual solo podemos decir que coinciden con los campos establecidos de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (Poliquin, 2009) y del Cinturón de intrusivos Candela Monclova (Chávez Cabello, 2005). El intervalo de variación de los datos isotópicos de Pb de los intrusivos de Pánuco muestra escasa dispersión, al igual que el resto de intrusivos en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana y el Trans-Pecos, según Poliquin (2009). Esto sugiere que los magmas del este de México fueron derivados de una misma fuente (Poliquin, 2009).

Poliquin (2009) propuso la existencia de dos grupos de intrusivos a lo largo de toda la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, particularmente en su parte septentrional: (1) sienitas como parte de un magmatismo alcalino complejo sin mineralización, y (2) dioritas calcoalcalinos ricas en potasio, con mineralización de cobre. En Pánuco estos dos grupos de intrusivos están presentes. El grupo de sienita nefelínica de Pánuco coincide con el grupo 1 de Poliquin (2009) y también carece de mineralización asociada. Al grupo 2 pertenecen dioritas, granitos, monzonitas, tonalitas y granodioritas calcoalcalinos,

---

asociadas a las mineralizaciones metálicas, de forma similar al caso de Cripple Creek, Colorado, de 30 Ma (Poliquin, 2009), donde el magmatismo alcalino está asociado a mineralizaciones de Au (Richards, 2009).

Este magmatismo fue canalizado principalmente a través de discontinuidades en el basamento (Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Camprubí, 2013). La superposición espacial de intrusivos de diferentes edades pone de manifiesto la recurrencia del papel canalizador de dichas discontinuidades en el basamento (Poliquin, 2009), de manera similar al emplazamiento de yacimientos tipo MVT y similares en la misma región (González-Sánchez *et al.*, 2009; Camprubí, 2013).

## 8.2 Geocronología

Las edades de los intrusivos que conforman el stock de Pánuco, de más antiguos al más reciente son:  $43.10 \pm 3.20$  Ma (U-Pb, zircón) para el pórfido andesítico,  $42.42 \pm 0.28$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , biotita) para la diorita,  $41.20 \pm 2.40$  Ma (U-Pb, zircón) para el granito,  $40.90 \pm 1.20$  Ma (U-Pb, zircón) para la sienita, y de  $40.28 \pm 0.25$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , feldespato potásico) para la monzonita. Asociado al stock de Pánuco se encuentran pegmatitas con edades de  $38.96 \pm 0.59$  ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , feldespato potásico) y  $38.27 \pm 0.32$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , biotita). Después, se emplazó un sill granodiorítico post-mineral con una edad

de  $34.89 \pm 0.91$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , feldespato potásico). Estos fechamientos confirman las relaciones de los intrusivos vistos en campo.

La edad del yacimiento se determinó mediante el fechamiento de la alteración potásica, con seis edades comprendidas entre  $40.86 \pm 0.39$  y  $37.56 \pm 0.58$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , feldespato potásico o biotita), determinándose la presencia de al menos cuatro eventos de mineralización hidrotermal, con diferencias de edad de ~1 millón de años entre cada una de ellas.

Las edades de  $41.84 \pm 0.21$ ,  $40.97 \pm 0.20$  y  $39.78 \pm 0.20$  obtenidas mediante el método de Re-Os son más antiguas que las obtenidas por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para la alteración potásica. Asimismo, las vetas fueron emplazadas con una diferencia de, al menos, ~1 millón de años para tres eventos de mineralización metálica.

Las edades de alteración potásica son similares a las obtenidas por Poliquin (2009) de  $38.2 \pm 0.2$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , biotita) en la zona del lote San José del distrito San Carlos en Tamaulipas. La mayoría de depósitos minerales en el CICM han sido poco estudiados y solo se han reconocido mineralizaciones tipo skarn en cerro Iman, cerro Boludo, cerro Mercado, un intrusivo a pocos kilómetros al noreste de Pánuco, de  $41.0 \pm 1.1$  Ma (U-Pb, zircón), fechado por

---

Poliquin (2009), quien lo describe como un skarn de granate de grosularia con vetillas de pirita y calcopirita, y 1.41% Cu. Otro yacimiento reportado por Poliquin (2009) es Real Vieja al oeste de Pánuco, rico en cobre.

Con ello, se puede adscribir la formación del yacimiento de Pánuco a la época metalogénica del Eoceno en lugar de la del Oligoceno definida por Camprubí (2013), en continuidad con la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM).

En la propia PAOM se reconocen yacimientos tipo skarn calcoalcalino como La Vasca y El Burro-La Minita (ver Figura 7 en Camprubí, 2013). Poliquin (2009) describe un cinturón de intrusivos desde Concepción del Oro a San Carlos con edades de 43 a 38 Ma de mineralización similares a la de Pánuco, esto delimita la edad de mineralización al Eoceno para el noreste de la PAOM.

### **8.3. Mineralización e inclusiones fluidas**

La Provincia Alcalina Oriental Mexicana incluye depósitos minerales del tipo IOCG, skarn y pórfidos cupríferos (Camprubí 2013).

El depósito de Pánuco se formó en una fase hidrotermal asociada a pórfidos cupríferos, con temperaturas de inclusiones fluidas en la etapa magmática entre 600° y 328 °C y salinidades entre 54 y 17 wt.% NaCl equiv., en la etapa magmática-hidrotermal temprana

existen temperaturas entre 415° y 315 °C, con salinidades entre 40 y 21.3 wt.% NaCl equiv. En la etapa hidrotermal se obtuvieron dos grupos de temperaturas 1) entre 375° y 310 °C y salinidades bajas entre 23 y 8.6 wt.% NaCl equiv., 2) entre 325° y 259 °C y salinidades altas entre 37.9 y 47.8 wt.% NaCl equiv. Por último una etapa hidrotermal tardía con temperaturas entre 220° y 122 °C, y salinidades altas entre 47.5 y 39.1 wt.% NaCl equiv, relacionadas a una falsa salmuera. La mineralización está controlada por fallas laterales y fracturas con rumbo N55° A 75°E y echado de alto ángulo al SE, y con una reactivación post-mineral. Las estructuras mineralizadas incluyen brechas, vetas con diferentes orientaciones, disseminaciones y stockworks.

La mineralización hipogénica se desarrolló contemporáneamente a la evolución del stock multifásico de Pánuco. La formación del stock se produjo a lo largo de ~4 millones de años. Se desconoce cuándo se formó la etapa supergénica del yacimiento.

Las inclusiones fluidas presentan temperaturas de homogenización de hasta 420 °C y presiones de ~350 bar (~1 km de profundidad), y salinidades entre 8 y 48 wt.% NaCl equiv. La evolución de los fluidos mineralizantes en Pánuco puede explicarse mediante los siguientes procesos:

- 
- (1) generación de salmueras profundas por exsolución de los intrusivos en el stock de Pánuco, resultando las denominadas salmueras magmáticas;
  - (2) ascenso de las salmueras magmáticas, que registran un enfriamiento conductivo con escasa dilución, con anterioridad a la precipitación de asociaciones minerales metálicas; posiblemente ello sea debido a la interacción entre las salmueras magmáticas ascendentes con aguas meteóricas de circulación profunda, lo que conlleva a una mezcla isotérmica de dichos fluidos;
  - (3) durante la precipitación de asociaciones minerales metálicas de cualquier tipo se registra ebullición y efervescencia de los fluidos mineralizantes, lo cual aboga por dichos procesos como los principales responsables de generación de las mineralizaciones metálicas;

- (4) finalmente, se registra una dilución y enfriamiento de todos los fluidos descritos arriba, probablemente por interacción con agua meteórica superficial.

Los procesos de ebullición y efervescencia se consideran como los principales mecanismos de precipitación de las asociaciones minerales metálicas por encontrarse en asociación cercana entre sí. La existencia de dichos procesos se argumenta en base a evidencias petrográficas de inclusiones fluidas indicativas de atrapamiento heterogéneo (coexistencia dentro de la misma asociación de inclusiones fluidas de inclusiones con grados de relleno muy variables en ausencia de modificaciones post-atrapamiento).

---

## CAPÍTULO 9. CONCLUSIONES

El pórfido diorítico de Pánuco, en Coahuila central, se produjo debido a la intrusión de un stock multifásico de diorita, monzonita, granito y sienita en una secuencia sedimentaria del Cretácico Superior.

La geoquímica de los intrusivos indica afinidades alcalinas y calcoalcalinas compatibles con ambientes de intraplaca y subducción respectivamente.

Se obtuvieron 17 nuevos fechamientos de los intrusivos relacionados con la mineralización y post-mineralización por los métodos de U-Pb y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , de asociaciones minerales metálicas por medio de Re-Os, y de la alteración hidrotermal por medio de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

A partir de las edades obtenidas, se determina que la formación del yacimiento de Pánuco corresponde al Eoceno, estando éste circunscrito a la metalogenia de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana.

Las mineralizaciones hipogénicas están íntimamente ligados a cada episodio de los intrusivos.

En este trabajo se encontró una relación en tiempo y espacio de asociaciones minerales de tipo pórfido de Cu (dominantes) relacionadas con asociaciones minerales tipo IOCG (subordinadas y de carácter profundo).

La evolución de los fluidos para mineralización tipo pórfido comienza con salmueras magmáticas, las cuales al ascender registran un enfriamiento conductivo con escasa dilución, esto debido a la mezcla isotérmica de salmueras magmáticas con aguas meteóricas de circulación profunda, existiendo ebullición y efervescencia, y finalmente, dilución y enfriamiento por interacción de las aguas meteóricas superficiales.

El yacimiento mineral de Pánuco por sus características es un pórfido alcalino de cobre.

Este estudio confirma la existencia de un cinturón mineralizado de ~38 Ma y 200 km de longitud correspondiente al Cinturón Candela-Monclova en Coahuila y en correspondencia con el macizo de San Carlos en Tamaulipas, todavía escasamente estudiado.

---

## Referencias bibliográficas

- Alfonso, Z. J., 1978, Geología regional del sistema sedimentario Cupido: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, 30, 1-2, 1-55.
- Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb: Chemical Geology, 192, 59–79.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico, and its relationship to circum-Pacific magmatism, Geological Society of America Rocky Mountain Section Annual Meeting Program, p. 484.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., Henry, C. D., 2003, Synextensional Plio-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: Geological Society of America Bulletin, 115, 3, 298-313.
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Henry, C.D., Becker, T., and Chávez-Cabello, G., 2005, Reactivation of the San Marcos Fault during mid-to-late Tertiary extension, Chihuahua, Mexico, 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 393, 509-521.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El vulcanismo tipo intraplaca del Cenozoico Tardío en el centro y norte de México: una revisión, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del centenario, tomo LVII, núm. 3, 187-225.
- Aranda-Gomez, J.J., Luhr, J. F., Housh, Valdez-Moreno, G., and Chavez-Cabello, G., 2007, Late Cenozoic intraplate-type volcanism in central and northern Mexico, A review. Geological Society of America Special Papers 2007, 422, 93-128, doi:10.1130/2007.2422(04).
- Arvizu-Gutiérrez, I. R., 2003, Estudio paleomagnético de los granitoides permo-triásicos y de las Capas Las Palomas (Jurásico Tardío), Valle San Marcos, Coahuila, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de licenciatura, 116 p.
- Barker, D.S., 1977, Northern Trans-Pecos magmatic province; Introduction and comparison with the Kenya rift: Geological Society of America Bulletin, 88, 1421-1427.
- Barnes H., 1997, Geochemistry of hidrothermal ore deposits. Wiley-Interscience. Publications John Wiley & Sons.
- Barra, F., Ruiz, J., Valencia, V.A., Ochoa-Landín, L., Chesley, J., 2005. Laramide Porphyry Cu-Mo Mineralization in Northern Mexico: Age Constraints from Re-Os Geochronology in Molybdenite: Econ Geol, 100:1605–1616.
- Barton, M.D., Staude, J.M., Zürcher, L., and Megaw, P.K.M., 1995, Porphyry copper and other intrusion-related mineralization in Mexico, in Pierce, F.W., and Bolm, J.G., eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 20,487–524.
- Birck, J.L., RoyBarman, M., Capmas, F., 1997, Re-Os measurements at the femtomole level in natural samples, Geostand Newslett, 20, 19–27.
- Bishop, B. A., 1970, Stratigraphy of Sierra de Picachos and Vicinity, Nuevo León, México. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 54, 7, 1245-1270.
- Bloomfield, K., Cepeda-Dávila, L., 1973, Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico. Geological Magazine, 110, 551- 555.
- Buchanan, L., 1975, Report Pánuco Mine, Candela Coah, Earth Resources Company, reporte técnico, 22 p.
- Bodnar, R.J., Burnham, C.W., and Sterner, S.M., 1985, Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H<sub>2</sub>O-NaCl to 1000°C and 1500 bar: Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, 1861–1873.
- Bodnar, R.J., 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions: Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 683–684.
- Bodnar, R.J. y Vityk, M.O., 1994, Interpretation of microthermometric data for NaCl-H<sub>2</sub>O fluid inclusions. In De Vivo B, Frezzotti ML (eds) Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Published by Virginia Polytechnic Institute & State University, Blacksburg, VA, 117-131.
- Campa, M. F., Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.

- Camprubí, A., 2009, Major metallogenic provinces and epochs of Mexico, *SGA News*, 25, 1–20.
- Camprubí, A., 2010, Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas, *Boletín de la Sociedad Mexicana*, 62, 1, 25–42.
- Camprubí, A., 2013, Tectonic and metallogenic history of Mexico, Tectonics, metallogeny, and discovery: the North American Cordillera and similar accretionary settings: Society of Economic Geologists, Special Publication 17, 201–243.
- Camprubí, A., González-Partida, E., López-Martínez, M., Iriondo, A., Alfonso, P., Cienfuegos-Alvarado, E., & González-Ruiz, L., 2016, The Upper Cretaceous Guaynopa IOCG and Guaynopita porphyry copper deposits, Chihuahua, Mexico, .en línea, *Ore Geology Reviews*, actualizado 28 de enero de 2016, disponible en [doi:10.1016/j.oregeorev.2016.01.006](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.006), consultado 16 de marzo de 2016.
- Candela, P. A., and Piccoli, P. M., 2005, Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems, in Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 25–37
- Cano-González, A., 2002, Geología y geoquímica del intrusivo Cerro La Soledad margen oriental del Cinturón Candela Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, México, tesis licenciatura, 113 p.
- Cantagrel, J-M, Robin, C., 1979, K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks- relations between the andesitic and alkaline provinces, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 99–114.
- Carpenter, D. L., 1997, Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, 109, 10, 1321–1332.
- Cavazos-Tovar, J. G., 2004, Petrografía y geoquímica del intrusivo Las Tetillas, Bloque Coahuila, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, México, tesis licenciatura, 127 p.
- Chapin, C.E., Wilks, M., and McIntosh, W.C., 2004, Spacetime patterns of Late Cretaceous to present magmatism in New Mexico—comparison with Andean volcanism and potential for future volcanism, *New Mexico Bureau of Geology & Mineral Resources Bulletin*, 160, 13–40.
- Chappel, B.W. y White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types, *Pacific Geol.*, 8, 173–174.
- Charleston, S., 1973, Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the lower Cretaceous, Coahuila series, Coahuila México, University of Michigan, USA, tesis doctoral, 268 p.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., *Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*, West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81–74, 28–36.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., 2001, Deformación y Magmatismo Cenozoicos en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México, Investigación doctoral. GEOS, Libro de Resúmenes, 21, 3, 205.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Schaaf, P., Solis, G., Iriondo, A., Morton, O., 2003, Geoquímica y Geocronología ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) del Cinturón de Intrusivos Candela Monclova, Coahuila, México, GEOS Libro de Resúmenes, 23, 2, 105.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Cossío-Torres, T., 2003, Análisis estructural sobre la Falla San Marcos, Coahuila, México, GEOS Libro de Resúmenes, 23, 2, 112.
- Chávez Cabello, G., 2005. Deformación y magmatismo cenozoico en el sur de la cuenca de Sabinas, Coahuila, México, Centro de Geociencias/Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 266 p.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutierrez, I. R., González-Naranjo G. A., 2005, La Falla San Marcos: Una estructura Jurásica de basamento multireactivada del noreste de México, en Alaniz-Álvarez, S.A., *Las Grandes Fronteras Tectónicas de México*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, 2, 27–52.
- Chavez, W.X. Jr., 2000, Supergene Oxidation of Copper Deposits: Zoning and Distribution of Copper Oxide Minerals: *Society of Economic Geologists Newsletter*, April, 10–22.
- Chiaradia, M., Fontboté, L., and Paladines, A., 2004, Metal sources in mineral deposits and crustal rocks of Ecuador (1°N–4°S): a lead isotope synthesis, *Economic Geology*, 99, 1085–1106.

- Clark, A.H., 1993, Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive?, in Whiting, B.H., Hodgson, C.J., Mason, R. (eds.), Giant ore deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication 2, 213-283.
- Clark, K. F., Damon, P. E., Schutter, S. R., Shafiqullah, M., 1979, Magmatismo en el Norte de México en relación a los yacimientos metalíferos, (resumen), Asociación de Ingenieros Mineros Metalurgistas y Geólogos de México, XIII, 8-57.
- Clark, K. F., Foster, C. T., Damon, P. E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico, Geological Society of American Bulletin, 93, 533-544.
- Clark, K.F., 2009, Evolución de los depósitos metálicos en tiempo y espacio en México, In Clark, K.F., Salas-Pizá, G.A., Cubillas-Estrada, R. (eds.), Geología Económica de México: Servicio Geológico Mexicano, 62-133.
- Coney, P.J., Reynolds, S. J., 1977, Cordilleran Benioff zones, Nature, 270, 403-406.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J., 1979, The interpretation of igneous rocks, London, Allen and Unwin, 450 p.
- Crawford, M.L., 1981, Phase equilibria in aqueous fluid solutions: Ottawa, Ontario, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 6, 75-100.
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., and Wasserburg, G.J., 1991, Negative thermal ion mass spectrometer of Os, Re and Ir, Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 397-401.
- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES (Consejo de Recursos Minerales), 1993, Monografía geológico-minera del Estado de Coahuila, México, Servicio Geológico Mexicano, 174 p.
- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES (Consejo de Recursos Minerales), 1997, Carta geológico-minera Monclova G14-4, 1: 250,000, Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Corry, C. E., 1988, Laccoliths; mechanics of the emplacement and growth, Geological Society of America Special Paper, 220, 1-110.
- Cumming, G.L., Kesler, S.E., and Krstic, D., 1979, Isotopic Composition of Lead in Mexican Mineral Deposits, Economic Geology, 74, 1395-1407.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera, Arizona Geological Society Digests, 14, 137-154.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., and Clark, K.F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico, Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1052-1071.
- Davis, D.W., Lowenstein, T.K., Spencer, R.J., 1990, The melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 591-601.
- Davis, J. M., Elston, W. E., and Hawkesworth, C. J., 1993, Basic and intermediate volcanism of the Mogollon-Datil volcanic field—implications for mid Tertiary tectonic transitions in southwestern New Mexico, USA. in Prichard, A. T., Harris, N. B. W., and Neary, C. R. (eds.), Magmatic processes and plate tectonics: Geological Society
- Davis, J. M., and Hawkesworth, C. J., 1995, Geochemical and tectonic transitions in the evolution of the Mogollon-Datil volcanic field, New Mexico, USA, Chemical Geology, 119, 14, 31-53.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey. Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional, Monografía, 60 p.
- De Cserna, Z., 1970, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern Mexico, in: Seewald, K., and Sundeen, D., Eds., The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, a symposium in honor of Prof. Ronald, K. De Ford: Midland, West Texas, USA, Geological Society, 99-117.
- Defant, M. J., y Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, Nature, 347, 662-665.
- Defant M. J., Xu J. F., Kepezhinskas, P., Wang, Q., Zhang, Q. y Xiao, L., 2002, Adakites: some variations on a theme, Acta Petrologica Sinica, 18, 129-142.
- Denison, R. E., Kenney, G. S., Burke, W. H. Jr., Hetherington, E. A. Jr, 1969, Isotopic age of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation, Marathon Basin, Texas and their significance, Geological Society of American Bulletin, 80, 245-256.
- De Paolo D.J., y Wasserburg G.J., 1976, Nd isotopic variations and petrogenetic models, Geophys. Res. Lett., 3, 249-252.

- Díaz Bravo, B., 2014, Origen del magmatismo intraplaca en el oeste de la Faja Volcánica Transmexicana: Rift Tepic-Zacoalco, México, Centro de Geociencias/Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 149 p.
- Dickinson, W. R., Snyder, W.R., 1978, Plate tectonics of the Laramide orogeny, *in*: Matthews, v. III ed., Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States, Geological Society of America Memoir 151, 355-366.
- Dickinson, W. R., Lawton, T. F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico, Geological Society of American Bulletin, 113, 9, 1142-1160.
- Dumble, E.T., 1892, Notes on the geology of the valley of the middle Rio Grande, Geological Society of America Bulletin, 3, 219-230.
- Eguiluz, De Antuñano, S., 2001, Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México, *in*: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems, American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, 241-270.
- Ferrari L., Valencia-Moreno, M., and Bryan S., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of western margin of North America, GSA Special Paper 442, 1-39.
- Forster, H. J., Tischendorf, G., Trumbull, R. B., 1997, An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks, Lithos, 40, 261-293.
- García-Quintero, J. J., 2004, Cartografía y análisis estructural del intrusivo Las Tetillas, Coahuila, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis licenciatura, 101 p.
- Garza, G. R., 1973, Modelo sedimentario del albianocenomaniaco en la porción sureste de la plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila), Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, XXV, 311-340.
- Gilmer, A. K., 2001, Age and characterization of the Red Hills porphyry copper-molybdenum deposit, Presidio country, Texas, University of Texas at Austin, Technical Sessions Abstract, 1 p.
- Goldhammer, R. K., Lehmann, P. J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C., Johnson, C. R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guide-book, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 p.
- Goldhammer, R. K., Dunn, P. A., Lehmann, P. J., 1993, The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, west Texas): Constraints from outcrop data, inverse and forward stratigraphic modeling, Journal of Sedimentary Petrology, 63, 318-359.
- Goldhammer, R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, 1-58.
- Goldhammer, R. K., Johnson, C. A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of México rim, *in*: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems, American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, 45-81.
- Gómez, T., A., 2002, Control temporal del magmatismo de subducción en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: caracterización del manto, componentes en subducción y contaminación cortical, México, Instituto de Geología/Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 113 p.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta A., Langmuir C., Goldstein S., Ortega-Gutiérrez F., y Carrasco-Núñez G., 2003, Temporal Control of Subduction Magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle Sources, Slab Contributions and Crustal Contamination, Geochemistry Geophysics Geosystems, 4, 8, 1-33.
- Gomez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., and Ferrari, L., 2007, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt, in Alaniz-Alvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, A.F., eds., Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico, Geological Society of America Special Paper 422, 129-181.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., y Pérez-Arvizu, O., 2011, Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the

- subducted oceanic plate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 213-241.
- Gómez-Tuena, A., Diaz, B., Vázquez-Duarte, A., Pérez-Arvizu, O. y Mori, L., 2013, Andesite petrogenesis by slab-derived plume pollution of a continental rift, en Gómez-Tuena, A., Straub, S.M and Zellmer, G.F. (ed), *Orogenic Andesites and Crustal Growth*, Geological Society, London, Special Publications, 385, doi:10.1144/SP385.4.
- Gómez, V. W., Cerda, D., J. H., 2010, Reporte de prácticas Grupo Minero Pánuco, inédito, 21 p.
- González-Becerra, D. A., 2004, *Cartografía y Análisis Estructural del intrusivo Cerro Providencia*, Candela Coahuila, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis licenciatura, 120 p.
- González Partida, E., Pérez, S., E., Camprubí, A., Lhomme, T., 2009, Ore-forming fluids in the Lucy porphyry Cu-Mo deposit and its regional significance in the Cananea district (Sonora, Mexico): *Journal of Geochemical Exploration*, 101:39.
- González Partida, E., Pérez-Segura, E., Camprubí, A., González, R. L., 2013, Espectrometría Raman y microtermometría de inclusiones fluidas en cuarzo magmático e hidrotermal en los pórfidos de Cu-Mo de Lucy y María, Sonora, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30, 1, 198-209.
- González Sánchez, F., Puente Solís, R., González Partida, E., Camprubí, A., 2007, Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIX, 1, 43-62.
- González Sánchez, F., 2008, Caracterización y génesis de los yacimientos minerales estratoligados de celestina, barita, fluorita y plomo-zinc del noreste de México, México, Centro de Geociencias /Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 245 p.
- González Sánchez, F., Camprubí, A., González Partida, E., Puente Solís, R., Canet, C., Centeno García, E., Atudorei, V., 2009, Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite, and Zn-Pb deposits in the MVT province of Northeastern Mexico, *Mineralium Deposita*, 44, 343-361.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., Damon, P. E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 42, 1-18.
- Grupo México, 2010, Reconocimiento geológico prospecto mina Pánuco, municipio Candela, Coahuila, reporte técnico, inédito, 21 p.
- Grupo Minero Pánuco, 2010, Reconocimiento Geológico prospecto minero Pánuco, municipio de Candela, Coahuila, reporte interno Grupo Minero Pánuco, inédito, 21 p.
- Haenggi, W. T., 2002, Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LV, 1, 38-94.
- Hamblock, J. M., 2002, Lithology, alteration and mineralization in the eastern Mexican alkaline province, Phoenix, Arizona, USA, University of Arizona, tesis maestría, 133 p.
- Handschy, J. W. Keller, G. R., Smith, K. J., 1987, The Ouachita system in northern Mexico. *Tectonics*, 6, 323-330.
- Hedenquist, J.W., y Richards, J.P., 1998, The Influence of Geochemical techniques on the Development of Genetic Models for Porphyry Copper Deposits, en Richards, J.P., y Larson, P.B., (eds.), *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology: Reviews in Economic Geology*, 10, 235-256.
- Henry, C. D., 1975, Geology and geochronology of the ganitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico, USA, Austin Texas/University of Texas, tesis doctoral, 158 p.
- Henry, C. D., McDowell, F. W., 1986, Geochronology of magmatism in the Tertiary volcanic field, Trans-Pecos Texas, Bureau of Economic Geology University of Texas at Austin, *Guidebook* 23, 99-122.
- Henry, C. D., McDowell, F. W., Price, J. G., Smyth, R. C., 1986, Compilation of potassium-argon ages of Tertiary igneous rocks, Trans-Pecos Texas, Bureau of Economic Geology University of Texas at Austin, *Geol. Circ.* 86, 2, 34.
- Henry, C. D., Price, J. G., Miser, D., 1989, Geology and Tertiary igneous activity of the Hen Egg Mountain and Christmas Mountains quadrangles, Trans-Pecos Texas, Bureau of Economic Geology University of Texas at Austin, reporte de investigación 183, 105 p.
- Henry, C. D., Price, J. G., and James, E. W., 1991, Mid-Cenozoic Stress Evolution and Magmatism in the

- Southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from Continental Arc to Intraplate Extension, *Journal of Geophysical Research*, 96, 545-560.
- Hernández Treviño, T., Schaaf, P., Solís, G., Meza García, V. D., Villanueva, D., 2011, Técnica rápida de concentrado de zircones para análisis Geocronológicos por el método de U-Pb, *Boletín de Mineralogía, Sociedad Mexicana de Mineralogía A. C.*, 19, 1, 34-35.
- Hildreth, W., y Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hirayama, A., 1981, Report on the reconnaissance survey of Candela area, Coahuila, reporte interno Servicio Geológico Mexicano, 11 p.
- Hoggard, M. and Hopper E., 2010, Reconnaissance of the Pánuco Mountain, *Geology and Tectonic History*, Reporte interno Grupo Minero Pánuco, inédito, 110 p.
- Hoffman, E. L., 1992, Instrumental neutrón activation in Geoanalysis, *Journal of Geochemical Exploration*, 44, 297-319.
- Iriondo, A., Kunk, M. J., Winick, J. A., CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, 2003,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in México: United States Geological Survey / Consejo de Recursos Minerales Scientific Collaboration (Part I). Open-File Report 03-020, on line edition, 79 p.
- Iriondo, A., Kunk, M. J., Winick, J. A., CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, 2004,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in México: United States Geological Survey / Consejo de Recursos Minerales Scientific Collaboration (Part II). Open-File Report 04-1444, 46 p.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- James, E. W., y Henry, Ch. D., 1991, Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment, *Journal Geophysical Research*, 96, 13561-13575.
- Jenner, G. J., Longerich, H. P., Jackson, S. E., Fryer, B. J., 1990, ICP-MS A powerful tool for high precision trace element analysis in Earth sciences: Evidence from analysis of selected USGS Reference samples, *Chemical Geology*, 83, 133-148.
- Jones, N. W., McKee, J. W., Marquez, D. B., Tovar, J., Long, L. E., Laudon, T. S., 1984, The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, México: *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1226-1241.
- Kay, R.W., y Kay, S.M., 1991, Creation and destruction of lower continental crust: *Geologische Rundschau*, 80, 259-278.
- Kay, R.W., y Mahlburg-Kay, S., 1993, Delamination and delamination magmatism: *Tectonophysics*, 219, 1-3, 177-189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., y Coira, B., 1999, Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33° S), en Skinner, B., ed., *Geology and Ore deposits of the Central Andes: Society of Economic Geology, Special Publication*, 27-59.
- Kay, S.M., and Mpodozis, C., 2001, Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust, *GSA Today*, 11, 3, 4-9.
- Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman W., Renne P.R., and Wijbrans J.R., 2008, Synchronizing rock clocks of Earth history, *Science*, 320, 500-504.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early cretaceous, northeastern Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 111, 7, 1010-1029.
- Lipman, P. W., 1980, Cenozoic volcanism in the western United States- Implications for continental tectonics, in Burchfield, B. C., Oliver, J. E., y Silver, L. T., eds., *Continental tectonics*, National Academy of Sciences, p. 161-174.
- Lister, J. R., Kerr, R. C., 1991, Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes, *Journal of Geophysical Research*, B96, p. 10049-10077.
- Longoria, J. F., 1984, Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: Evidence of the origin of the Sabinas basin, in: Ventres, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B. F., y Moore, C. H., eds., *The Jurassic of the Gulf Rim. Austin Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, Proceedings of the Third Annual Research Conference*, p. 171-193.
- Lowell, J.D., and Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits, *Economic Geology*, 65, 373-408.
- López, R., Cameron, K. L., Jones, N. W., 2001, Evidence for paleo-Proterozoic, Grenvillian, and Pan-African age

- Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, 107, 195-214.
- López-Infanzón, M., 1991, Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, México, USA, Tulane University, New Orleans, tesis maestría, 139 p.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S. P., Giron, P., Velasco, F., Moran-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de Rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas, (resumen), *Actas INAGEQ*, 1, 203-208.
- Lowell, J.D., y Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration--mineralization zoning in porphyry ore deposits, *Economic Geology*, 65, 373-408.
- Luhr, J. F., Henry, C. D., Housh, T. B., Aranda-Gómez, J. J., McIntosh, W. C., 2001, Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango (Mexico), *Geological Society of America Bulletin*, 113, 6, 760-773.
- Ludwig, K.R., 2003, *Isoplot 3.00*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 70 p.
- Maniar, P. D., y Piccoli, P. M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Marsden, H., 2007, Cerro Pánuco Evaluation, reporte interno, Grupo Minero Pánuco, inédito, 8 p.
- Martin, H., 1999, The adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoides, *Lithos*, 46, 3, 411-429.
- Mathur, R., Marschik, R., Ruiz, J., Munizaga, F., Leveille, R. A., and Martin, W., 2002, Age of mineralization of the Candelaria Fe oxide Cu-Au deposit and the origin of the Chilean iron belt, based on Re-Os isotopes, *Economic Geology*, 97, 59-71.
- McAnulty, W.N., Sewell, C.R., Atkinson, D.R., Rasberry, J.M., 1963, Aguachile beryllium-bearing fluor spar district, Coahuila, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 74, 735-744.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, México, *Geological Society of American Bulletin*, 88, 1479-1486.
- McDowell, F. W., Clabaugh, S. E., 1981, The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western México. Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología Revista, 5, 2, 185-206.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J. N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, México, *Geological Society of America Bulletin*, 113, 4, 521-531.
- McKee, J. W., Jones, N. W., 1979, A large Mesozoic Fault in Coahuila, Mexico. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 11, 476.
- McKee, J. W., Jones, N. W., Long, L. E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico, *Geology*, 12, 103-107.
- McKee, J. W., Jones, N. W., Anderson, T. H., 1988, Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico, *Geology*, 16, 37-40.
- McKee, J. W., Jones, N. W., Long, L. E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 102, 593-614.
- McKnight, J., 1963, *Igneous rocks of Sombrettillo area, northern Sierra de Picachos, Nuevo Leon, Mexico, USA*, Austin, Texas, University of Texas, tesis maestría, 83 p.
- McMillan, N. J., Dickin, A. P., and Haag, D., 2000, Evolution of magma source regions in the Rio Grande rift, southern New Mexico, *Geological Society of America, Bulletin*, 112, 10, 1582-1593.
- Molina-Garza, R.S., Chavez-Cabello, G., Iriando, A., Porrás-Vázquez, M.A., and Terrazas-Calderon, G.D., 2008, Paleomagnetism, structure and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Cerro Mercado pluton, Coahuila: Implications for the timing of the Laramide orogeny in northern Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 2, 284-301.
- Montemayor-Sánchez, I., 2003, *Análisis de la deformación en el Valle de San Marcos, Coahuila, México*, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, México, tesis licenciatura, 98 p.
- Morton-Bermea, O., 1990, *Zur Petrologie des Alkali-Intrusivkomplexes der Sierra de Picachos (Nuevo León, Mexiko)*, Alemania, Universität Karlsruhe, tesis licenciatura, 114 p.
- Morton-Bermea, O., Altherr, R., 1991, *Petrología de las rocas alcalinas del Complejo Intrusivo de la Sierra de Picacho (Nuevo León, México)*, Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, 6.

- Morton-Bermea, O., 1995, Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali-Intrusivkomplexes von Monclova-Candela (México), Hamburgo Alemania Universität Hamburg, tesis doctoral, 100 p.
- Morton-Bermea, O., Hernández, A. E., Lounejeva, E., Armienta, M. A., 1997, Desarrollo y aplicación de un método analítico para la determinación de Lantánidos en materiales geológicos por ICP-MS, (resumen), Actas INAGEQ, 3, 259-264.
- Müntener, O., Kelemen, P. Grove, T. 2001, The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study, Contributions to Mineralogy and Petrology, 141, 643-658.
- Nandigam, R., 2000, Geology and geochemistry of newly discovered Tertiary carbonatite occurrences near Villa Ahumada area. Basin and Range Province, Chihuahua, Northern Mexico, El Paso, TX, USA, University of Texas at El Paso, tesis doctoral, p. 267.
- Narváez, R. G., 2007, Informe de Reconocimiento Geológico Minero de la Mina Pánuco, Reporte interno (inédito), 30 p.
- Nelson, S.A., Gonzalez-Caver, E., Kyser, T.K., 1995, Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico, Contributions to Mineralogy and Petrology, 122, 191-211.
- Nick, K., 1988, Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (México), Karlsruhe, Alemania, Universität Karlsruhe, tesis licenciatura, 167 p.
- Noguez-Alcántara, B., 2008. Reconstrucción del modelo genético y evolución tectónica del yacimiento tipo pórfido cuprífero Milpillás, Distrito de Cananea, Sonora, México, Hermosillo Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 390 p.
- Orozco-Ezquivel, M. T., 1995, Zur Petrologie des Vulkangebietes von Palma-Sola, Mexiko. Ein Beispiel für den Übergang von anorogenem zu orogenem Vulkanismus, Karlsruhe, Alemania, Universität Karlsruhe, tesis doctoral, 167 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, in: Speed, R. C., ed., Phanerozoic evolution of North America continent-ocean transitions. Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México. USA Austin Texas, University of Texas, tesis doctoral, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1986, Post Paleozoic tectonics of northeast México and its role in the evolution of the Gulf of México, Geofísica Internacional, 25, 157-206.
- Pascasio, T., R., Vélez L., J., Hernández P., I., 2001, Texto Guía Carta Magnética Monclova G14-4,1: 250,000, COREMI, 1 mapa con texto.
- Pearce, J. A., Harris, N. W., and Trindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, 25, 956-983.
- Pesiflor, F., 1870, The Cienennial and Lotta gold properties Coahuila, Mexico, Reporte interno Servicio Geológico Mexicano, 10 p.
- Petrelli M., Poli G., Perugini D. y Peccerillo A., 2005. Petrograph a new Software to visualize, model and present geochemical data in igneous petrology, Geochem. Geophys. Geosyst, 6, Q07011.
- Price, J., F., 1944, Preliminary Report Panuco Molybdenum Mine, State of Coahuila, Mexico, reporte interno, inedito, 14 p.
- Price, J. G., y Henry, C. D., 1984, Stress orientations during Oligocene volcanism in Trans-Pecos Texas: Timing the transition from Laramide compression to Basin and Range tension, Geology, 12, 238-241.
- Poliquin, M. J., 2009, Geology, Geochemistry and Age of Intrusion-Related Mineralisation in Eastern Mexico, Exeter UK, Exeter Research and Institutional Content archive (ERIC) Tesis doctoral, 408 p.
- Porrás-Vázquez, M. A., 2002, Cartografía y análisis estructural del intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela-Monclova, Coahuila, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis licenciatura, 123 p.
- Ragland, P.C., 1989, Basic Analytical Petrology, Oxford University Press, Oxford, 369 pp.
- Ramirez-Fernandez, J.A., Romer, R., Viera-Decida, F. y Orozco-Esquivel, M.T., 2000, Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM). Caracterización de las Fuentes Magmáticas a través de análisis isotópicos y su relación geodinámica regional (resumen), GEOS,

- Unión Geofísica Mexicana, AO, 2°. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 20, 3, 252.
- Richards, J.P., and Kerrich, R., 2007, Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis, *Economic Geology*, 102, 537-576.
- Richards, J.P., 2009, Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere, *Geology*, 37, 247-250.
- Robeck, R. C., Pesquera, V. R., Ulloa, S. A., 1956, Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, estado de Coahuila, en XX Congreso Geológico Internacional, México, 109 p.
- Robin, C., 1982, Relations volcanologie-magnetologie-geodinamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud mexicain. (Axe Trans-mexican et Province Alcaline Orientale). *Annual Sciences De I Universitat Clermont-Ferrand II*, 70, 503 p.
- Robin, C., y Tournon, J., 1978, Spatial relations of andesitic and alkaline province in México and Central América, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1633-1641.
- Roddick, J. C., 1983, High precision calibration of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  standards. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 47, 887-898.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions, *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.
- Roedder E., Bodnar R. J., 1997, Fluid inclusions of hydrothermal ore deposits, In: Barnes, H.L. Ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Wiley, New York, p. 657-697.
- Rollinson, H.R., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Harlow (U.K.), Longman scientific and technical, 352 p.
- Romer, R.L., Heinrich, W., 1998, Transport of Pb and Sr in leaky aquifers of the Bufa del Diente contact metamorphic aureole, North-East Mexico, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 155-170.
- Rusk, B. G., Reed, M. H., Dilles, J. H., 2008, Fluid Inclusion Evidence for Magmatic-Hydrothermal Fluid Evolution in the Porphyry Copper-Molybdenum Deposit at Butte, Montana, *Economic geology*, 103, 2, 307-334.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419-451.
- Salvador, A., 1991, The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, *Geological Society of America, Geology of North America, J*, 568 p.
- Salvador, A., 1991, Triassic-Jurassic: in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, J*, 131-180.
- Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico basin: in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, J*, 389-444.
- Sánchez Silva, E., 1993, El yacimiento Cupro-aurífero en el área de Pánuco, mpio. de Candela, Coahuila, reporte interno, Consejo de Recursos Minerales, 11 p.
- Santamaría, O. D., Ortuño, A. F., Adatte, T., Ortíz, U. A., Riba, R. A., Franco, N.S., 1991, Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, Estado de Coahuila, Instituto Mexicano del Petróleo, reporte interno.
- Schulze, G., 1954, Informe preliminar sobre el yacimiento de molibdeno y cobre llamado "El Panuco" situado al E-SE de Monclova, Coah. Consejo de Recursos Minerales, reporte interno.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México, *Geological Society of America Special Paper*, 278, 153 p.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M. Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005, Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features, in Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P., eds.: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p.251-298.
- Seibertz, E., 1987, Interpretación genética de un dique de basalto en el Turoniano inferior de la Sierra de Tamaulipas y su datación bioestratigrafica con inoceramidos (Cretácico medio, NE de México), *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León Linares*, 2, 147-150.
- Severinghaus, J., Atwater, T. M., 1990, Cenozoic geometry and thermal condition of the subducting slabs beneath western Northamerica, in: Wernicke, B., ed., *Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada, Geological Society of America Memoir* 176, 1-22.

- Sewell, C. R., 1968, The Candela and Monclova belts of igneous intrusions, a petrographic province in Nuevo León and Coahuila, Mexico, (resumen), Annual Meeting of the Geological Society of America, Abstract With Programs, 273.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano), 1997, Informe de la Carta geológico-minera Monclova, Clave G14-4, 1: 250 000, estado de Coahuila y Nuevo León, 101 p.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano), 2001, Informe de la carta geológico-minera Estación Baján, Clave G14-A63, 1:50,000, estado de Coahuila, 33 p.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano), 2008, Informe de la carta geológico-minera San Antonio De Adentro, Clave G14-A64, 1: 50 000, estados de Coahuila y Nuevo León, 49 p.
- Shand, S.J., 1927, The eruptive rocks, New York, Van Nostrand.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985, A practical guide to fluid inclusion studies: London, Blackie, Chapman and Hall, 239 p.
- Sillitoe, R.H., and Sawkins, F.J., 1971, Geologic and mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile, *Economic Geology*, 66, 1028-1041.
- Sillitoe, R.H., 1985, Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs, *Economic Geology*, 80, 1467-1514.
- Sillitoe, R. H., 2005, Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits, *in* Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 723-768.
- Sillitoe, R., 2010, Porphyry Copper Systems, *Economic Geology*, 105, 3-41.
- Singer, D.A., Berger, V.I., and Moring, B.C., 2005, Porphyry copper deposits of the world: database, map, and grade and tonnage models: U.S. Geological Survey Open-File Report, 2005-1060(<http://pubs.usgs.gov/of/2005/1060/>).
- Sláma, J. Kosler, J., Condon D.J., Crowley, J.L., Gerdes A., Hanchar, J.M., Horstwood M.S., Morris G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J., 2008, Plesovice zircon-A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis, *Chemical Geology*, 249, 1-2, 1-35.
- Smith, C. I., 1981, Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico, West Texas Geological Society Field Trip Guidebook* 81-74, 1-27.
- Smoliar, M.I., Walker, R.J., y Morgan, J.W., 1996, Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA and IVB iron meteorites, *Science*, 271, 1099-1102.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O. Tanner, M., 2009, U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy, *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34-1, 5-18.
- Stacey, J. and Krammers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207-221.
- Staude J. G., Barton, M. D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern México, *Geological Society of American Bulletin*, 113, 10, 1357-1374.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-363.
- Stephenson, W., 1927, Notes on the Stratigraphy of the Upper Cretaceous Formations of Texas and Arkansas, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1, 11, 1-17.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., 2000, JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium, *Chemical Geology*, 168, 279-281.
- Tardy, M., 1973, Sobre la tectónica de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras, Coahuila: El Cabalgamiento de la Serie Parrense, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 34, 1-2, 63-70.
- Tardy, M., 1975, La nappe de Parras: un Traité Essential de la Structure Larammienne du Secteur transverse de la Sierra Madre Oriental, México, *Bulletin of the Geological Society of France*, XVII, 77-87.
- Tardy, M., 1980, Contribution a l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique, Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, tesis doctoral, 445 p.
- Teixeira Correia, C., Donald Kirk, J., Ruth Frick, L., Aparecida Petronilho, A., Gaeta Tassinari C. C., Sato K., 2007, The Re-Os Isotopic System:

- Geochemistry and Methodology at the Geochronological Research Center (CPGeo) of the University of São Paulo, Brazil, *Revista do Instituto de Geociências USP, Sér. Cient., São Paulo*, 7, 1, 45-56. [www.igc.usp.br/geologiausp](http://www.igc.usp.br/geologiausp) - 45 - Geol. USP.
- Terrazas-Calderón, G. D., 2002, Cartografía, petrografía y geoquímica del intrusivo Cerro Mercado, Cinturón Candela-Monclova, Coahuila, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis licenciatura, 102 p.
- Thorpe, R.S., 1977. Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico, *Tectonophysics* 40, T19–T26.
- Todt, W., Cliff, R. A., Hanser, A. and Hofmann, A. W., 1996, Evaluation of  $^{202}\text{Pb}$ - $^{205}\text{Pb}$  double spike for high-precision lead isotope analysis, *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*, American Geophysical Union Geophysical Monograph 95, 429-437.
- Tornos, F., Velasco, F., Barra, F., Morata, D., 2010, The Tropezón Cu-Mo-(Au) deposit, Northern Chile: the missing link between IOCG and porphyry copper systems?, *Mineral Deposita*, 45, 313-321.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., Grajales, J. M., 1999, A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, in: Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, 1-58.
- Tovar-Cortés, J. A., 2002, Geología y geoquímica del intrusivo Cerro Marcelinos, porción occidental del Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis licenciatura, 139 p.
- Tovar-Cortés, J. A., Chávez-Cabello, G., Morton-Bermea, O., Porras-Vázquez, M. A., Cano-González, A., Terrazas-Calderón, G. D., Valdez-Reyes, M. A., 2001, Geología y Geoquímica del Intrusivo Cerro Marcelinos, cinturón Candela-Monclova, provincia alcalina oriental Mexicana, GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A. C., Boletín informativo, Resúmenes y programas, 21, 3. 233.
- Treviño-Cázares, A., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Saavedra, P., 2005. Mantle Xenoliths and their host magmas in the Eastern Alkaline Province, Northeast Mexico: *International Geology Review* 47, 1260–1286.
- Tritlla, J. González-Partida, E., Levresse, G., Banks, D., Pironon, J., 2004. Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, México: products of Mississippi Valley type processes, *Ore Geology Review*, 23, 107-1024. A reply. *Ore Geology Reviews* 25, 329-332
- Tritlla, J., Levresse, G., González-Partida, E., Corona-Esquivel, R., y Martínez Ramos, C., 2005, Metalogenia y geoquímica de los fluidos asociados a los depósitos de tipo MVT (Mississippi Valley-Type Deposit) en el centro y norte de México, Convención Internacional de la Asociación Nacional de ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, *Memorias XXVI*, 113-118.
- Tritlla, J., González-Partida, E., Levresse, G. y Corona-Esquivel, R., 2006, Depósitos de Pb-Zn-Ba-F-(Cu-Sr) epigenéticos estratoligados en series sedimentarias en relación con salmueras de cuenca: depósitos del tipo “Mississippi Valley” (MVT) y similares: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVIII, 1, 103-139.
- Valdez-Moreno, G., 2001, Geoquímica y petrología de las rocas ígneas de los Campos Volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México, Instituto de Geología/ Universidad Nacional Autónoma de México, tesis maestría, 128 p.
- Valdez, M. G., 2006, Evolución geoquímica e isotópica del complejo volcánico de Colima: Tesis de doctorado, Posgrado de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica de la UNAM, 183 pp.
- Valdez-Reyes, M.A., 2002, Petrografía y geoquímica del intrusivo Cerro Providencia, margen este del Cinturón Candela-Monclova, Provincia Alcalina Oriental Mexicana, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis licenciatura, 109 p.
- Valencia, M. M., Ruíz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hodkinson D. G., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern México: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement, *Geological Society of American Bulletin*, 113; 11; 1409-1422.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., and Pérez-Segura, E., 2007, Geological and metallogenetic characteristics of the porphyry

- 
- copper deposits of México and their situation in the world context, in Alaniz Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, A., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*. Geological Society of America Special Paper, 422, 433-458.
- Vega-Vera, F. J., and Perrilliat, M. C., 1989, On a new species of *Venecardia* from the lower Eocene in northeastern México (Difunta Group), *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 22, 101-106.
- Vega-Vera, F. J., y Perrilliat, M. C., 1989, La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: orogenia post-Ypresiana, *Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología Revista*, 8, 67-70.
- Viera-Decida, F., 1998, *Delimitación, Petrografía y Geoquímica de los cuerpos Intrusivos del rancho El Salvador, Sierra de Tamaulipas, México*, Facultad de Ciencias de la Tierra/Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis licenciatura, 96 p.
- Viera-Decida, F., Ramírez Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Orozco-Esquivel, M.T., 2009, Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana, *Ciencia-UANL*, 12, 42-49.
- Wall, J. R.; Murria, G. E., Díaz, G. T., 1961, Occurrence of intrusive gypsum and its effects on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 45, 1504-1522.
- Wasserburg, G. J., Jacobsen, S. B., De Paolo, D. J., McCulloch, M. T., Wen, T., 1981, Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 2311-2323.
- Weidie, A. E., Wolleben, J. A., McBride, E. F., 1970, Regional Geologic framework of northeastern México, in Butler, J. B., ed., *Hidalgo Canyon and La Popa Valley*, Spring Field Conf., Corpus Christi Geological Society, 5-16.
- Wetherill, G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages, *Transactions-American Geophysical Union*, 37, 320-326.
- Wetherill, G. W., 1963, Discordant uranium-lead ages part 2: discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium: *Journal of Geophysical Research*, 68, 2957-2965.
- Wilson, B. M., 1989, *Igneous petrogenesis*, London: Chapman & Hall, 466 p.
- Wilson, J. L., 1990 Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México, a review: in: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central*, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, México, 4, 5-45.
- Wilson, J. R., Ward, W. C., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, in Simo, J. A. T., Scott, R. W., and Masse, J.P., eds., *Cretaceous carbonate platforms*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, 35-50.
- Winter, J.D., 2001, *An introduction to igneous and metamorphic petrology*, Prentice Hall, NJ, EUA, 697 p.
- Ye, H., 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the Southwestern North America continental margin in: *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico*, American Association of Petroleum Geologists Field Trip # 10, 85-115.
- York, D., Evensen, N.M., López-Martínez, M., and De Basabe-Delgado, J., 2004, Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line, *American Journal of Physics*, 72 (3), 367-375.
- Zartman R. F., and Doe B. R., 1981, Plumbotectonics the model, *Tectonophysics*, 75, 135-162.

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

### Anexo A. Tabla de petrografía

No. muestra	Pozo	Profundidad (m)	Textura	Minerales primarios	Minerales accesorios	Minerales secundarios	Clasificación
P90	PA-01	84.00	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Feldespato potásico, plagioclasas	Zircón, apatito		Monzonita
P91	PA-01	56.00	Porfídica	Feldespato potásico, plagioclasas, cuarzo	Biotita, piroxenos		Granito
P92	PA-01	107.35	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas	Biotita, piroxenos, zircón, apatito		Granodiorita
P92a	PA-01	266.85	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico			Granito
P93	PA-01	320.70	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas	Apatito		Gabro
P94	PA-01	337.60	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Feldespato potásico, feldespatooides, plagioclasas		Sericita	Sienita
P95	PA-01	458.70	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas	Anfíboles, apatito		Diorita
P95b	PA-01	353.30	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Feldespato potásico, feldespatooides	Rutilo		Sienita
P96	PA-01	482.00	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico	Apatito		Diorita
P97	PA-01	391.15	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Feldespato potásico, feldespatooides, plagioclasas			Sienita
P98	PA-01	541.17	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Feldespatos potásicos, plagioclasas	Biotita		Monzonita
P99	PA-01	586.95	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas	Piroxenos, apatito		Diorita
P100	PA-01	601.12	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas			Diorita
P101	PA-01	567.40	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, cuarzo			Cuarzodiorita
P102	PA-01	536.50	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico			Cuarzomonzonita

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

P103	PA-01	527.15	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico	Apatito		Diorita
P104	PA-01	622.98	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico	Biotita, hornblenda		Monzonita
P105	PA-04	56.80	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas,			Granodiorita
P106	PA-04	57.66	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico			Diorita
P107	PA-04	62.92	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo			Monzonita
P108	PA-04	47.28	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico			Monzonita
P109	PA-04	67.87	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico	Zircón		Diorita
P110	PA-04	69.00	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico	Apatito		Diorita
P111	PA-04	71.00	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico			Diorita
P112	PA-04	84.10	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico			Tonalita
P112b	PA-01	84.90	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas, feldespato potásico			Diorita
P113	PA-04	135.35	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico			Granodiorita
P114	PA-04	223.30	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas	Apatito		Diorita
P115	BP-12-04	152.00	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico			Tonalita
P116	BP-12-04	48.35	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico,	Hornblenda, zircón, esfena		Granodiorita
P117	BP-12-04	149.00	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico,			Granodiorita
P118	PA-02	420.65	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas			Diorita
P119	PA-02	415.40	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas			Monzonita
P120	PA-02	141.15	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Cuarzo	Biotita		Pegmatita de biotita
P121	PA-02	119.00	Fanerítica, holocristalina, equigranular	Plagioclasas	Apatito		Diorita

## Anexo B. Tablas de análisis multielemental

Tabla de óxidos mayores

<b>Muestra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T)</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>LOI</b>	<b>Total</b>
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
<b>P91</b>	65.25	15.77	3.44	0.081	1.05	4.44	4.35	4.06	0.547	0.21	0.23	99.41
<b>P92</b>	63.74	14.33	3.8	0.045	1	3.07	2.35	6.7	0.451	0.2	3.37	99.07
<b>P93</b>	52.48	20.55	5.63	0.16	2.32	11.46	4.52	0.93	0.517	0.6	0.59	99.76
<b>P94</b>	60.99	17.73	2.93	0.012	0.03	1.03	1.36	12.69	0.223	0.03	2.32	99.36
<b>P95B</b>	60.28	18.23	2.46	0.026	0.13	1.93	2.63	10.33	0.24	0.03	2.99	99.28
<b>P97</b>	61.34	19	2.17	0.02	0.16	1.4	4.41	8.12	0.237	0.03	2.36	99.26
<b>P104</b>	53.85	21.62	4.24	0.121	1.99	9.84	4.78	1.45	0.706	0.4	0.54	99.54
<b>P105</b>	67.9	15.84	2.0	0.036	0.83	4.47	4.58	2.46	0.428	0.16	1.6	100.3
<b>P108</b>	59.32	16.96	5.8	0.125	1.59	5.81	4.0	3.23	0.655	0.34	0.57	98.38
<b>P112</b>	59.85	19.04	2.36	0.075	1.92	9.63	5.91	0.41	0.771	0.44	0.47	100.9
<b>P115</b>	61.99	16.6	6.01	0.044	2.17	6.97	2.07	2.33	0.765	0.16	0.91	100.0
<b>P116</b>	69.74	14.93	1.6	0.021	0.24	1.95	3.99	5.2	0.207	0.04	0.33	98.25
<b>P117</b>	62.99	14.63	3.64	0.052	1.76	7.46	4.15	1.99	0.678	0.14	0.76	98.26
<b>P119</b>	54.18	20.48	7.05	0.168	1.95	7.54	4.75	2.96	0.825	0.36	0.68	100.9

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

Tabla de elementos traza

Muestra	Ba ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Rb ppm	Nb ppm	Ce ppm	Sm ppm	Yb ppm	Hf ppm	Ta ppm	Th ppm
<b>P91</b>	942	954	23	266	82	15	66	6.1	2.4	6.3	1.0	16.8
<b>P92</b>	830	832	18	187	205	12	51.5	4.9	1.7	4.8	0.8	13.2
<b>P93</b>	542	2214	20	74	40	3	60.2	7	1.6	1.9	0.8	2.2
<b>P94</b>	1293	919	8	494	368	19	9.6	1.3	1.4	9.0	0.8	25.7
<b>P95B</b>	345	361	11	486	322	24	30.2	1.6	1.7	8.8	5.3	22.6
<b>P97</b>	300	307	19	354	303	21	58.5	3.2	2.4	6.5	0.7	16.9
<b>P104</b>	660	2083	26	87	44	13	70.5	9.4	1.9	2.2	1.0	3.8
<b>P105</b>	455	775	17	175	59	12	52.8	4.5	1.7	4.4	3.9	11.1
<b>P108</b>	784	889	24	163	86	12	67.7	6.8	2.3	4.0	2.1	9.0
<b>P112</b>	274	1154	29	209	10	13	77.5	7.8	2.6	4.7	0.8	7.7
<b>P115</b>	385	394	22	166	129	11	58.6	4.7	2.3	4.2	1.1	10.7
<b>P116</b>	741	479	15	157	161	9	36.4	2.8	1.8	4.0	1.1	17.7
<b>P117</b>	603	414	19	195	55	8	46.5	4.2	2.0	4.8	2.2	8.0
<b>P119</b>	754	1651	22	105	91	11	68.4	6.8	1.8	2.4	0.8	5.8

## Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

Tabla de elementos de tierras raras

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<b>Muestra</b>	<b>ppm</b>													
P91	32.5	66	8.32	32.2	6.1	1.5	4.7	0.7	4	0.8	2.2	0.3	2.4	0.4
P92	29.6	51.5	6.36	25.1	4.9	1.5	3.8	0.5	3	0.6	1.7	0.3	1.7	0.3
P93	33.2	60.2	8.12	34.7	7	2.4	5.6	0.8	3.9	0.7	1.8	0.3	1.6	0.3
P94	5.5	9.6	1.37	5.7	1.3	0.6	1	0.2	1.1	0.2	0.8	0.2	1.4	0.2
P95B	18.5	30.2	3.37	10.7	1.6	0.4	1.2	0.2	1.3	0.3	1.1	0.2	1.7	0.3
P97	36.9	58.5	6.33	21	3.2	0.7	2.2	0.4	2.4	0.5	1.9	0.3	2.4	0.4
P104	33.9	70.5	10.1	43	9.4	2.9	7.3	1	5	0.9	2.5	0.3	1.9	0.3
P105	28.8	52.8	6.27	23.6	4.5	1.3	3.5	0.5	2.8	0.5	1.6	0.2	1.7	0.3
P108	34.2	67.7	8.57	34	6.8	1.9	5.2	0.8	4.3	0.8	2.3	0.3	2.3	0.4
P112	37.4	77.5	9.83	39.3	7.8	2.3	6	0.9	4.9	0.9	2.7	0.4	2.6	0.4
P115	29.1	58.6	6.74	25.4	4.7	1.1	4.1	0.7	3.9	0.8	2.3	0.3	2.3	0.4
P116	18.8	36.4	4.19	15.7	2.8	0.7	2.1	0.4	2.2	0.5	1.5	0.3	1.8	0.3
P117	23.4	46.5	5.53	21.6	4.2	1.0	3.6	0.6	3.5	0.7	2	0.3	2	0.3
P119	35.2	68.4	8.96	35.8	6.8	2.2	5.2	0.7	3.7	0.7	1.9	0.3	1.8	0.3

## Anexo C. Tablas de isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb

### Tabla de isótopos radiogénicos de Nd

Muestras	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	StdErr
P-92	80	0.512757	0.000002
P-94	80	0.512905	0.000002
P-104	80	0.512898	0.000003
P-112	80	0.512744	0.000002

### Tabla de isótopos radiogénicos de Sr

Muestras	n	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	StdErr
P-92	80	0.705070	0.000003
P-94	80	0.704454	0.000005
P-104	80	0.703819	0.000004
P-112	80	0.705027	0.000005

### Tabla de isótopos radiogénicos de Pb

Muestras	n	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	StdErr	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	StdErr	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	StdErr
P-92	80	19.1495	0.0002	15.6204	0.0002	38.8365	0.0005
P-94	80	18.7394	0.0002	15.5859	0.0002	38.5152	0.0004
P-104	80	18.6844	0.0002	15.5807	0.0002	38.4260	0.0005
P-112	80	19.3825	0.0002	15.6432	0.0002	39.1664	0.0005

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

## Anexo D. Tablas de resultados del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

### Tablas de resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

P 92 BARRENO PA-01

Coordenadas UTM  
N 2955804  
E 302184

Laser step-heating experiments with K feldspar concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1.00	262.306	0.0441	11.00	0.40	53.00	1.90	a ‡	27.72	408.80	0.215
2.00	954.983	0.1604	8.49	0.03	41.06	0.16	b	89.09	2708.37	0.280
4.00	1312.900	0.2205	8.54	0.03	41.28	0.12	c	96.69	8931.17	0.031
6.00	1062.757	0.1785	8.67	0.03	41.91	0.16	d	90.23	3024.53	0.017
8.00	868.942	0.1460	8.77	0.04	42.36	0.19	e	81.21	1572.83	0.009
10.00	652.488	0.1096	8.86	0.05	42.79	0.25	f	82.77	1714.99	0.012
13.00	839.316	0.1410	8.93	0.04	43.16	0.19	g	79.79	1462.27	0.010

### Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
5953.0	8.79	0.03	42.46	0.27	77.99	1342.62	0.068

$J = 0.002710 \pm 0.000015$

$t = 41.18 \pm 0.25$  Ma; Weighted mean of fractions b and c, representing 38.09% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 2 consecutive fractions, MSWD = 1.4

**Preferred age  $t_c = 40.86 \pm 0.39$  Ma;**  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 350 \pm 15$ , MSWD = 7 for  $n = 6$

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

P 95 BARRENO PA-01

Coordenadas UTM  
N 2955804  
E 302184

Laser step-heating experiments with biotite concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
0.50	8.012	0.0025	18.60	6.32	88.71	29.43	a	3.74	306.97	0.547
1.10	42.431	0.0132	3.60	0.70	17.49	3.39	b ‡	5.49	312.65	0.489
1.80	119.519	0.0371	8.89	0.36	42.96	1.70	c	21.84	378.08	0.141
2.40	419.086	0.1302	8.84	0.06	42.73	0.29	d	74.56	1161.38	0.061
3.80	602.650	0.1872	8.87	0.03	42.85	0.14	e	94.95	5849.23	0.048
5.00	669.413	0.2080	8.82	0.03	42.62	0.14	f	95.16	6103.53	0.106
7.00	851.977	0.2647	8.75	0.02	42.29	0.12	g	96.53	8519.31	0.139
9.00	396.976	0.1233	8.62	0.05	41.67	0.22	h	92.31	3842.11	0.198
11.00	108.841	0.0338	8.50	0.11	41.08	0.53	i	96.50	8432.14	0.171

Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
3219.0	8.74	0.04	42.22	0.29	68.89	949.74	0.119

$$J = 0.002710 \pm 0.000015$$

t = 42.53 ± 0.26 Ma; Weighted mean of fractions c to g, representing 82.72% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 5 consecutive fractions, MSWD = 3.2

**Preferred age  $t_c = 42.42 \pm 0.28$  Ma;** ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ )<sub>i</sub> = 299 ± 5, MSWD = 6 for n = 8

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

P 95 BARRENO PA-01

Coordenadas UTM  
N 2955804  
E 302184

## Laser step-heating experiments with K feldspar concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1.00	71.403	0.0097	129.56	2.47	542.87	8.94	a	25.24	395.25	0.168
3.00	1250.526	0.1702	11.39	0.07	54.86	0.34	b	52.83	626.40	0.343
5.00	1196.990	0.1630	8.66	0.04	41.85	0.19	c	72.16	1061.57	0.058
7.00	1219.121	0.1660	8.48	0.04	40.96	0.17	d	76.15	1238.83	0.063
9.00	1537.232	0.2093	8.81	0.03	42.57	0.15	e	74.40	1154.39	0.050
11.00	1281.596	0.1745	8.82	0.03	42.59	0.15	f	76.97	1283.17	0.049
13.00	789.071	0.1074	8.61	0.05	41.59	0.25	g	73.21	1102.99	0.060

## Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
7345.0	10.32	0.05	49.77	0.35	56.71	682.60	0.106

$J = 0.002710 \pm 0.000015$

**Preferred age  $t_c = 37.56 \pm 0.58$  Ma;**  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 394 \pm 7$ , MSWD = 23 for n = 7

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

P 101 BARRENO PA-01

Coordenadas UTM  
N 2955804  
E 302184

Laser step-heating experiments with opaque feldspar concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
2.00	450.286	0.0875	15.53	0.31	73.55	1.45	a ‡	35.47	457.91	0.091
4.50	572.542	0.1113	8.54	0.06	40.80	0.28	b ‡	71.24	1027.30	0.057
7.00	445.617	0.0866	8.40	0.04	40.14	0.18	c	90.07	2976.70	0.043
11.00	587.205	0.1141	8.51	0.04	40.67	0.18	d	85.21	1998.13	0.066
13.00	1750.937	0.3404	8.88	0.05	42.41	0.22	e	77.32	1302.66	0.024
13.50	1337.942	0.2601	8.59	0.03	41.03	0.16	f	83.74	1817.90	0.005

Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
5144.0	9.26	0.05	44.22	0.33	67.67	913.98	0.035

CIC 86 RI     $J = 0.002679 \pm 0.000013$

$t = 40.50 \pm 0.28$  Ma; Weighted mean of fractions b to d, representing 31.20% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 3 consecutive fractions, MSWD = 2.7

**Preferred age  $t_c = 38.76 \pm 0.30$  Ma;**  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 382 \pm 9$ , MSWD = 0.6 for  $n = 4$

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

P 102 BARRENO PA-01

Coordenadas UTM  
N 2955804  
E 302184

Laser step-heating experiments with biotite concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1.00	53.903	0.0256	5.93	0.18	29.77	0.91	a ‡	49.04	579.83	0.125
2.00	231.119	0.1098	7.61	0.07	38.15	0.33	b	85.76	2075.30	< 0.001
3.00	258.456	0.1228	7.60	0.05	38.08	0.23	c	94.80	5683.72	< 0.001
4.00	246.667	0.1172	7.63	0.05	38.21	0.25	d	97.55	12039.50	< 0.001
5.00	296.580	0.1409	7.57	0.03	37.91	0.16	e	97.86	13838.35	< 0.001
6.50	439.168	0.2086	7.58	0.02	38.00	0.11	f	98.80	24722.12	< 0.001
8.00	417.973	0.1985	7.56	0.02	37.89	0.11	g	98.53	20061.79	< 0.001
10.00	161.432	0.0767	7.50	0.05	37.61	0.25	h	97.10	10174.15	0.019

Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
2105.0	7.54	0.02	37.78	0.88	94.34	5221.65	0.005

$$J = 0.002807 \pm 0.000066$$

**Preferred age  $t_p = 37.96 \pm 0.88$  Ma**

Weighted mean of fractions b to h, representing 97.45% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 7 consecutive fractions, MSWD = 0.76

$$t_c = 37.91 \pm 0.88 \text{ Ma}; (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 309 \pm 17, \text{ MSWD} = 0.74 \text{ for } n = 7$$

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

P 103 BARRENO PA-01

Coordenadas UTM  
N 2955804  
E 302184

## Laser step-heating experiments with biotite concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1.00	23.987	0.0261	3.70	0.62	18.15	3.03	a ‡	14.00	343.62	0.719
2.00	115.738	0.1262	5.98	0.14	29.20	0.66	b ‡	41.22	502.72	0.225
3.00	156.053	0.1701	7.63	0.12	37.15	0.57	c	74.55	1161.20	0.049
4.00	114.611	0.1249	8.21	0.08	39.97	0.38	d	91.82	3611.34	0.001
5.00	145.424	0.1585	7.86	0.07	38.30	0.34	e	89.19	2733.84	0.075
7.00	251.956	0.2746	8.00	0.04	38.97	0.21	f	91.32	3403.91	0.140
8.50	109.602	0.1195	8.02	0.08	39.05	0.40	g	91.27	3383.05	< 0.001

## Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
917.3	7.58	0.04	36.92	0.60	74.04	1138.30	0.106

$$J = 0.002729 \pm 0.000042$$

## Ta-furnace step-heating experiments with biotite concentrate

Temp °C	$^{39}\text{Ar}$ cc STP/g	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
700	4.866E-09	0.0027	-17.21	5.81	-86.12	29.77	h ‡	-9.97	268.71	1.344
800	1.140E-07	0.0624	7.11	0.33	34.43	1.60	i ‡	24.62	392.03	0.112
900	4.351E-07	0.2381	8.21	0.09	39.70	0.41	j	67.80	917.64	0.022
975	1.157E-07	0.0633	8.13	0.23	39.31	1.12	k	82.18	1657.84	0.026
1050	1.448E-07	0.0793	8.20	0.19	39.63	0.92	l	69.98	984.37	0.049
1140	5.427E-07	0.2970	8.13	0.06	39.32	0.29	m	85.79	2079.73	0.018
1350	4.699E-07	0.2572	7.90	0.08	38.21	0.39	n	68.14	927.62	0.037

## Integrated results

$^{39}\text{Ar}$ cc STP/g	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1.827E-06	7.97	0.08	38.52	0.49	63.73	814.72	0.036

$$J = 0.002709 \pm 0.000023$$

**Preferred age  $t = 39.13 \pm 0.43$  Ma**

Weighted mean of fractions j to n, representing 93.49% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 5 consecutive fractions, MSWD = 2.1

$t_c = 39.00 \pm 0.60$  Ma;  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 294 \pm 11$ , MSWD = 4.2 for  $n = 10$

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

P 105 BARRENO PA-04

Coordenadas UTM  
N 2955716  
E 302319

Laser step-heating experiments with K feldspar concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1.00	65.673	0.0078	42.46	1.85	203.13	8.39	a	9.74	327.37	0.118
2.00	583.478	0.0691	10.90	0.25	54.36	1.25	b	23.81	387.85	0.175
3.50	1195.506	0.1416	7.83	0.06	39.21	0.29	c	49.41	584.16	0.065
5.00	1112.363	0.1317	7.24	0.06	36.27	0.29	d	60.77	753.30	0.029
7.00	1295.268	0.1534	7.36	0.04	36.91	0.22	e	57.65	697.78	0.031
9.00	1545.332	0.1830	7.72	0.05	38.66	0.25	f	54.96	656.02	0.055
11.00	1228.391	0.1455	7.60	0.06	38.09	0.30	g	53.68	637.95	0.077
12.00	1417.724	0.1679	8.20	0.05	41.03	0.25	h ‡	54.66	651.78	0.054

Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
8443.0	8.17	0.05	40.90	0.98	41.95	509.04	0.061

$J = 0.002807 \pm 0.000066$

$t = 36.73 \pm 0.89$  Ma; Weighted mean of fractions d and e, representing 28.51% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 2 consecutive fractions, MSWD = 2.8

**Preferred age  $t_c = 34.89 \pm 0.91$  Ma;** ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ )<sub>i</sub> =  $324 \pm 3$ , MSWD = 8 for n = 7

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

P 119 BARRENO PA-02

Coordenadas UTM  
N 2955803  
E 302183

Laser step-heating experiments with biotite concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
0.50	11.386	0.0026	-1.03	1.40	-4.96	6.80	a ‡	-2.78	287.51	0.281
1.10	37.749	0.0086	3.99	0.42	19.16	2.01	b ‡	27.57	407.96	0.197
1.60	133.943	0.0306	7.65	0.12	36.61	0.55	c ‡	68.50	938.22	0.030
2.30	450.338	0.1031	8.16	0.03	39.02	0.15	d ‡	93.15	4314.30	0.018
3.00	586.566	0.1342	8.26	0.03	39.49	0.14	e	97.22	10640.54	0.015
4.30	811.006	0.1856	8.38	0.03	40.06	0.13	f	98.14	15922.11	0.028
5.40	566.253	0.1296	8.35	0.03	39.89	0.15	g	98.42	18672.12	0.030
7.00	1772.888	0.4057	8.55	0.03	40.85	0.13	h	98.90	26757.54	0.068
2.00	366.862	0.0762	6.82	0.10	32.68	0.46	i ‡	51.23	605.86	0.101
3.00	930.626	0.1934	8.33	0.03	39.79	0.15	j	94.56	5431.62	0.017
4.50	1125.701	0.2339	8.52	0.03	40.69	0.15	k	96.53	8505.15	0.023
6.00	983.095	0.2043	8.48	0.02	40.53	0.12	l	98.82	24943.80	0.027
8.00	771.411	0.1603	8.36	0.03	39.97	0.15	m	98.91	27029.38	0.043
10.00	500.236	0.1039	8.33	0.04	39.81	0.19	n	98.60	21120.11	0.095
12.00	134.997	0.0280	8.38	0.08	40.07	0.37	o	93.74	4718.79	0.154

Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
4370.0	8.32	0.02	39.77	0.22	94.59	5460.36	0.044
4813.0	8.30	0.02	39.65	0.22	91.98	3685.72	0.043

CIC 86 RI J = 0.002679 ± 0.000013

**Preferred age t = 40.28 ± 0.25 Ma**

Weighted mean of fractions j to o, representing 92.38% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 6 consecutive fractions, MSWD = 7.6

$t_c = 40.22 \pm 0.34$  Ma;  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 287 \pm 82$ , MSWD = 18 for n = 10

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

P 120 BARRENO PA-02

Coordenadas UTM  
N 2955803  
E 302183

Laser step-heating experiments with biotite concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1.00	73.112	0.0420	0.24	0.45	1.19	2.20	a ‡	0.49	296.97	2.671
2.00	110.298	0.0634	6.80	0.23	32.96	1.10	b ‡	28.55	413.57	1.399
3.00	196.465	0.1130	8.58	0.10	41.47	0.46	c	75.46	1204.19	0.141
4.00	227.075	0.1306	8.17	0.07	39.49	0.31	d	86.45	2181.08	0.023
5.00	288.492	0.1660	8.20	0.04	39.66	0.21	e	91.93	3659.59	< 0.001
6.00	214.487	0.1234	8.10	0.05	39.15	0.24	f	92.69	4044.65	< 0.001
7.00	247.587	0.1424	8.05	0.05	38.95	0.23	g	95.15	6094.56	< 0.001
10.00	381.125	0.2192	7.97	0.03	38.53	0.14	h	95.28	6259.88	< 0.001

Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1738.0	7.73	0.04	37.41	0.27	66.05	870.48	0.220

$J = 0.002710 \pm 0.000015$

$t = 39.04 \pm 0.31$  Ma; Weighted mean of fractions d to h, representing 78.16% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 5 consecutive fractions, MSWD = 6

**Preferred age  $t_c = 38.27 \pm 0.32$  Ma;** ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ )<sub>i</sub> =  $372 \pm 19$ , MSWD = 1.9 for n = 6

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

P 120 BARRENO PA-02

Coordenadas UTM  
N 2955803  
E 302183

Laser step-heating experiments with K feldspar concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1.00	124.003	0.0110	7.70	0.31	37.27	1.50	a ‡	15.59	350.06	0.211
2.50	601.282	0.0532	8.10	0.05	39.17	0.22	b ‡	80.79	1538.24	0.348
4.00	714.166	0.0632	8.18	0.02	39.56	0.11	c	95.88	7177.70	0.020
6.00	766.058	0.0677	8.15	0.02	39.42	0.12	d	97.65	12565.70	< 0.001
8.00	518.771	0.0459	8.16	0.03	39.45	0.12	e	96.17	7713.54	< 0.001
10.00	464.940	0.0411	8.14	0.03	39.37	0.15	f	95.10	6034.71	< 0.001
12.00	1557.898	0.1378	8.23	0.02	39.78	0.09	g	92.07	3724.66	0.004
13.00	2306.242	0.2039	8.39	0.02	40.57	0.09	h	92.02	3704.40	0.001
14.00	4255.172	0.3763	8.38	0.02	40.50	0.09	i	94.25	5134.88	0.001

Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
11310.0	8.29	0.01	40.08	0.23	88.61	2593.85	0.023

$$J = 0.002710 \pm 0.000015$$

$t = 39.47 \pm 0.22$  Ma; Weighted mean of fractions b to f, representing 27.11% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 5 consecutive fractions, MSWD = 0.77

**Preferred age  $t_c = 38.96 \pm 0.59$  Ma;** ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ )<sub>i</sub> =  $419 \pm 63$ , MSWD = 19 for n = 7

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

---

P 121 BARRENO PA-02

Coordenadas UTM  
N 2955803  
E 302183

Laser step-heating experiments with biotite concentrate

Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F $^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
1.00	28.572	0.0099	0.64	0.72	3.25	3.63	a ‡	1.77	300.82	0.131
2.00	156.369	0.0542	6.75	0.17	33.87	0.86	b ‡	54.42	648.27	0.027
3.30	269.897	0.0936	7.49	0.04	37.53	0.22	c	89.29	2760.22	< 0.001
4.50	587.577	0.2037	7.49	0.02	37.51	0.11	d	97.24	10723.75	0.005
6.00	757.849	0.2627	7.53	0.02	37.75	0.09	e	99.10	32990.84	< 0.001
8.00	1084.059	0.3758	7.50	0.01	37.60	0.06	f	99.12	33722.74	0.007

Integrated results

$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	$1\sigma$	Age in Ma	$1\sigma$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
2884.0	7.40	0.02	37.08	0.86	89.92	2931.02	0.006

$J = 0.002807 \pm 0.000066$

**Preferred age  $t_p = 37.62 \pm 0.87$  Ma**

Weighted mean of fractions c to f, representing 93.58% of  $^{39}\text{Ar}$  released in 4 consecutive fractions, MSWD = 0.8

$t_c = 37.64 \pm 0.87$  Ma;  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 286 \pm 20$ , MSWD = 1.9 for  $n = 4$

‡ fraction ignored in the isochron given in the figure

# Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México

## Anexo E. Tablas de resultados del método U-Pb

	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2s abs	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	
P116																					
Zircon-076_P116	1930	1108	0.574	0.0516	0.0022	0.229	0.011	0.03268	0.00071	0.01001	0.00043	0.26251	207.3	4.4	208.9	8.7	257	94	207.3	4	
Zircon-077	2500	2260	0.904	0.087	0.04	0.089	0.086	0.00722	0.00079	0.003	0.0018	-0.24004	46.4	5.1	86	61	1380	300	46.4	5	
Zircon-078	3320	2680	0.807	0.052	0.0022	0.277	0.011	0.03886	0.00091	0.01131	0.00046	0.54775	245.7	5.7	247.8	9.1	275	89	245.7	6	
Zircon-079	3220	1210	0.376	0.0807	0.0073	0.156	0.018	0.01397	0.00057	0.0087	0.0011	0.23692	89.4	3.6	147	16	1200	150	89.4	4	
Zircon-080	727	179	0.246	0.088	0.027	0.078	0.034	0.0065	0.0003	0.0057	0.0032	-0.046658	41.8	1.9	76	28	1210	300	41.8	2	
Zircon-081	1850	1420	0.768	0.0508	0.003	0.046	0.025	0.0069	0.0029	0.0022	0.001	0.8084	44	18	46	22	220	120	44.0	18	
Zircon-082	1300	466	0.358	0.0702	0.0031	0.089	0.019	0.0094	0.0017	0.0045	0.00083	-0.054806	61	11	89	16	990	110	61.0	11	
Zircon-083	284	579	2.039	0.117	0.041	0.114	0.058	0.0072	0.00076	0.00263	0.00046	-0.11223	46.3	4.9	109	44	1840	320	46.3	5	
Zircon-084	1780	1160	0.652	0.063	0.015	0.055	0.018	0.00653	0.00033	0.00228	0.00033	0.18886	41.9	2.1	54	16	680	250	41.9	2	
Zircon-085	2090	1160	0.555	0.067	0.029	0.062	0.035	0.0067	0.0006	0.00295	0.00079	-0.1624	43.1	3.8	61	29	790	320	43.1	4	
Zircon-086	830	793	0.955	0.106	0.01	0.1	0.012	0.00686	0.00026	0.00342	0.00027	0.52415	44.1	1.7	96	11	1700	160	44.1	2	
Zircon-087	2240	4010	1.790	0.0618	0.0063	0.0528	0.0058	0.00603	0.00018	0.00197	0.00015	0.11216	38.7	1.2	52.2	5.5	650	170	38.7	1	
Zircon-088	2100	1426	0.679	0.0743	0.007	0.0702	0.0079	0.00686	0.00018	0.00306	0.00021	0.45749	44.1	1.2	68.7	7.3	990	200	44.1	1	
Zircon-089	1140	644	0.565	0.0662	0.0033	0.326	0.017	0.03614	0.00085	0.01435	0.00062	0.017425	228.9	5.3	286	13	790	100	228.9	5	
Zircon-090	629	910	1.447	0.112	0.019	0.114	0.022	0.00702	0.00034	0.00328	0.00032	0.097823	45.1	2.2	112	19	1800	210	45.1	2	
Zircon-091	2.70E+03	2000	0.741	0.167	0.073	0.25	0.15	0.0112	0.0014	0.0084	0.0065	-0.44946	71.8	8.9	227	82	2350	350	2350.0	350	
Zircon-092	1418	1106	0.780	0.062	0.0035	0.279	0.017	0.03271	0.00084	0.01139	0.00061	0.18511	207.5	5.3	250	13	710	110	207.5	5	
Zircon-093	112.8	97.6	0.865	0.285	0.032	0.493	0.064	0.01222	0.00075	0.0117	0.0015	-0.086094	78.3	4.8	402	42	3370	180	3370.0	180	
Zircon-094	2640	2190	0.830	0.0617	0.0027	0.2037	0.0095	0.02406	0.0009	0.00722	0.00049	0.1282	153.3	5.6	188.1	7.9	670	98	153.3	6	
Zircon-095	2423	4130	1.704	0.0559	0.0047	0.0492	0.0045	0.00632	0.00014	0.0021	0.0001	0.1797	40.59	0.92	48.7	4.3	400	160	40.6	1	
Zircon-096	2570	1040	0.405	0.0619	0.0038	0.1359	0.0082	0.0157	0.00058	0.00418	0.00026	0.57692	100.4	3.7	129.2	7.4	670	110	100.4	4	
Zircon-097	571	475	0.832	0.0573	0.0038	0.219	0.015	0.028	0.00076	0.00918	0.00052	0.34567	178	4.8	200	12	460	140	178.0	5	
Zircon-098	845	2200	2.604	0.133	0.031	0.135	0.049	0.00698	0.00045	0.00232	0.00045	0.30777	44.9	2.9	127	32	2030	280	2030.0	280	
Zircon-099	980	900	0.918	0.0556	0.0029	0.069	0.012	0.00813	0.00092	0.00273	0.00057	-0.26668	52.2	5.8	67	10	490	120	52.2	6	
Zircon-100	2920	762	0.261	0.0633	0.0036	0.107	0.0081	0.01208	0.00059	0.00757	0.00057	0.56593	78.3	3.8	103.1	7.3	700	110	78.3	4	
Zircon-101	1146	1660	1.449	0.067	0.013	0.057	0.013	0.00628	0.0002	0.00214	0.00019	0.29656	40.3	1.3	57	12	900	250	40.3	1	
Zircon-102	1323	2420	1.829	0.0652	0.0082	0.0646	0.0084	0.00719	0.00019	0.00247	0.00016	0.2839	46.2	1.2	63.5	7.7	730	160	46.2	1	
Zircon-103	1650	1160	0.703	0.0559	0.0047	0.175	0.026	0.0234	0.0013	0.0068	0.0012	0.61646	149.3	8.1	163	21	430	150	149.3	8	
Zircon-104	2790	778	0.279	0.0609	0.0027	0.191	0.01	0.02264	0.00064	0.00784	0.00065	0.089633	144.3	4.1	177.3	8.7	620	100	144.3	4	
Zircon-105	1274	980	0.769	0.0914	0.0064	0.173	0.015	0.01349	0.00071	0.00575	0.00062	-0.34653	86.4	4.5	162	13	1480	140	86.4	5	
Zircon-106	740	939	1.269	0.0678	0.0086	0.0658	0.008	0.0068	0.00022	0.00243	0.00014	0.36949	43.7	1.4	64.4	7.5	810	230	43.7	1	
Zircon-107	1345	1820	1.353	0.0741	0.0059	0.0657	0.0074	0.00626	0.00022	0.00234	0.00013	0.53703	40.2	1.4	64.5	6.9	1020	160	40.2	1	
Zircon-108	310	106.6	0.344	0.0836	0.0076	0.205	0.021	0.01937	0.00094	0.0117	0.001	-0.10088	123.6	6	186	18	1000	200	123.6	6	
Zircon-109	2450	2370	0.967	0.0593	0.0039	0.0565	0.0037	0.00699	0.00019	0.00237	0.00013	0.23819	44.9	1.2	55.8	3.5	570	140	44.9	1	
Zircon-110_P116	1463	987	0.675	0.0584	0.0077	0.264	0.019	0.0328	0.003	0.01012	0.00071	0.74932	208	19	237	16	580	180	208.0	19	
P97																					
Zircon-141_P-97	3450	496	0.144	0.135	0.01	0.131	0.011	0.00701	0.00018	0.0138	0.0018	0.45942	45.1	1.2	124.5	9.9	2120	120	2120.0	120	
Zircon-142	5360	204	0.038	0.0527	0.009	0.052	0.012	0.00722	0.0003	0.0059	0.0006	0.71212	46.3	1.9	51	11	300	230	46.3	2	
Zircon-143	1570	1970	1.255	0.0746	0.0074	0.0693	0.007	0.00674	0.00016	0.0026	0.00012	-0.082122	43.3	1	68	6.5	1030	160	43.3	1	
Zircon-145	2640	1278	0.484	0.0717	0.009	0.063	0.0099	0.00636	0.00018	0.00271	0.00038	0.13091	40.9	1.2	62	9.2	950	200	40.9	1	
Zircon-146_P-97	1776	108.4	0.061	0.0604	0.0043	0.0532	0.0035	0.00636	0.00016	0.00622	0.00062	-0.16709	40.9	1	52.6	3.3	560	150	40.9	1	
P71																					
Zircon-147_P-71	154.6	58.1	0.376	0.0673	0.0079	0.264	0.03	0.0287	0.0012	0.0125	0.0014	-0.052263	182.4	7.3	235	21	740	200	182.4	7	
Zircon-148	1121	460	0.410	0.0525	0.0024	0.2042	0.0091	0.0274	0.00067	0.00935	0.00046	0.0025475	174.2	4.2	188.5	7.7	350	100	174.2	4	
Zircon-149	1110	465	0.419	0.0507	0.0031	0.0826	0.0051	0.012	0.00029	0.0041	0.00027	0.04347	76.9	1.9	80.5	4.8	190	130	76.9	2	
Zircon-150	88	91.6	1.041	0.086	0.029	0.084	0.027	0.0067	0.0005	0.00376	0.0005	0.26122	43.1	3.2	86	25	770	600	43.1	3	
Zircon-151_P-71	137.9	146.7	1.064	0.348	0.029	0.403	0.049	0.00887	0.0007	0.0085	0.001	0.57249	56.9	4.6	338	35	3620	140	3620.0	140	

