

# El depósito de oro supracretácico La Felipeña en el extremo oriental del batolito de las Sierras Peninsulares (Baja California, México): Estudio preliminar

*The La Felipeña Upper Cretaceous gold deposit on the eastern edge of the Peninsular Ranges batholith (Baja California, Mexico): Preliminary study*

Javier Lazcano<sup>1,\*</sup>, Antoni Camprubí<sup>2</sup>, Eduardo González-Partida<sup>3</sup>, Alexander Iriondo<sup>3,4</sup>, Daniel P. Miggins<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México. Boulevard Juriquilla 3001, 76230 Juriquilla, Querétaro, México.

<sup>2</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, 04510 Coyoacán, CDMX, México.

<sup>3</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México. Boulevard Juriquilla 3001, 76230 Juriquilla, Querétaro, México.

<sup>4</sup> Department of Geosciences, University of Arizona, 1040 E 4th St, Tucson, AZ 85721, USA.

<sup>5</sup> College of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences, Oregon State University, 104 Admin Bldg., Corvallis, OR 97331, USA.

\* Autor para correspondencia: (J. Lazcano) javlazcano@geociencias.unam.mx

## Cómo citar este artículo:

Lazcano, J., Camprubí, A., González-Partida, E., Iriondo, A., Miggins, D.P., 2023, El depósito de oro supracretácico La Felipeña en el extremo oriental del batolito de las Sierras Peninsulares (Baja California, México): estudio preliminar: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 75 (3), A011123. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2023v75n3a011123>

Manuscrito recibido: 19 de septiembre de 2023.

Manuscrito corregido: 29 de octubre de 2023.

Manuscrito aceptado: 01 de noviembre de 2023.

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

## RESUMEN

El prospecto La Felipeña y otras manifestaciones minerales localizadas en el área periurbana de San Felipe (Baja California) consisten en vetas de cuarzo-carbonato con escasos sulfuros, mica blanca y turmalina, que muestran contenidos anómalos de Au. Las vetas se emplazaron en rocas metasedimentarias paleozoicas en facies de esquistos verdes y en diques cuarzo dioríticos que intruyen a las primeras. En este estudio, se presentan dos dataciones radiométricas que constriñen la edad de la mineralización en La Felipeña entre ~94 y 83 Ma. Una muestra de un dique encajonante arrojó una edad U-Pb en circones de  $94.0 \pm 0.8$  Ma. El límite inferior corresponde a una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en micas blancas hidrotermales de  $82.73 \pm 0.14$  Ma. El estudio de inclusiones fluidas en cuarzo hidrotermal arroja temperaturas de atrapamiento entre ~400° y 530 °C, una presión de atrapamiento de ~210 MPa y salinidades de fluidos mineralizantes entre 5 y 14 wt.% NaCl equiv. La formación del depósito está asociada, en parte, a efervescencia. El depósito La Felipeña muestra características similares a los de tipo oro orogénico y es el primer caso documentado de este estilo de mineralización formado durante la transición entre la orogenia de las Sierras Peninsulares (~110–90 Ma), con la que culmina la construcción del batolito de las Sierras Peninsulares, y la orogenia Larámide *sensu lato* (~90–40 Ma), vinculada a un incremento de la tasa de convergencia entre las placas Farallón y Norteamérica. La mineralización aurífera del área de San Felipe prueba la continuidad espacio-temporal entre los cinturones de oro orogénico de las Sierras Peninsulares (~106–92 Ma) y Caborca (~77–36 Ma) en el extremo oriental del batolito de las Sierras Peninsulares.

**Palabras clave:** Batolito de las Sierras Peninsulares, cinturón de oro orogénico de Caborca, metalogenia regional, geocronología.

## ABSTRACT

The La Felipeña prospect and other mineral occurrences located in the periurban area of San Felipe (Baja California) consist of quartz-carbonate veins with low sulfides, white mica, and tourmaline, which are characterized by anomalous Au contents. The veins are hosted in Paleozoic greenschist facies metasedimentary rocks and in quartz-dioritic dikes that intrude the former. In this study, we present two radiometric dates that constrain the age of mineralization in La Felipeña between ~94 and 83 Ma. A sample from a hosting dike yielded a U-Pb zircon age of  $94.0 \pm 0.8$  Ma. The lower limit corresponds to a  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age for hydrothermal white mica of  $82.73 \pm 0.14$  Ma. Fluid inclusion studies in hydrothermal quartz yielded trapping temperatures between ~400° y 530 °C, trapping pressure at ~210 MPa, and salinities of ore-bearing fluids between 5 and 14 wt.% NaCl equiv. The formation of this deposit was partially associated with effervescence. The La Felipeña deposit exhibits similar characteristics to those of the orogenic gold type and is the first documented case of this style of mineralization formed during the transition between the Peninsular Ranges orogeny (~110–90 Ma), which is related to the culmination of the construction of the Peninsular Ranges batholith, and the Larámide orogeny *sensu lato* (~90–40 Ma), associated with an increased convergence rate between the Farallon and North America plates. The gold mineralization in the San Felipe area provides evidence for the spatial-temporal continuity between the Peninsular Ranges (~106–92 Ma) and Caborca (~77–36 Ma) orogenic gold belts at the easternmost Peninsular Ranges batholith.

**Keywords:** Peninsular Ranges batholith, Caborca orogenic gold belt, regional metallogeny, geochronology.

## 1. Introducción

La parte noroccidental de México es rica en mineralizaciones auríferas que comparten un conjunto de características generales con los depósitos de oro de tipo orogénico (Izaguirre *et al.*, 2012, 2017a, 2017b; Lazcano *et al.*, 2022, 2023a, 2023b), de acuerdo con la clasificación de Groves *et al.* (1998) y otras revisiones posteriores (*e.g.*, Bierlein y Crowe, 2000; Groves *et al.*, 2003; Goldfarb *et al.*, 2005):

1. Mineralogía simple de las vetas (cuarzo mayoritario, carbonatos presentes en algunos depósitos, contenidos modales bajos de sulfuros polimetálicos, trazas de oro nativo de alta pureza y minerales accesorios como micas blancas, turmalina, scheelita, etc.) y de la alteración hidrotermal asociada (micas blancas, carbonatos, pirita, clorita, etc.), la cual suele encontrarse en forma de estrechos halos alrededor de las vetas y ocasionalmente dentro de horizontes especialmente reactivos o zonas de cizalla.
2. Ausencia de zonación mineral significativa a nivel de depósito y de distrito.
3. Inclusiones fluidas acuoso - (carbónicas) en cuarzo con temperaturas de homogeneización moderadas y bajas salinidades, comúnmente entre ~200–400 °C y <10 wt.% NaCl equiv. Además, los fluidos presentan composiciones isotópicas compatibles con un componente mayoritario de aguas de origen metamórfico (38 análisis de depósitos diferentes en Sonora, 1 en el sur de California).
4. Estructuras mineralizadas comúnmente en forma de vetas de relleno de falla y extensionales alojadas en zonas de cizalla frágil-dúctiles relacionadas con suturas y otras estructuras compresivas de escala regional. Ocasionalmente como vetas conformables con la foliación de la roca caja en zonas fuertemente plegadas y/o cizalladas.
5. Rocas encajonantes diversas, que incluyen rocas plutónicas y metamórficas en facies de sub-esquistos verdes a anfibolitas, de edades

comprendidas entre el Precámbrico y el Cretácico.

6. Profundidades de emplazamiento moderadas cerca de la transición frágil-dúctil.
7. Contexto tectónico compresional vinculado a un orógeno compuesto acrecional. Metalogénesis en coexistencia con magmatismo, metamorfismo, engrosamiento cortical y denudación sin-convergente.

La existencia de magmatismo coetáneo abre la posibilidad de que al menos una parte de los depósitos de oro pudieran estar relacionados con intrusivos (*e.g.*, Valladares-San José en la Sierra San Pedro Mártir en Baja California; Lazcano *et al.*, 2023a; San Francisco-Llano en Sonora; Poulsen *et al.*, 2008). Sin embargo, a pesar de que algunos de los depósitos estudiados están relacionados temporal y espacialmente con plutones, tanto su control estructural como la ausencia de zonación y/o la firma isotópica de la mineralización no respaldan una posible conexión genética entre ellos. Por el contrario, estos criterios sugieren una mayor afinidad con los depósitos de oro orogénico.

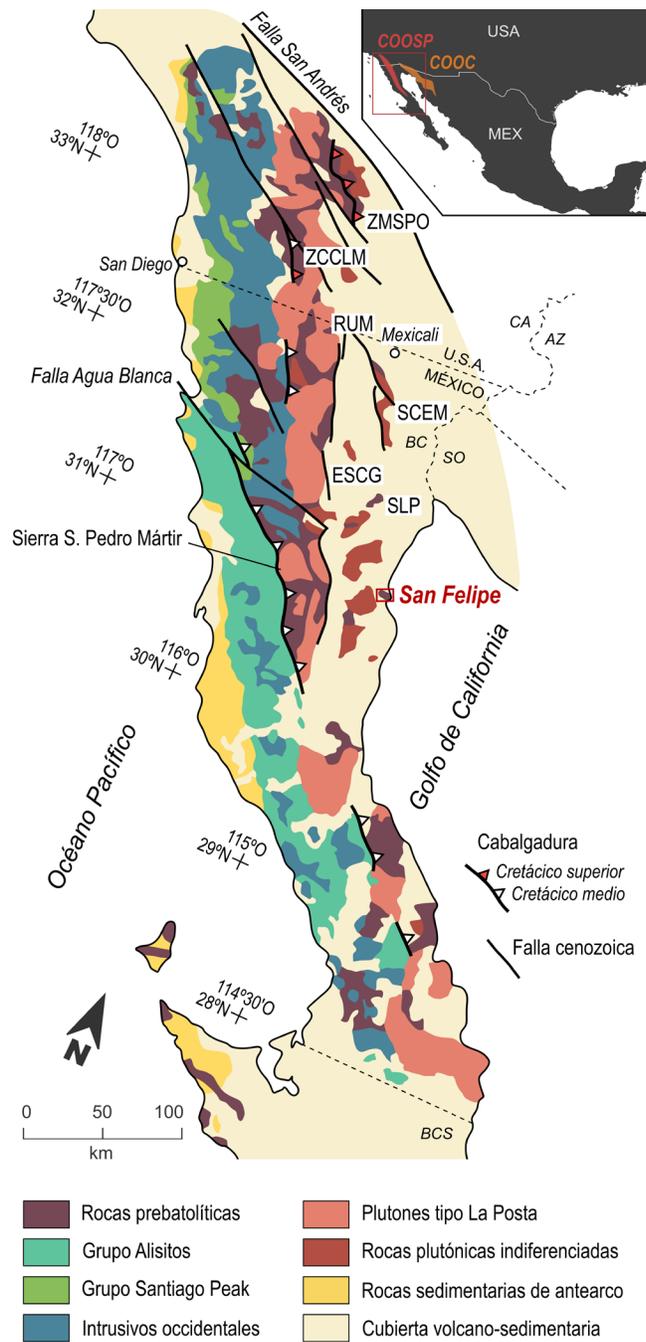
Los depósitos de oro sinorogénicos del noroeste de México y extremo suroeste de EUA se agrupan en dos cinturones de edad diferente, subparalelos y contiguos originalmente antes del proceso de ruptura continental en el Golfo de México (Figura 1). El cinturón de oro orogénico de las Sierras Peninsulares (COOSP) es el más occidental y antiguo (~106–92 Ma; Lazcano *et al.*, 2022, 2023a, 2023b) y se asocia a la etapa final y volumétrica más importante de la construcción del batolito de las Sierras Peninsulares (BSP). El desarrollo del BSP durante el Cretácico medio se enmarca en la fase de compresión generalizada que afectó al margen suroeste de Norteamérica (Schmidt *et al.*, 2002) y que, en el sector mexicano, se relaciona con la acreción del terreno compuesto Guerrero, cuyo segmento más septentrional en la península de Baja California es el arco de islas Alisitos (*e.g.*, Centeno-García *et al.*, 2011; Busby, 2023). El cinturón de oro orogénico de Caborca (COOC) está asociado en cambio a la orogenia Larámide *sensu lato* y se desarrolló entre ~69 y 36 Ma en la parte

noroste de Sonora y en los extremos colindantes de Arizona y California (Izaguirre *et al.*, 2016, 2017b). Recientemente, se ha descrito el solapamiento entre ambos cinturones de oro en la zona oriental del BSP, concretamente en el área de La Rumorosa, Baja California (Lazcano *et al.*, 2023b). En esta área coexisten depósitos de oro agrupables dentro del COOSP ( $\geq 93$  Ma) y otros más jóvenes considerados como los más occidentales y antiguos del COOC (~77–75 Ma) que, además, son coetáneos con la primera generación de pórfidos cupríferos en Sonora y Arizona (~76–72 Ma; Barra y Valencia, 2014).

El objetivo del presente estudio consiste en demostrar la existencia de otros depósitos sinorogénicos (término que preferimos preventivamente para evitar la controversia acerca del origen de los fluidos) similares en la franja litoral del Golfo en el norte de la península de Baja California. Con esta finalidad, se eligió el área de San Felipe (Figura 1) donde se han reportado dos prospectos auríferos (La Felipeña y La Blanca; SGM, 1999) que podrían ser cretácicos considerando la geología local, caracterizada por un basamento ígneo-metamórfico pre- y (sin)-batolítico (Andersen, 1973). El constreñimiento temporal de la mineralización en La Felipeña se realizó mediante la combinación de dos métodos geocronológicos: U-Pb en circones de un intrusivo encajonante (edad máxima) y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en micas blancas hidrotermales de una veta de cuarzo-carbonato (edad mínima). Adicionalmente, se analizaron las inclusiones fluidas de varias muestras de cuarzo de las vetas de este mismo prospecto para conocer los aspectos más básicos sobre las condiciones físico-químicas del proceso mineralizador.

## 2. Geología del área de estudio

El área de estudio se encuentra en el extremo oriental del batolito de las Sierras Peninsulares (BSP), el cual está compuesto mayoritariamente por plutones del Cretácico de diversa composición. Inicialmente, los plutones se emplazaron en



**Figura 1** Mapa geológico simplificado del batolito de las Sierras Peninsulares modificado a partir de Kimbrough *et al.* (2001). En el cuadro de la esquina superior derecha se muestra la localización de los cinturones de oro orogénico del noroeste de México. Abreviaturas: ESCG, Escarpe del Golfo; RUM, La Rumorosa; SCEM, sierras Cucupá-El Mayor; SLP, sierra Las Pintas; ZCCLM, zona de cizalla Cuyamaca-Laguna Mountains; ZMSPO, zona milonítica de las Sierras Peninsulares Orientales; (estados) AZ, Arizona; BC, Baja California; BCS, Baja California Sur; CA, California; SO, Sonora.

la zona occidental del BSP entre los ~130–110 Ma en un contexto de arcos extensionales (*e.g.*, Silver y Chappell, 1988; Busby *et al.*, 1998; Todd *et al.*, 2003). Seguidamente, se formó el grueso del BSP en las zonas central y oriental entre ~110–85 Ma en un contexto orogénico (*e.g.*, Johnson *et al.*, 1999; Schmidt y Paterson, 2002; Wetmore *et al.*, 2003; Shaw *et al.*, 2014).

La orogenia de las Sierras Peninsulares (término adoptado de Hildebrand y Whalen, 2014) incluye la acreción del arco Alisitos en la parte sur del BSP —aproximadamente al sur de la falla activa de Agua Blanca— y la subsiguiente consolidación de un arco magmático continental compresivo a lo largo del batolito (Schmidt *et al.*, 2014). Posteriormente, el magmatismo, la deformación compresiva y el metamorfismo continuaron migrando hacia el este fuera del BSP, en relación con la subducción de bajo ángulo asociada a la orogenia Larámide *sensu lato* (*e.g.*, Silver y Chappell, 1988; Staude y Barton, 2001; McDowell *et al.*, 2001; Ortega-Rivera, 2003). Ello excluye una banda discontinua con plutonismo hasta ~74 Ma entre las montañas Santa Rosa en el sur de California (Iriondo *et al.*, 2023) y las sierras Cucapá-El Mayor en el norte de Baja California (Grove *et al.*, 2003a).

Se ha reconocido deformación compresiva Larámide en el margen oriental del BSP sólo desde ~90 Ma (Figura 1). La única estructura de escala regional atribuida a este evento corresponde a la “zona milonítica de las Sierras Peninsulares Orientales” (*Eastern Peninsular Ranges mylonite zone*) en las montañas Santa Rosa-Borrego Springs, localizadas en el extremo noreste del BSP (*e.g.*, Sharp, 1979; Simpson, 1984; May, 1989; George y Dokka, 1994; Wenk *et al.*, 2000). Otra estructura potencialmente laramídica en el sur de California es la falla polifásica Chariot Canyon en la zona de cizalla Cuyamaca-Laguna Mountains (Grove *et al.*, 2003b; Bethel-Thompson *et al.*, 2014). En cuanto al norte de Baja California, existe fracturación transpresiva relacionada con el emplazamiento de vetas auríferas en el área de La Rumorosa (Lazcano *et al.*, 2023b) y, además, sugerimos la posibilidad de que la fase de

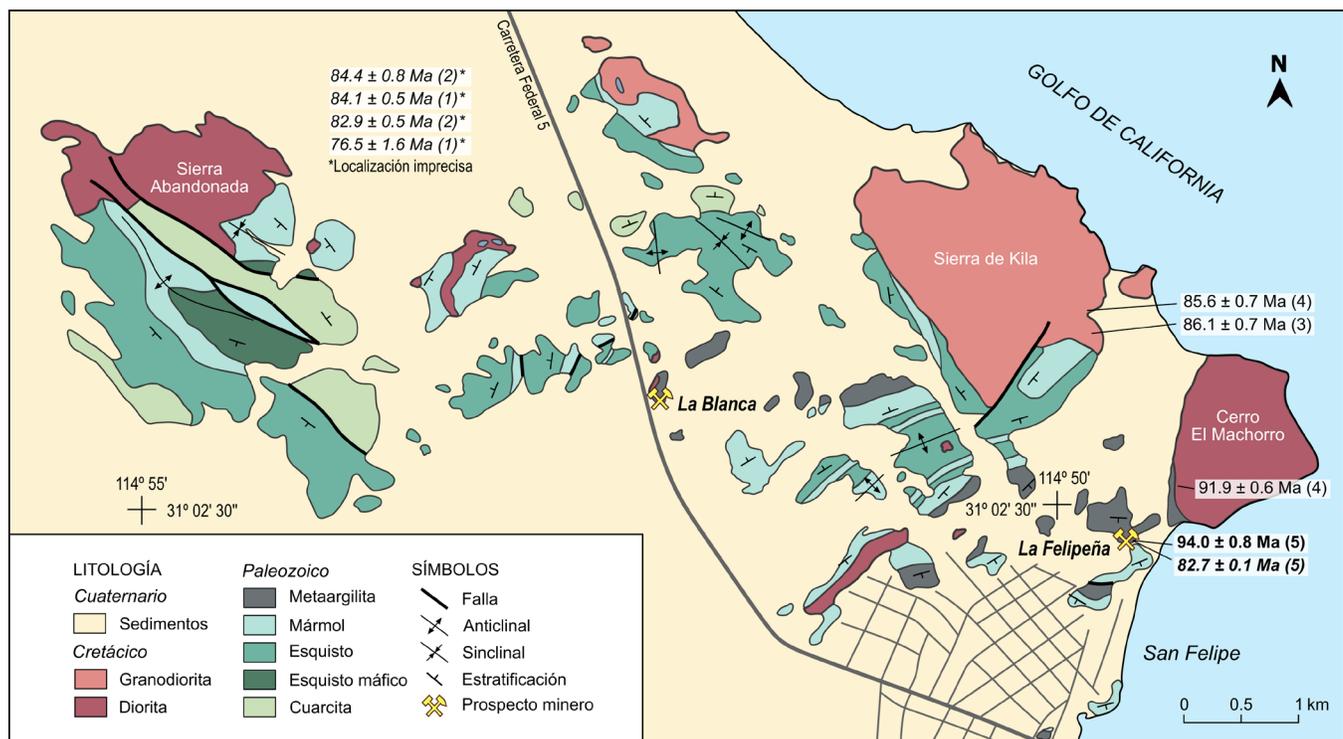
plegamiento F2 que describe Siem (1992) en la Sierra El Mayor también se relacione con esta orogenia.

Las rocas prebatolíticas del área de San Felipe fueron estudiadas en detalle por Anderson (1982, 1993), quien las describe como una secuencia de metaargilitas, mármoles, esquistos y cuarcitas paleozoicas depositadas en un ambiente marino somero en una posición marginal respecto al cratón de Norteamérica (Laurencia) (Figura 2). Su grado metamórfico varía entre facies de esquistos verdes en torno a la población de San Felipe y se incrementa hasta las facies de anfibolitas bajas en la sierra Abandonada, en la parte oeste de la zona de estudio. Anderson (1993) propone una conexión entre esta secuencia y las rocas cámbricas pertenecientes al miogeoclinal cordillerano (margen pasivo del suroeste de Laurencia) del noroeste de Sonora. Concretamente, los esquistos máficos de la sierra Abandonada, cuyo protolito es compatible con basaltos alcalinos, podrían correlacionarse con la formación vulcano-sedimentaria cámbrica de Cerro Rajón (Siqueiros *et al.*, 2022), definida en la región de Caborca por Barrón-Díaz *et al.* (2019).

La secuencia prebatolítica está afectada por dos sistemas de pliegues aproximadamente ortogonales (Jones, 1966; Anderson, 1982): (1) un sistema de pliegues apretados a isoclinales de dirección NE-SO y ligero cabeceo hacia el NE, cuyo mejor ejemplo a escala cartográfica es un anticlinal que se sitúa al suroeste de la sierra de Kila, y (2) otro sistema de pliegues apretados de dirección NO-SE, cuyo mejor ejemplo lo constituye el anticlinal del cerro Abandonado. En el área de Agua Caliente, localizada aproximadamente a 50 km al suroeste de San Felipe, en el borde sureste de la Sierra de San Pedro Mártir, aflora igualmente el miogeoclinal en una lámina cabalgante hacia el este con un patrón de plegamiento similar. Schmidt y Paterson (2002) interpretaron que los pliegues NE-SO son los más antiguos (prebatolíticos), probablemente asociados a la orogenia tardi-paleozoica Ouachita-Marathon-Sonora, mientras que los paralelos al eje del BSP están emparentados con la orogenia de las Sierras Peninsulares del Cretácico medio.

En cuanto a las rocas batolíticas del área de San Felipe, Andersen (1973) cartografió tres unidades plutónicas en un estudio de carácter regional: la granodiorita de sierra de Kila, la diorita del cerro El Machorro, que es texturalmente similar a la que ocupa la parte norte de la sierra Abandonada, y una tercera unidad de diques y *sills* cuarzo dioríticos. La granodiorita de sierra de Kila fue fechada en su extremo sureste por U-Pb en circones en  $\sim 86$  Ma ( $86.1 \pm 0.7$  Ma; Moniz, 2008,  $85.6 \pm 0.7$  Ma; Fonseca-Martínez, 2019) y una muestra de cuarzo monzodiorita en el cerro El Machorro arrojó una edad de  $91.9 \pm 0.6$  Ma (Fonseca-Martínez, 2019), contemporánea con el plutonismo tipo La Posta ( $\sim 99$ – $89$  Ma) que representa el pulso magmático más voluminoso del BSP (*e.g.*, Walawender *et al.*, 1990; Kimbrough *et al.*, 2001; Tulloch y Kimbrough, 2003; Gastil *et al.*, 2014; Shaw *et al.*, 2014). El basamento ígneo-metamórfico local está afectado por fallas normales y laterales cenozoicas (no representadas en la Figura 2) que han generado bloques basculados y pequeñas cuencas relacionadas con el proceso de ruptura continental oblicua del Golfo de California (Seiler *et al.*, 2010, 2011).

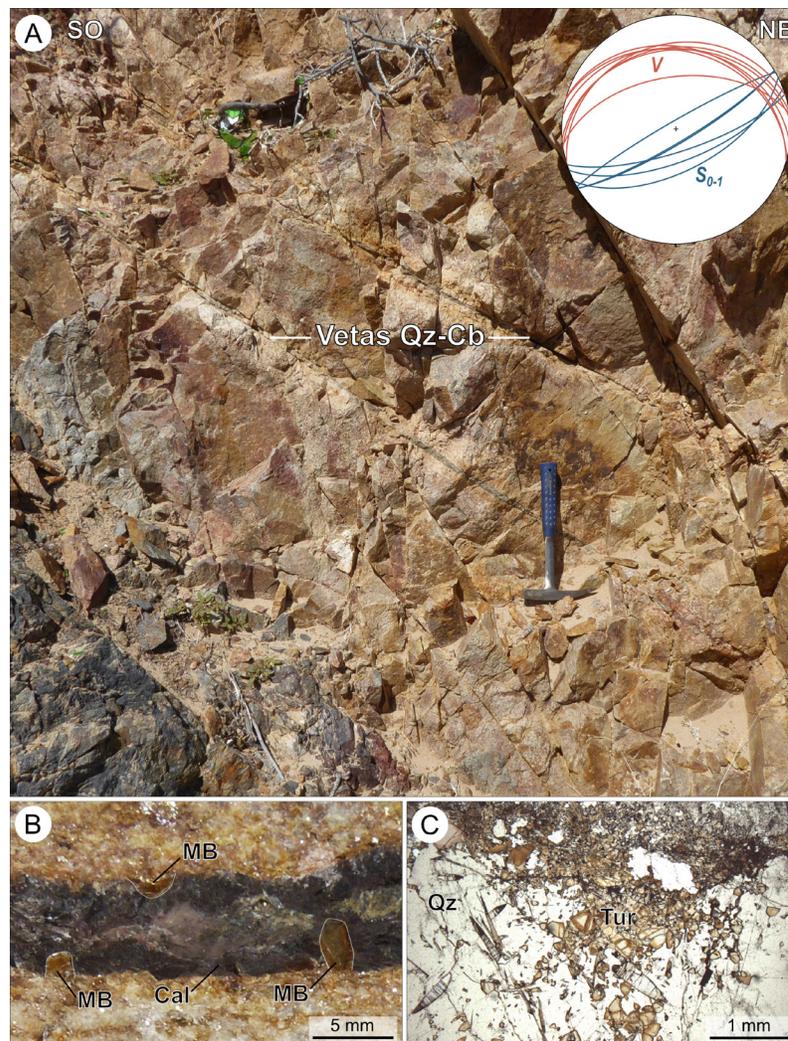
El Servicio Geológico Mexicano, en la elaboración de la carta geológico-minera de la cuadrícula de San Felipe (SGM, 1999), identificó en esta localidad dos prospectos (Figura 2) que contienen anomalías en oro: La Felipeña ( $0.04$  ppm Au;  $4$  ppm Ag; Cu, Pb y Zn  $\leq 0.01\%$ ) y La Blanca ( $0.05$  ppm Au;  $3$  ppm Ag; Cu, Pb y Zn  $\leq 0.01\%$ ). Los trabajos mineros existentes en ambos prospectos y en otras manifestaciones minerales similares encontradas en el área periurbana de San Felipe se reducen a calicatas y pequeñas trincheras. Las rocas de caja en La Felipeña y La Blanca son metaargilitas con intercalaciones de capas delgadas de mármoles y cuarcitas, además de diques cuarzo dioríticos. En La Felipeña los diques/*sills* presentan una direc-



**Figura 2** Mapa geológico simplificado del área de San Felipe modificado a partir de Anderson (1993). Datos geocronológicos: (1) Rothstein (1997); (2) Ortega-Rivera (2003); (3) Moniz (2008); (4) Fonseca-Martínez (2019); (5) este estudio. Letra regular = edad U-Pb en circones; letra cursiva = edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en mica blanca (La Felipeña) o biotita (resto de fechamientos).

ción NE-SO y son concordantes a subconcordantes con la foliación/estratificación de las rocas a las que intruyen. La mineralización tiende a desarrollarse en la zona de contacto entre ambas unidades litológicas, en forma de redes de vetas extensionales subparalelas u oblicuas de varios centímetros de grosor (Figura 3A). Las vetas están compuestas por cuarzo, contenidos variables de calcita y, en menor proporción, sulfuros (oxidados), mica blanca y turmalina

(Figura 3B y C). La alteración hidrotermal está confinada a estrechos halos alrededor de las vetas (mm en metasedimentarias, varios cm de ancho en los intrusivos) y predomina la silicificación, sericitización y carbonatización de la roca de caja. En este estudio preliminar, con fines únicamente exploratorios, no se ha podido definir la geometría y control estructural de la mineralización, lo que requeriría de un estudio específico a nivel de distrito.



**Figura 3** Rasgos representativos de la mineralización del prospecto La Felipeña. (A) Vetvas extensionales subparalelas de cuarzo-carbonato alojadas en la zona de contacto entre un dique cuarzo diorítico (subconcordante) y metaargilitas (esquina inferior izquierda). Las muestras para los análisis geocronológicos (LFEL-V y LFEL-D) se extrajeron en este afloramiento. Esquina superior derecha: proyección equiareal (hemisferio inferior) de la orientación de las vetas (V) y la estratificación/foliación principal ( $S_{0-1}$ ) de las rocas metasedimentarias (elaborado con el software Stereonet v.11; Allmendinger *et al.*, 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013). (B) Veta de cuarzo-calcita con salbanda rica en cristales de mica blanca (muestra fechada LFEL-V). (C) Microfotografía de la pared de una veta de cuarzo con abundante turmalina (luz polarizada con nicoles paralelos). Abreviaturas: Cal, calcita; Cb, carbonato; MB, mica blanca, Qz, cuarzo; Tur, turmalina.

### 3. Metodología

El muestreo para los estudios de geocronología y de inclusiones fluidas se realizó en el prospecto La Felipeña. Se analizó por el método de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  una muestra (LFEL-V) de una salbanda rica en hojuelas de micas blancas hidrotermales (cristales de hasta 5 mm de diámetro) extraída de una veta alojada en un dique cuarzo diorítico. Del mismo dique se obtuvo una muestra (LFEL-D) de roca fresca que se analizó por el método U-Pb en circones. En cuanto al estudio de microtermometría en inclusiones fluidas, se analizaron tres muestras de cuarzo (LFEL-VD1, LFEL-VD2 y LFEL-VD3) de las vetas que cortan el dique fechado y una cuarta muestra (LFEL-VM) de una veta cercana encajada en metaargilitas. Las especificaciones sobre los procedimientos empleados en los tres métodos se pueden consultar en publicaciones anteriores de este grupo de investigación dedicadas a la misma temática (Lazcano *et al.*, 2022, 2023a, 2023b). La preparación de las muestras y su posterior análisis se realizaron en los centros de investigación mediante los equipos que detallamos a continuación:

- La separación, montaje y caracterización petrográfica y mediante microscopio electrónico de barrido con detector de catodoluminiscencia (SEM-CL) de circones se realizó en el Laboratorio de Caracterización Mineral (CarMINLab) del Centro de Geociencias (CGEO), perteneciente a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Los ratios isotópicos U-Th-Pb de los circones se analizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del mismo centro en una estación de trabajo Resonetics M050 equipada con un láser de exímeros (LPX220) acoplado a un espectrómetro de masas con fuente de plasma (Thermo, modelo cuadrupolo ICap).
- La separación preliminar de las hojuelas de micas blancas se llevó a cabo en el CarMINLab del CGEO-UNAM y posteriormente se purificaron (>99% de pureza) en el Argon Geochronology Laboratory de la Oregon

State University (OSU). El concentrado de micas blancas se analizó en este último laboratorio en un espectrómetro de masas de gases nobles multicolector (ThermoFisher Scientific™ ARGUS-VI).

- La elaboración de cuatro láminas doblemente pulidas (espesor de  $\sim 200 \mu\text{m}$ ) se produjo en el Taller de Laminación del CGEO-UNAM. Los análisis microtermométricos de inclusiones fluidas en cuarzo hidrotermal se realizaron en una platina térmica marca Linkam modelo THMSG-600 en el Laboratorio de Yacimientos Minerales (CGEO-UNAM). La precisión de las determinaciones es de  $\pm 0.2 \text{ }^\circ\text{C}$  para bajas temperaturas y de  $\pm 2 \text{ }^\circ\text{C}$  para altas temperaturas. Las salinidades e isocoras se calcularon mediante las temperaturas de depresión del punto de fusión y las ecuaciones de estado para el sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  mediante el software AqSo\_NaCl de Bakker (2018, 2019). Para el sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$  se emplearon las ecuaciones de estado de Chen *et al.* (2007), Bozzo *et al.* (1975) y Duan *et al.* (1992, 1996), adecuadas para los sistemas  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{KCl}$  y  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{H}_2\text{S}-(\text{NaCl})$ , entre 573 y 1200 K y a  $<500 \text{ MPa}$ , y entre 273 y 1273 K y a  $<800 \text{ MPa}$ , respectivamente. Ello, mediante el software Q2 dentro de la paquetería *Clathrates* de Bakker (1997).

### 4. Resultados

#### 4.1 GEOCRONOLOGÍA U-Pb (CIRCONES) Y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (MICA BLANCA)

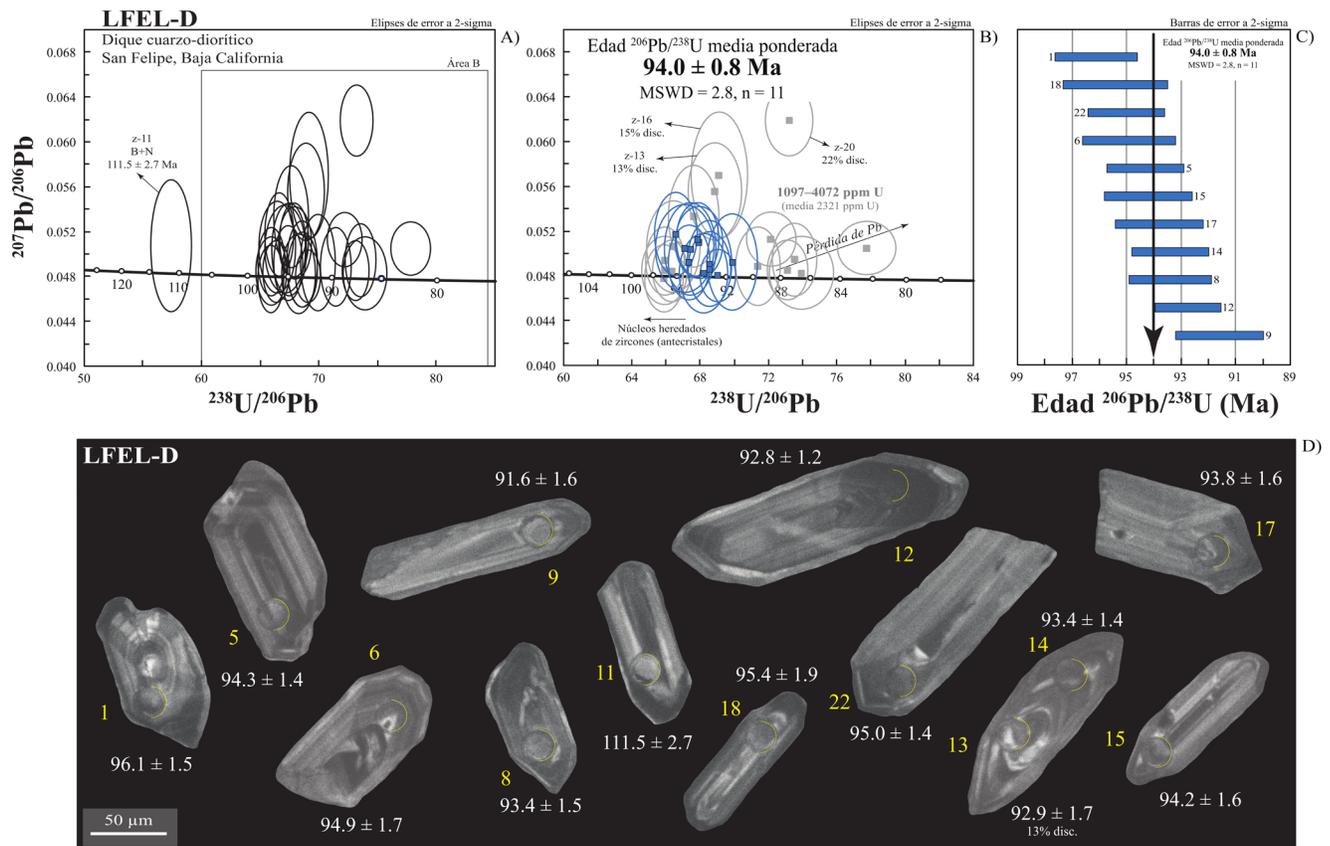
Una muestra del dique cuarzo-diorítico (LFEL-D), colectada en el prospecto minero La Felipeña, fue fechada mediante U-Pb en circones utilizando un total de 27 ablaciones, seleccionando principalmente bordes de cristales para así obtener la edad de cristalización del dique. Se emplearon imágenes de SEM/CL para guiar la selección de los lugares de ablación y, posteriormente, se volvieron a obtener imágenes post-ablación para ayudar

en la interpretación de los datos geocronológicos (Figura 4D). El tamaño promedio de los circones es de 100  $\mu\text{m}$  y, morfológicamente, son prismáticos, cuhbrales y alargados en su eje principal, con ambas caras bien definidas.

Los datos isotópicos de U-Pb están graficados en el diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 4A y B) y en el diagrama de media ponderada (Figura 4C). En el gráfico de concordia se aprecia una notable dispersión en los datos. De hecho, el análisis z-11 arroja una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de

$111.5 \pm 2.7$  Ma que relacionamos con un dominio heredado de circón (Tabla 1). En el acercamiento al diagrama de concordia (Figura 4B) también apreciamos una agrupación de 5 análisis relativamente viejos, que no utilizamos para el cálculo de la edad porque pudieran representar núcleos heredados de circón más antiguos (antecristales).

Otra agrupación, de los 7 análisis más jóvenes de la muestra (Figura 4B), y que tampoco utilizamos para el cálculo de la edad, son análisis significativamente más jóvenes que presentan valores de U muy



**Figura 4** Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los circones del dique cuarzo-diorítico del prospecto La Felipeña. El procesamiento de los datos se realizó con el esquema de reducción de datos "VizualAge" (Petrus y Kamber, 2012) para el software "Iolite 2.5" (Paton *et al.*, 2011). (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los circones analizados de la muestra LFEL-D. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses de color azul representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que corresponden a circones con un cierto grado de pérdida de Pb, herencias (antecristales) o, simplemente, altos grados de discordancia. (D) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de algunos circones representativos utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación de un diámetro de  $\sim 22$   $\mu\text{m}$ .

Tabla 1. Datos isotópicos U-Th-Pb obtenidos mediante LA-ICPMS en circones de un dique cuarzo-diorítico en el prospecto La Felipeña.

Análisis/ Circón	Comentario	U <sup>b</sup> (ppm)	Th <sup>b</sup> (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EIDADES CORREGIDAS (Ma)				Mejor edad (Ma)	±	2s						
					<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U b <sup>c</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U U <sup>c</sup>	err %	U <sup>c</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U U <sup>c</sup>	err %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U U <sup>c</sup>	err %				<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2s <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2s <sup>d</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2s <sup>d</sup>			
Muestra LFEEL-D	Dique cuarzo-diorítico	31.053609±N	114.922519±U	3.1	0.03609±N	1.14	0.22519±U	3.1	0.03609±N	1.14	0.22519±U	3.1	0.03609±N	1.14	0.22519±U	3.1					
z-23	B+N, >U	2304	334	0.14	0.05160	4.3	0.08950	4.2	0.01286	1.8	0.00490	7.3	82.4	1.5	87.0	3.5	257	95	82.4	±	1.3
z-10	B, >U	2130	254	0.12	0.04880	5.3	0.09000	5.9	0.01353	2.1	0.00499	7.2	86.7	1.8	87.5	4.9	130	120	86.7	±	1.8
z-2	B, >U	4078	799	0.20	0.04960	4.8	0.09270	5.6	0.01360	1.5	0.00509	5.7	87.1	1.3	90.0	4.8	169	110	87.1	±	1.3
z-20	B, >U, D	2038	733	0.36	0.06270	4.0	0.11660	4.5	0.01366	1.5	0.00519	6.9	87.5	1.4	111.9	4.8	695	82	87.5	±	1.4
z-7	B+N, >U	2308	651	0.28	0.04830	4.3	0.09150	4.7	0.01388	1.3	0.00446	4.9	87.6	1.1	88.9	4.0	121	99	87.6	±	1.1
z-3	B, >U	2291	525	0.23	0.05130	3.9	0.09800	4.2	0.01386	1.7	0.00500	5.0	88.7	1.4	94.9	3.8	272	89	88.7	±	1.4
z-25	B+N	1097	445	0.41	0.04890	5.9	0.09400	6.0	0.01401	1.5	0.00470	6.0	89.7	1.3	91.5	5.3	130	130	89.7	±	1.3
z-16	B+N, >D	546	105	0.19	0.04960	6.9	0.09710	7.3	0.01431	1.7	0.00474	10.1	91.6	1.6	93.9	6.5	190	140	91.6	±	1.6
z-9	B+N	499	243	0.48	0.05660	8.0	0.11370	8.3	0.01447	1.9	0.00507	6.9	92.6	1.8	109.1	8.5	430	180	92.6	±	1.8
z-12	B, >U	2190	387	0.18	0.04840	3.9	0.09590	4.2	0.01449	1.2	0.00485	5.4	92.8	1.2	92.9	3.7	112	86	92.8	±	1.2
z-13	N, >D	634	232	0.37	0.05640	6.4	0.11120	6.7	0.01452	1.9	0.00495	7.3	92.9	1.7	106.9	6.8	420	150	92.9	±	1.7
z-8	B+N	928	208	0.22	0.04970	6.2	0.09870	6.6	0.01459	1.6	0.00492	6.3	93.4	1.5	95.4	6.0	160	130	93.4	±	1.5
z-14	B	922	258	0.28	0.04860	6.0	0.09770	5.8	0.01459	1.5	0.00465	5.4	93.4	1.4	94.5	5.3	120	130	93.4	±	1.4
z-17	B	818	358	0.44	0.04770	6.1	0.09750	6.3	0.01466	1.7	0.00447	5.8	93.8	1.6	95.3	5.4	90	120	93.8	±	1.6
z-15	B	826	400	0.48	0.05080	5.5	0.10340	5.4	0.01472	1.7	0.00464	5.6	94.2	1.6	99.8	5.2	250	130	94.2	±	1.6
z-5	B+N	1160	178	0.15	0.05060	5.1	0.10410	5.5	0.01474	1.5	0.00508	7.5	94.3	1.4	100.5	5.2	208	120	94.3	±	1.4
z-27	B+N, >D	651	131	0.20	0.05270	6.6	0.10870	7.2	0.01479	1.8	0.00521	6.5	94.6	1.6	104.6	7.1	330	160	94.6	±	1.6
z-6	B	648	223	0.34	0.04970	7.6	0.10900	7.0	0.01483	1.8	0.00465	6.9	94.9	1.7	99.4	6.7	170	160	94.9	±	1.7
z-22	B	861	282	0.33	0.04930	5.3	0.10070	5.8	0.01485	1.5	0.00478	5.9	95.0	1.4	97.3	5.3	146	120	95.0	±	1.4
z-18	B+N	604	200	0.33	0.05000	7.2	0.10360	6.7	0.01490	2.1	0.00458	8.3	95.4	1.9	99.9	6.3	160	150	95.4	±	1.9
z-1	N+B	847	258	0.30	0.05160	5.8	0.10710	6.1	0.01502	1.5	0.00526	5.9	96.1	1.5	103.2	6.0	260	130	96.1	±	1.5
z-24	B	1004	397	0.40	0.04870	4.9	0.10060	4.9	0.01507	1.4	0.00468	5.8	96.4	1.4	97.3	4.5	123	110	96.4	±	1.4
z-26	B	937	251	0.27	0.05090	6.9	0.10510	6.9	0.01506	1.9	0.00474	8.0	96.4	1.8	101.4	6.6	220	130	96.4	±	1.8
z-4	B	1187	246	0.21	0.04970	5.2	0.10320	5.2	0.01517	1.4	0.00575	7.0	97.0	1.3	99.7	4.9	170	120	97.0	±	1.3
z-19	N	1060	162	0.15	0.04780	5.0	0.10140	5.4	0.01517	1.6	0.00480	8.5	97.1	1.6	98.0	5.0	100	110	97.1	±	1.6
z-21	N	938	218	0.23	0.04780	5.0	0.09990	5.3	0.01518	1.4	0.00483	6.4	97.1	1.4	96.6	4.9	81	110	97.1	±	1.4
z-11	B+N	388	89	0.23	0.04990	10.2	0.12200	9.8	0.01744	2.5	0.00686	11.1	111.5	2.7	117.0	11.0	220	220	111.5	±	2.7

n = 27  
Edad <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U media ponderada = 94.0 ± 0.8 (2-sigma, MSWD = 2.3; n = 11)

Abreviaturas: N = núcleo, B = borde, B+N = borde + núcleo, >U = alto Uranio, >D = alta discordancia.

#Las concentraciones de U y Th (ppm) fueron calculadas con relación al análisis del vidrio estándar NIST 610 para elementos traza.

†Relaciones isotópicas corregidas con relación al circón estándar de edad conocida (91500 de ~1065 Ma; Wiedenbeck et al., 1995) por el fraccionamiento de masa y deriva instrumental. Las relaciones <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, edades y errores son calculados como en Paton et al. (2010).

\*\*Todos los errores en las relaciones isotópicas son en porcentaje y los de las edades en absoluto y, en ambos casos, están reportados a 2-sigma, incluida la edad <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U media ponderada. Estas incertidumbres a 2-sigma han sido propagadas según la metodología de Paton et al. (2010).

\*\*\*Rho es el valor de correlación de errores definido como el cociente de los errores (en porcentaje) de las relaciones isotópicas de <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U y <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U. El valor Rho es necesario para graficar los datos U-Th-Pb en diagramas de concordia.

\*\*\*\*Porcentaje de discordancia obtenido usando la siguiente ecuación (100\*((edad <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U)-(edad <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U))/edad <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U). Valores positivos y negativos indican discordancias normales y discordancias inversas, respectivamente.

Las edades individuales de cada circón marcadas en negrita fueron usadas para calcular las edades medias ponderadas y el MSWD (Mean Square of Weighed Deviates) usando el programa computacional Isoplot (Ludwig, 2003).

elevados, en el rango de 1097–4072 ppm U (valor medio de 2321 ppm). Estos valores sugieren que esta agrupación de análisis forma una tendencia al rejuvenecimiento, probablemente asociada a un fenómeno posterior de pérdida de Pb causada por la exposición de la roca a una fuente de calor y/o fluidos (e.g., magmatismo y/o hidrotermalismo). Los análisis no utilizados para el cálculo de la edad de la roca están representados en la Figura 4B como elipses y cuadros de color gris.

Por último, las elipses y cuadros de color azul en el diagrama de concordia (Figura 4B) corresponden a los 11 análisis que forman un agrupamiento de análisis concordantes y que, estadísticamente, permiten calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $94.0 \pm 0.8$  Ma (MSWD = 2.8, n = 11) (Figura 4C), que interpretamos como la edad de cristalización del dique cuarzo-diorítico.

Los datos geocronológicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en mica blanca de una veta de cuarzo-carbonato, recolec-

tada también en La Felipeña (LFEL-V), están presentados en el espectro de calentamiento gradual de la Figura 5 y en la Tabla 2. Los datos muestran mucha homogeneidad en las edades de los diferentes pasos de calentamiento y el 73% del gas liberado de la fracción de mica blanca (250–180  $\mu\text{m}$ ) permite calcular una edad *plateau* de  $82.73 \pm 0.14$  Ma (2-sigma; MSWD = 1.49; 73.01% del gas extraído, n = 23/39), que interpretamos como la edad mínima posible para la formación de la mica blanca hidrotermal. La edad de isócrona inversa de  $82.74 \pm 0.15$  Ma, calculada utilizando la misma proporción de gas liberado (Tabla 2; MSWD = 1.54 y valor inicial  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 296.7 \pm 5.3$ ), también concuerda con la edad *plateau*.

Es importante destacar que la veta fechada corta al dique cuarzo-diorítico de  $94.0 \pm 0.8$  Ma y, por lo tanto, la edad de la mineralización en el prospecto La Felipeña queda acotada temporalmente entre ~94–83 Ma.

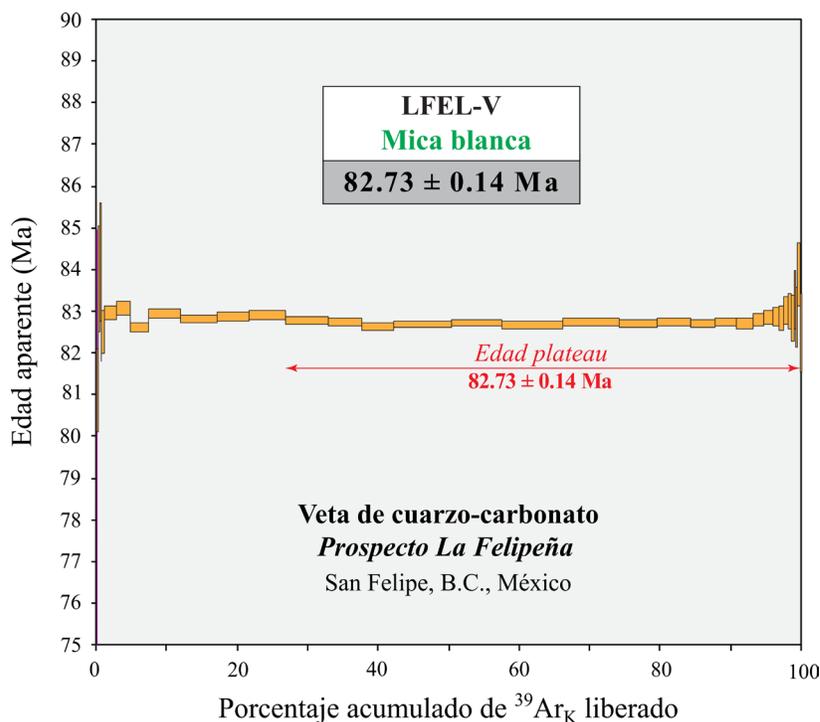


Figura 5 Espectro  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de calentamiento gradual de hojuelas de mica blanca hidrotermal colectadas en la salbanda de alteración de una veta aurífera de cuarzo-carbonato del prospecto La Felipeña.

Tabla 2. Datos isotópicos <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar obtenidos mediante calentamiento gradual por láser de la muestra LFEL-V de una veta de cuarzo-carbonato del prospecto La Felipeña.

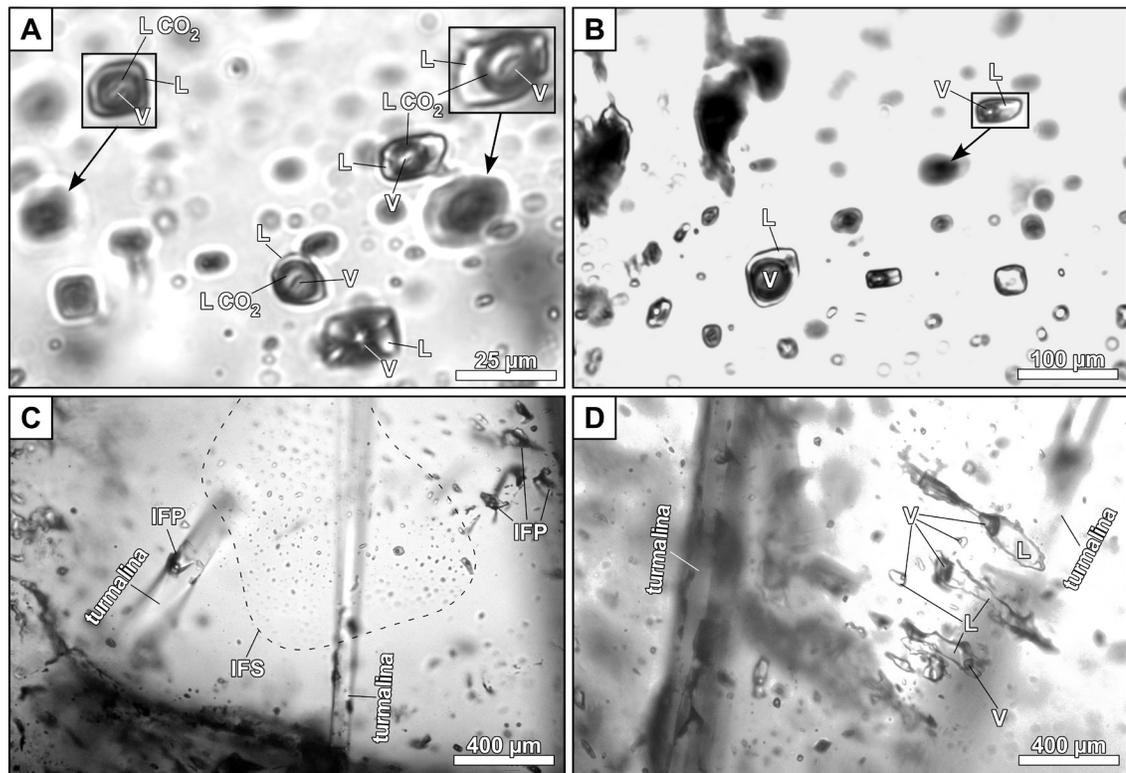
Paso de calentamiento	<sup>36</sup> Ar		<sup>37</sup> Ar		<sup>38</sup> Ar		<sup>39</sup> Ar		<sup>40</sup> Ar		Is (%)	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	±2s	K/Ca aparente	±2s	Edad (Ma)	±2s
	[FA]	Is	[FA]	Is	[FA]	Is	[FA]	Is	[FA]	Is							
<b>LFEL-V</b>																	
Prospecto La Felipeña																	
Mica blanca																	
31.03802N-114.02751W (NCS-84)																	
Granulometría = 250-180 µm																	
P <sub>0</sub> = 1.14 mg																	
J = 0.0016195 ± 0.00000139																	
Irradiación 19-OSU-02 (2D24-19)																	
20F08406	0.2	0.0280	1.89	-0.2875	102.75	-0.0004	2232.78	0.1861	4.62	12.8132	0.65	34.64	0.02	23.83036	2.93	-0.3	60.00 ± 8.33
20F08408	0.3	0.0140	3.68	0.2244	131.55	-0.0058	149.61	0.1439	5.86	7.8488	1.06	46.84	0.02	25.58855	3.88	0.3	73.93 ± 10.99
20F08409	0.4	0.1169	0.60	0.1599	173.05	0.0343	26.59	0.3803	1.46	30.3737	0.17	30.77	0.06	26.70982	1.11	1.6	77.16 ± 3.14
20F08411	0.5	0.0260	2.11	0.4043	73.52	0.0169	56.77	0.5766	1.38	24.0638	0.35	67.89	0.06	28.37315	1.10	0.6	81.86 ± 3.11
20F08412	0.6	0.1833	0.48	0.2330	120.00	0.0705	12.88	2.1326	0.42	114.6241	0.07	52.28	0.24	28.10621	0.35	9.36	81.10 ± 1.00
20F08413	0.7	0.0517	1.09	0.2805	100.05	0.0274	32.86	1.4398	0.68	57.2239	0.15	73.09	0.16	29.05326	0.45	2.2	83.78 ± 1.27
20F08415	0.8	0.0318	1.76	0.6999	41.29	0.0210	42.30	1.2589	0.69	46.1662	0.18	79.57	0.14	29.18999	0.50	0.8	84.16 ± 1.42
20F08416	0.9	0.0278	1.96	0.6151	44.94	0.0166	51.50	1.3804	0.66	48.0207	0.17	82.80	0.15	28.81047	0.46	1.0	83.10 ± 1.31
20F08417	1.0	0.0333	1.72	0.2290	124.80	0.0449	20.87	3.5168	0.25	110.5153	0.08	91.01	0.39	28.60267	0.18	6.6	82.51 ± 0.51
20F08419	1.2	0.1828	0.48	0.6083	48.16	0.2245	4.08	15.3591	0.88	496.2236	0.02	89.01	1.70	28.75752	0.06	10.9	82.95 ± 0.17
20F08420	1.3	0.2100	0.42	0.7890	38.42	0.2454	3.69	16.4548	0.88	536.6176	0.02	88.32	1.82	28.80502	0.06	9.0	83.08 ± 0.16
20F08421	1.4	0.1341	0.59	0.7658	38.05	0.3062	2.88	23.9684	0.66	726.1654	0.01	94.49	2.66	28.63514	0.04	13.1	82.60 ± 0.11
20F08423	1.6	0.3686	0.31	1.1990	24.26	0.5704	1.60	40.7764	0.05	1282.5009	0.01	91.42	4.52	28.75551	0.04	14.6	82.94 ± 0.10
20F08424	1.8	0.4318	0.31	1.5918	18.79	0.6444	1.47	46.5656	0.05	1466.5247	0.01	91.22	5.16	28.70923	0.03	12.6	82.81 ± 0.10
20F08425	2.0	0.3384	0.35	0.4765	60.83	0.5543	1.63	41.1596	0.05	1283.5624	0.01	92.13	4.56	28.73083	0.03	37.1	82.87 ± 0.10
20F08427	2.2	0.3327	0.36	0.1533	195.42	0.6246	1.50	48.0253	0.05	1479.7915	0.01	93.29	5.32	28.74427	0.03	134.7	82.91 ± 0.09
20F08428	2.4	0.3484	0.35	0.2252	127.39	0.7053	1.22	54.6108	0.05	1671.5440	0.01	93.78	6.05	28.70345	0.03	104.3	82.79 ± 0.09
20F08429	2.6	0.2744	0.37	0.0675	440.38	0.5471	1.78	41.6901	0.05	1277.9538	0.01	93.59	4.62	28.68806	0.03	265.5	82.75 ± 0.09
20F08431	2.8	0.1849	0.46	0.3090	95.30	0.5296	1.69	41.8917	0.05	1255.3272	0.01	95.60	4.64	28.64832	0.03	58.3	82.64 ± 0.09
20F08432	3.0	0.3221	0.36	-0.1778	162.41	0.9404	0.94	74.0305	0.05	2218.2127	0.00	95.66	8.20	28.66369	0.03	-179.1	82.68 ± 0.08
20F08433	3.3	0.2644	0.41	0.0029	1037.07	0.8194	1.10	64.2147	0.05	1920.6830	0.01	95.89	7.12	28.68047	0.03	9396.9	82.73 ± 0.08
20F08435	3.6	0.3209	0.36	0.4283	66.16	0.9662	1.00	76.6310	0.05	2282.1220	0.00	95.82	8.49	28.66089	0.03	76.9	82.67 ± 0.08
20F08436	3.9	0.1351	0.59	0.1510	195.73	0.8904	1.02	73.2170	0.05	2140.5694	0.00	98.11	8.11	28.68471	0.03	208.5	82.74 ± 0.08
20F08437	4.2	0.0581	1.15	-0.2270	124.80	0.5973	1.52	48.2056	0.05	1399.6330	0.01	98.76	5.34	28.67402	0.03	-91.3	82.71 ± 0.08
20F08439	4.6	0.0468	1.31	-0.2859	103.59	0.5159	1.84	42.5496	0.05	1254.4279	0.01	98.86	4.72	28.68192	0.03	-64.0	82.73 ± 0.09
20F08440	5.0	0.0375	1.58	-0.3805	76.29	0.3901	2.38	31.3087	0.06	910.6290	0.01	98.76	3.48	28.67012	0.03	-35.4	82.70 ± 0.10
20F08441	5.5	0.0296	1.94	-0.1874	160.79	0.3300	2.80	27.7049	0.06	803.6683	0.01	98.90	3.07	28.68760	0.04	-63.6	82.75 ± 0.10
20F08443	6.0	0.0145	4.04	-0.0634	438.64	0.2350	3.77	20.5390	0.07	592.9390	0.02	99.27	2.28	28.67023	0.04	-139.3	82.70 ± 0.12
20F08444	6.5	0.0073	6.99	-0.5365	53.85	0.1561	5.88	13.5866	0.08	392.5505	0.02	99.43	1.51	28.70823	0.05	-10.9	82.81 ± 0.15
20F08445	7.0	0.0045	11.16	-0.0838	354.15	0.1428	6.17	11.9617	0.09	344.9740	0.03	99.61	1.33	28.72702	0.06	-61.4	82.86 ± 0.17
20F08447	7.5	0.0045	11.48	-0.0115	2470.93	0.1065	8.42	8.6388	0.11	249.3291	0.03	99.46	0.96	28.72976	0.08	-323.6	83.02 ± 0.22
20F08448	8.0	0.0043	11.61	-0.5214	55.47	0.0656	13.05	5.8817	0.16	161.8217	0.05	99.22	0.66	28.72071	0.11	-4.9	82.84 ± 0.30
20F08449	8.5	0.0022	22.87	0.2796	109.05	0.0614	14.59	5.6005	0.16	162.8213	0.05	99.61	0.62	28.78319	0.11	8.6	83.02 ± 0.32
20F08451	9.0	0.0022	22.87	-0.1256	227.49	0.0467	18.55	4.2336	0.22	122.4913	0.07	99.44	0.47	28.77163	0.15	-14.5	82.99 ± 0.43
20F08452	9.5	0.0033	14.98	-0.0855	333.43	0.0363	24.57	3.1389	0.30	91.1332	0.09	98.92	0.35	28.71899	0.20	-15.8	82.84 ± 0.57
20F08453	10.0	0.0009	55.86	-0.0916	312.93	0.0241	37.47	2.3693	0.35	68.0913	0.12	99.59	0.26	28.87305	0.25	-11.1	83.27 ± 0.70
20F08455	10.5	0.0015	32.29	-0.0115	2549.43	0.0332	26.80	2.5125	0.38	72.6324	0.12	99.36	0.28	28.74240	0.26	-93.9	82.85 ± 0.73
20F08456	11.0	0.0054	9.35	-0.1483	196.75	0.0308	30.47	2.9359	0.39	71.9276	0.12	97.71	0.27	29.08793	0.27	-6.9	83.88 ± 0.76
20F08458	11.5	0.0009	56.19	-0.2069	141.45	0.0216	44.19	1.7999	0.47	51.7417	0.16	99.47	0.20	28.59161	0.33	-10.9	82.48 ± 0.93
SUM																Edad plateau = 82.73 ± 0.14	
																(2-sigma) MSWD = 1.49; con 73.01% del gas extraído; n = 23	
																Edad de isócrona inversa = 82.74 ± 0.15	
																MSWD = 1.54; con 75.01% del gas extraído; valor inicial <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar = 296.70 ± 5.32	

[FA]: femtoamperio; p-paso de calentamiento seleccionado para calcular la edad plateau de la muestra; <sup>40</sup>Ar\* representa la proporción de argón-40 radiogénico resultante exclusivamente del decaimiento natural del <sup>40</sup>K de la muestra de mica blanca; <sup>39</sup>ArK representa el argón-39 generado por la irradiación, en un reactor nuclear, de los átomos de K (potasio) presentes en la mica blanca.

#### 4.2 INCLUSIONES FLUIDAS

Las inclusiones analizadas son mayoritariamente bifásicas L+V, primarias o pseudosecundarias, con grados de relleno (o F) entre >0.90 y <0.80 y no presentan cristales hijos ni atrapados (Figura 6). En algunas asociaciones de inclusiones fluidas (AIF), se aprecia la presencia de una fase inmisible de CO<sub>2</sub> líquido con respecto a la salmuera acuosa a temperatura ambiente, en forma de “doble burbuja” (Figura 6A). A la escala de las AIF se aprecian diferencias en las relaciones volumétricas entre los dos líquidos inmiscibles, variando entre ~75-80 y <50 % en volumen de la salmuera acuosa con respecto al líquido carbónico. El diámetro máximo de inclusiones fluidas individuales es comúnmente

de ~5 a 50 µm (Figura 6A-C) y, excepcionalmente, de hasta ~450 µm (Figura 6D), con morfologías que se aproximan a las de cristal negativo, si bien las inclusiones de mayor tamaño suelen ser irregulares. Las inclusiones fluidas que presentaron rasgos petrográficos susceptibles de producirse por procesos post-atrapamiento como decrepitación, coalescencia o estrangulamiento (particularmente, habiéndose producido después de la separación de las fases líquida y vapor) fueron sistemáticamente excluidas del análisis microtermométrico. Las inclusiones primarias se presentan a lo largo de zonas de crecimiento paralelas a caras cristalinas del cuarzo, o bien como inclusiones o grupos de éstas, lo suficientemente aisladas entre sí, y en ausencia de microfracturas selladas. Las inclusiones



**Figura 6** Fotomicrografías de asociaciones de inclusiones fluidas (AIF) representativas en cuarzo del depósito sinorogénico de oro de La Felipeña. (A) AIF primaria consistente en inclusiones bifásicas ricas en líquido (L+V) e inclusiones con fluidos inmiscibles (salmuera acuosa y CO<sub>2</sub>) indicativa de atrapamiento heterogéneo, *vg.* medio en que la precipitación mineral se puede vincular a efervescencia. (B) AIF primaria con morfologías tendentes a cristal negativo y grado de relleno homogéneo. (C y D) AIF primarias en asociación con cristales de turmalina, que presentan inclusiones de grandes dimensiones con grado de relleno homogéneo; muchas de las inclusiones primarias se encuentran en los bordes de grano entre cuarzo y turmalina. Clave: IFP = inclusiones fluidas primarias, IFS = inclusiones fluidas secundarias, L = líquido, V = vapor.

pseudosecundarias se encuentran a lo largo de microfracturas selladas y cubiertas por zonas de crecimiento primario posteriores. El fenómeno de estrangulamiento de inclusiones fluidas se reconoció en grupos de inclusiones fluidas irregulares próximas entre sí, con una diversidad patente de  $F$  pero con la presencia de terminaciones puntiagudas en la dirección de terminaciones similares en otras inclusiones. Todas las inclusiones analizadas en este estudio homogeneizaron a fases líquidas.

El estudio realizado no se considera como plenamente representativo del proceso de mineralización, dada la exigüidad de afloramientos muestreados, por lo que debe de ser considerado como de índole exploratoria. Las inclusiones acuosas presentaron temperaturas eutécticas inferiores a  $-21.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , lo cual indica que pertenecen al sistema  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ , con contenidos irrelevantes en  $\text{CaCl}_2$  u otros solutos. Las temperaturas de fusión de  $\text{CO}_2$  se observaron entre  $-58^{\circ}$  y  $-57\text{ }^{\circ}\text{C}$ , lo cual indica la presencia de otras especies volátiles, como  $\text{N}_2$  o  $\text{CH}_4$  (e.g., Touret y Bottinga, 1979). Se estima que el porcentaje molar de  $\text{CH}_4$  en  $\text{CO}_2$  varía entre  $\sim 3$  y  $7\%$  (Heyen *et al.*, 1982). Las temperaturas de homogeneización se encuentran en el rango entre  $270^{\circ}$  y  $450\text{ }^{\circ}\text{C}$ , y las de fusión de hielo entre  $-3.0^{\circ}$  y  $-10.0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (lo cual equivale a salinidades calculadas entre  $5.3$  y  $12.9\text{ wt.}\%$   $\text{NaCl}$  equiv.). Las temperaturas de fusión de clatratos se obtuvieron mediante los criterios explicitados por Collins (1979) y Diamond (1994), y se encuentran en el rango entre  $6.0^{\circ}$  y  $6.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Los datos microtermométricos obtenidos se resumen en la Tabla 3 y las isocoras obtenidas para estimar temperaturas de atrapamiento se muestran en la Figura 7, estimándose entre  $\sim 400^{\circ}$  y  $530\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

## 5. Discusión

La combinación de geocronología de U-Pb en circones para un intrusivo encajonante y de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en micas blancas hidrotermales del prospecto La Felipeña ha permitido constreñir la edad de la mineralización en el área de San

Felipe entre  $\sim 94$  y  $83\text{ Ma}$ . La edad de cristalización de  $94.0 \pm 0.8\text{ Ma}$  obtenida para el dique cuarzo diorítico se enmarca temporalmente dentro del pulso de magmatismo genéricamente denominado como de tipo La Posta ( $\sim 99\text{--}89\text{ Ma}$ ; Walawender *et al.*, 1990), que constituye casi la mitad de la superficie de la zona este del batolito de las Sierras Peninsulares (BSP) según estimaciones de Kimbrough *et al.* (2001). Además, esta edad es similar a los  $91.9 \pm 0.6\text{ Ma}$  arrojados por una muestra de cuarzo monzodiorita del cercano cerro El Machorro (Fonseca-Martínez, 2019), si bien no podemos establecer la relación entre ambos cuerpos ante la falta de estudios detallados sobre el magmatismo local, que previsiblemente incluye varias generaciones de intrusivos.

La edad mínima de  $82.73 \pm 0.14\text{ Ma}$  calculada para una veta de cuarzo-carbonato es análoga a las determinadas por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar en biotitas (temperaturas de cierre similares:  $\sim 350\text{ }^{\circ}\text{C}$  en moscovita,  $280 \pm 40\text{ }^{\circ}\text{C}$  en biotita, a partir de estudios de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en el noreste del PRB por Miggins *et al.*, 2014) de rocas plutónicas ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ :  $82.9 \pm 0.5$  y  $84.4 \pm 0.8\text{ Ma}$ ; Ortega-Rivera, 2003; K-Ar:  $85.0 \pm 0.6\text{ Ma}$ ; Krummenacher *et al.* 1975) y metamórficas ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ :  $84.1 \pm 0.5\text{ Ma}$ ; Rothstein, 1997) del área de San Felipe. Sólo una muestra de una pegmatita granítica de un afloramiento aislado y distal respecto a la sierra Abandonada arrojó una edad significativamente más reciente ( $76.5 \pm 1.6\text{ Ma}$ ; Rothstein, 1997), que es atribuible a una pérdida de argón radiogénico por algún evento tectono-térmico local o, más probablemente, porque su edad de cristalización es más joven que la del resto de rocas plutónicas fechadas por este método. Además, este rango de edades de enfriamiento por debajo de los  $\sim 300\text{ }^{\circ}\text{C}$  en el área de estudio es, a su vez, congruente con los datos termocronológicos a nivel regional.

Las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar en biotita varían entre  $\sim 85$  y  $75\text{ Ma}$  en la franja situada al este del escarpe del Golfo en el norte de Baja California (e.g., Krummenacher *et al.*, 1975; Rothstein, 1997; Ortega-Rivera, 2003), exceptuando las zonas afectadas por eventos tectónicos más jóvenes (hasta

Tabla 3. Datos microtermométricos de inclusiones fluidas en cuarzo hidrotermal del prospecto La Felipeña.

Muestra	#	Th (°C)			Tm (°C)			Salinidad (wt.% NaCl equiv.)		
		Máx.	Prom.	Mín.	Máx.	Prom.	Mín.	Máx.	Prom.	Mín.
LFEL-VD1	32	450	401	350	6.6	6.4	6.0	8.4	7.6	7.0
LFEL-VD2	26	290	282	270	-9.0	-9.4	-10.0	13.9	13.3	12.8
LFEL-VD3	29	325	320	316	-3.0	-3.1	-3.2	5.3	5.1	5.0
LFEL-VM	21	339	334	329	-6.0	-6.4	-7.0	10.5	9.7	9.2

Abreviaturas: Th = temperatura de homogeneización total; Tm = temperatura de fusión del hielo; # = número de inclusiones analizadas; Máx. = valor máximo; Prom. = media aritmética; Mín. = valor mínimo.

~62 Ma en las sierras Cucapá-El Mayor; Axen *et al.*, 2000). El límite superior de este rango coincide aproximadamente con la edad del plutonismo más reciente en la región (Moniz, 2008), excluyendo nuevamente las sierras Cucapá y El Mayor que, aparentemente, registran una historia geológica diferente.

El depósito La Felipeña (~94–83 Ma) es el primer caso documentado de mineralización de oro enmarcada en la transición entre la orogenia de las Sierras Peninsulares (~110–90 Ma; Hildebrand y Whalen, 2014, 2021) y la orogenia Larámide *sensu lato* (inicia a partir de ~90 Ma en el BSP; George y Dokka, 1994). Esta transición está vinculada al aumento de la tracción entre la base de la placa de Norteamérica y la placa oceánica Farallón causando una zona de subducción de bajo ángulo en este sector de la Cordillera (*e.g.*, Coney y Reynolds, 1977; Engebretson *et al.*, 1985; Copeland *et al.*, 2017). A consecuencia de la somerización de la placa subducida durante el Cretácico superior, se produjo la migración del magmatismo hacia el E fuera del del BSP (*e.g.*, Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982; McDowell *et al.*, 2001).

Únicamente en el margen oriental del BSP se ha descrito deformación compresiva y magmatismo de edad Larámide (Figura 1). El mejor ejemplo lo constituye la “zona milonítica de las Sierras Peninsulares Orientales” en el sur de California (*Eastern Peninsular Ranges mylonite zone*;

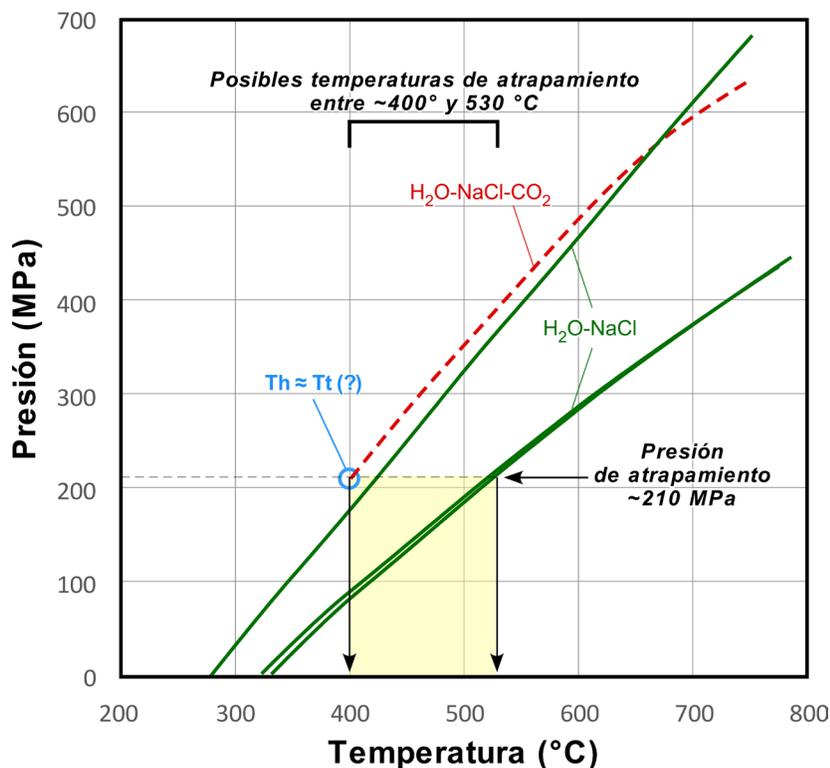
*e.g.*, Sharp, 1979; Simpson, 1984; May, 1989; George y Dokka, 1994). En su segmento de las montañas Santa Rosa, Wenk *et al.* (2000) diferencian y constriñen temporalmente una primera fase de deformación dúctil (milonitización) entre ~87 y 65 Ma, y una segunda fase frágil-dúctil entre ~62 y 56 Ma. Algo más al sur, en la zona de cizalla del Cretácico medio de Cuyamaca-Montañas Laguna, un segmento de la cabalgadura Chariot Canyon se reactivó probablemente entre ~80 y 68 Ma en condiciones de deformación frágil-dúctil y metamorfismo en facies de esquistos verdes (Grove *et al.*, 2003b; Bethel-Thompson *et al.*, 2014). También en el norte de Baja California se ha identificado deformación frágil-dúctil en condiciones de temperatura de facies de esquistos verdes en relación con el emplazamiento de vetas de cuarzo auríferas entre ~77 y 75 Ma en el área de La Rumorosa (Lazcano *et al.*, 2023b). Así mismo, hay evidencias de deformación compresiva supracretácica en el domo Monte Blanco en la sierra El Mayor (Axen *et al.*, 2000).

Las características principales de la mineralización de oro en el área de San Felipe son similares a las de los depósitos clasificados como de tipo oro orogénico que conforman los cinturones de Caborca (Izaguirre *et al.*, 2017b) y de las Sierras Peninsulares (Lazcano *et al.*, 2023b). En el prospecto La Felipeña, y otras manifestaciones circundantes, la mineralización consiste en vetas

de cuarzo-carbonato con escasos sulfuros y trazas de oro envueltas por estrechos halos de alteración predominantemente sericitica, emplazada en rocas metasedimentarias paleozoicas (facies de esquistos verdes) e intrusivas cretácicas. Las vetas y los intrusivos cretácicos de la localidad son sinorogénicos y su emplazamiento coincide con la última fase de deformación compresiva registrada en el margen oriental de BSP (*e.g.*, Simpson, 1984; May, 1989; Wenk *et al.*, 2000; Grove *et al.*, 2003b; Bethel-Thompson *et al.*, 2014). La posible relación entre las vetas auríferas y el magmatismo coetáneo presente a nivel local y regional es una incógnita. Ante la ausencia de estudios isotópicos, así como el insuficiente conocimiento sobre la estructura de la mineralización y el basamento ígneo-metamórfico del área de San Felipe, actualmente no podemos profundizar en esta cuestión

primordial a la hora de discutir la tipología de estos depósitos de oro. De hecho, este problema se reproduce en otras localidades de los cinturones de oro de las Sierras Peninsulares (COOSP) y Caborca (COOC) y debería abordarse regionalmente en futuros estudios.

Las existencia de asociaciones de inclusiones fluidas (AIF) con diferencias contrastantes en las relaciones volumétricas entre el CO<sub>2</sub> líquido y las salmueras acuosas, en ausencia de evidencias de modificaciones post-atrapamiento, sugiere que la efervescencia es un mecanismo plausible para la precipitación mineral en La Felipeña. A partir de ello, se interpreta que la temperatura de homogeneización de inclusiones fluidas en dichas AIF (en promedio, ~400 °C) equivale a la temperatura de atrapamiento. La presión correspondiente a dicha temperatura (sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub>) es

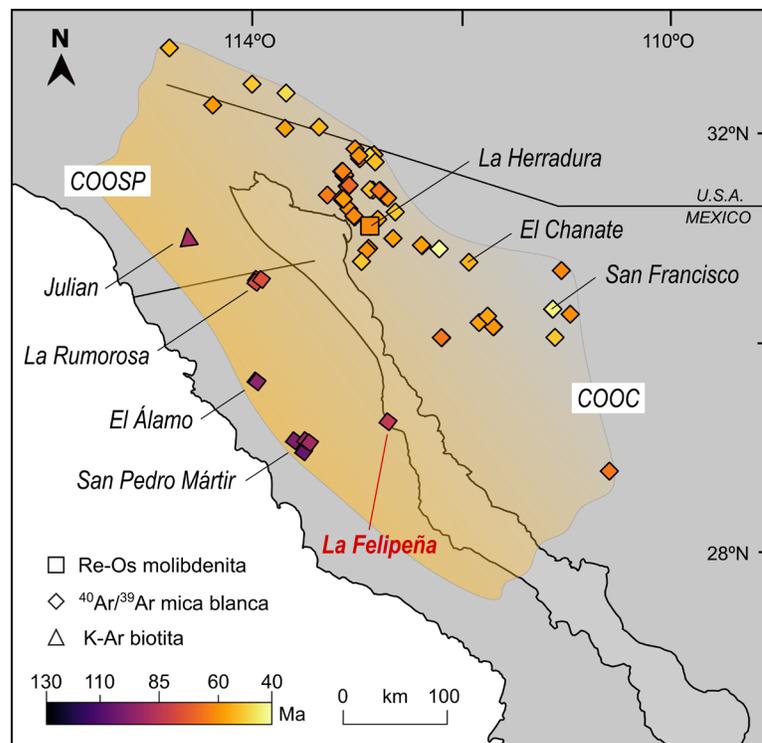


**Figura 7** Isocoras calculadas a partir de datos microtermométricos de inclusiones fluidas del depósito sinorogénico de oro de La Felipeña. Para la muestra en el sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> (isocora en rojo) se asume que la temperatura de homogeneización equivale a la de atrapamiento ( $T_h \approx T_t$ ) debido a que los datos provienen de una asociación de inclusiones fluidas que registran un atrapamiento heterogéneo entre líquido y vapor (Figura 6A). La presión de atrapamiento así obtenida (~210 MPa) se usa en las muestras del sistema H<sub>2</sub>O-NaCl (isocoras en verde) para determinar las temperaturas de atrapamiento en éstas.

de ~210 MPa (Figura 7). En ausencia de estimaciones de presión o temperatura basadas en las condiciones de metamorfismo simultáneo a la formación de las vetas mineralizadas, o en tipos característicos de recrystalización dinámica (Lazcano *et al.*, 2022, 2023a, 2023b), consideramos que dicha presión puede usarse como referencia para este depósito. De ello, por medio del uso de las isocoras correspondientes a los sistemas H<sub>2</sub>O-NaCl y H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> (Figura 7), resulta un rango de posibles temperaturas de atrapamiento entre ~400° y 530 °C.

Los datos aportados en este estudio sugieren que, en el noroeste de México, la formación de depósitos de oro sinorogénicos es un proceso continuo desde el Cretácico medio hasta el Eoceno, reforzando así la hipótesis propuesta por Lazcano *et al.* (2023b). Este proceso comenzó a los ~106 Ma en la parte central-este del BSP,

se trasladó hacia su extremo oriental durante el Cretácico superior y, finalmente, a partir del Cretácico superior tardío migró y se expandió por el noroeste de Sonora y la zona limítrofe del sur de Arizona y California (Figura 8). Bajo este esquema, la primera etapa corresponde al desarrollo del COOSP, mientras que la segunda y la tercera al del COOC. Adicionalmente, considerando que los orógenos asociados a ambos cinturones de oro forman parte del mismo escenario geodinámico (Fitz-Díaz *et al.*, 2018), se reincide en proponer que el COOSP y el COOC, junto con otros cinturones de oro potenciales ligados a la acreción del terreno compuesto Guerrero durante el Cretácico medio (~118–90 Ma; Martini *et al.*, 2023 ), podrían conformar una vasta provincia de oro orogénico a lo largo del margen pacífico de México (Lazcano *et al.*, 2023b).



**Figura 8** Mapa de la situación y edad de los depósitos de oro sinorogénicos en el noroeste de México, con la península de Baja California restituida a su posición aproximada pre-Mioceno (modificado a partir de Lazcano *et al.*, 2023b; consultar las referencias en ese trabajo). COOC = cinturón de oro orogénico de Caborca; COOSP = cinturón de oro orogénico de las Sierras Peninsulares. El sombreado degradado naranja representa la extensión estimada de ambos cinturones.

Finalmente, cabe destacar que la inclusión de la mineralización de oro de San Felipe dentro del COOC implicaría la ampliación de este cinturón hacia el suroeste. Por lo tanto, consideramos que la franja costera del Golfo en la parte norte de Baja California y, probablemente, su contraparte en Sonora — áreas de isla Tiburón-Bahía de Kino y Puerto Lobos, de acuerdo con la restitución de la península — son áreas prospectivas para depósitos de oro orogénico y potencialmente también para depósitos de oro relacionados con intrusivos.

## 6. Conclusiones

La mineralización aurífera en la localidad de San Felipe presenta características similares a los depósitos de oro clasificados como de tipo orogénico en las Sierras Peninsulares (cinturón de oro orogénico de las Sierras Peninsulares; COOSP) y en la franja que discurre entre el noroeste de Sonora y los extremos colindantes del sur de Arizona y California (cinturón de oro orogénico de Caborca; COOC), al oeste y este respectivamente del área de estudio.

La combinación de la edad de cristalización obtenida para un dique encajonante ( $94.0 \pm 0.8$  Ma, edad máxima) y la edad calculada mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en micas blancas hidrotermales ( $82.73 \pm 0.14$  Ma, edad mínima) en el prospecto La Felipeña establece que el evento de mineralización se produjo durante la transición entre las orogénias de las Sierras Peninsulares y la Larámide, a las que se asocian el COOSP ( $\sim 106\text{--}92$  Ma) y el COOC ( $\sim 77\text{--}36$  Ma), respectivamente. Ello es congruente con la ubicación del área de estudio en una región en la que se solapan el magmatismo y la deformación atribuidas a ambos eventos orogénicos.

Se concluye que la mineralización aurífera en San Felipe es una evidencia más de la expansión del COOC hasta el margen oriental del batolito de las Sierras Peninsulares y, especialmente, de la continuidad espacio-temporal de los dos cinturones de oro orogénico descritos en el noroeste de México.

## Contribuciones de los autores

Javier Lazcano: conceptualización, redacción del manuscrito original, diseño gráfico, trabajo de campo, interpretación; Antoni Camprubí: análisis de datos, redacción del manuscrito original, diseño gráfico, interpretación; Eduardo González-Partida: adquisición de datos, desarrollo metodológico/técnico, financiamiento; Alexander Iriondo: análisis de datos, desarrollo metodológico/técnico, redacción del manuscrito original, diseño gráfico; Daniel P. Miggins: adquisición de datos, desarrollo metodológico/técnico.

## Financiamiento

Esta investigación no recibió ninguna subvención de cualquier tipo de organismo público o privado. El único financiamiento provino de las asignaciones personales anuales que los investigadores de la UNAM recibieron de sus respectivas dependencias.

## Agradecimientos

Este artículo constituye una parte de la tesis doctoral del primer autor, quien se benefició de una beca otorgada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT). Agradecemos a Walter Reátegui, exalumno del CGEO-UNAM, por su valiosa ayuda en la separación de circones y su posterior caracterización mediante SEM-CL y a Carlos Ortega Obregón (LEI, CGEO-UNAM) por su asistencia en la calibración del equipo LA-ICP-MS, así como por la supervisión de los procedimientos de reducción de datos de U-Pb en circones. También expresamos nuestro agradecimiento a Juan T. Vázquez (CGEO-UNAM), quien colaboró en la elaboración de las láminas delgadas y gruesas que se utilizaron en este estudio. Extendemos nuestro agradecimiento a Aldo Izaguirre Pompa, Arturo J. Barrón Díaz y a un revisor anónimo por su contribución en la mejora de este manuscrito.

## Conflictos de interés

Los autores declaran que no tienen conflictos de interés conocidos que hayan podido influir en el presente estudio.

## Referencias

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D.M., 2012, Structural geology algorithms: Vectors and Tensors: Cambridge University Press, 289 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920202>
- Andersen, R. L., 1973, Geology of the Playa San Felipe Quadrangle, Baja California, Mexico: San Diego, California, EUA, San Diego State University, tesis de maestría, 214 p.
- Anderson, P.V., 1982, Pre-batholithic stratigraphy of the San Felipe area, Baja California, Mexico: San Diego, California, EUA, San Diego State University, Tesis de maestría, 100 p.
- Anderson, P.V., 1993, Prebatholithic stratigraphy of the San Felipe area, Baja California Norte, Mexico, in Gastil, R.G., Miller, R.H. (eds.), The pre-batholithic stratigraphy of peninsular California: Geological Society of America Special Paper 279, 1–10. <https://doi.org/10.1130/SPE279-p1>
- Axen, G.J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O.M., Rothstein, D.A., Fletcher, J.M., Farley, K., Abbott, P.L., 2000, Thermal evolution of Monte Blanco dome: Low-angle normal faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges: *Tectonics*, 19 (2), 197–212. <https://doi.org/10.1029/1999TC001123>
- Bakker, R.J., 1997, Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures: *Computers and Geosciences*, 23 (1), 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(96\)00073-8](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(96)00073-8)
- Bakker, R.J., 2018, AqSo\_NaCl: computer program to calculate p-T-V-x properties in the H<sub>2</sub>O-NaCl fluid system applied to fluid inclusion research and pore fluid calculation: *Computers and Geosciences*, 115, 122–133. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.03.003>
- Bakker, R.J., 2019, Package fluids. Part 5: The NaCl-H<sub>2</sub>O system in fluid inclusion research and applications of the software AqSo\_NaCl (Bakker, 2018): *Chemical Geology*, 525, 400–413. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.07.041>
- Barra, F., Valencia, V.A., 2014, Late Cretaceous porphyry copper mineralization in Sonora, Mexico: Implications for the evolution of the Southwest North America porphyry copper province: *Mineralium Deposita*, 49, 879–884. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0544-1>
- Barrón-Díaz, A.J., Paz-Moreno, F.A., Hagadorn, J.W., 2019, The Cerro Rajón Formation—a new lithostratigraphic unit proposed for a Cambrian (Terreneuvian) volcano-sedimentary succession from the Caborca region, northwest Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 197–210. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.003>
- Bethel-Thompson, C., Sainsbury, J., Ricketts, J.W., Girty, G.H., 2014, The Rattlesnake Valley and Oriflamme Canyon plutons: Key temporal markers in the Jurassic and Cretaceous development of the transition zone of the Peninsular Ranges batholith, in Morton, D.M., Miller, F.K. (eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir 211*, 609–623. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(18\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(18))
- Bierlein, F.P., Crowe, D.E., 2000, Phanerozoic orogenic lode gold deposits, in Hagemann, S.G., Brown, P.E. (eds.), *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, 13, 103–139. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.03>
- Bozzo, A.T., Chen, H.S., Kass, J.R., Bardhun, A.J., 1975, The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide: *Desalination*,

- 16 (3), 303–320. [https://doi.org/10.1016/S0011-9164\(00\)88004-2](https://doi.org/10.1016/S0011-9164(00)88004-2)
- Busby, C.J., 2023, Guerrero-Alisitos-Vizcaino superterrane of western Mexico and its ties to the Mexican continental margin (Gondwana and SW Laurentia), Laurentia, in Whitmeyer, S.J., Williams, M.L., Kellett, D.A., Tikoff, B. (eds.), *Turning Points in the Evolution of a Continent: Geological Society of America, Special Paper 220*. [https://doi.org/10.1130/2022.1220\(34\)](https://doi.org/10.1130/2022.1220(34))
- Busby, C., Smith, D., Morris, W., Fackler-Adams, B., 1998, Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins. *Mesozoic Baja California, Mexico: Geology*, 26(3), 227–230. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0227:emfcmf>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0227:emfcmf>2.3.co;2)
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: *Computers & Geosciences*, 51, 193–205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: *Geological Society of America, Bulletin* 123 (9-10), 1776–1797. <https://doi.org/10.1130/B30057.1>
- Chen, Y.J., Chen, H.Y., Zaw, K., Pirajno, F., Zhang, Z.J., 2007, Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: an overview: *Ore Geology Reviews*, 31 (1-4), 139–169. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.01.001>
- Clark, K.F., Foster, C.T., Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 533–544. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93%3C533:CMDASM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93%3C533:CMDASM%3E2.0.CO;2)
- Collins, P.L., 1979, Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity: *Economic Geology*, 74, 1435–1444. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.6.1435>
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature* 270, 403–406. <https://doi.org/10.1038/270403a0>
- Copeland, P., Currie, C.A., Lawton, T.F., Murphy, M.A., 2017, Location, location, location: The variable lifespan of the Laramide orogeny: *Geology*, 45(3), 223–226. <https://doi.org/10.1130/G38810.1>
- Damon, P.E., Shaffiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera, in Dickinson, W.R., Payne, W.D. (eds.), *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest* 14, 137–153.
- Diamond, L.W., 1994, Salinity of multivolatile fluid inclusions determined from gas – clathrate-hydrate stability: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 545–552. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90443-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90443-X)
- Duan, Z., Møller, N., Weare, J. H., 1992, An equation of state for the CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system: II. Mixtures from 50 to 1000°C and 0 to 1000 bar: *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 58 (1), 19-41. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90348-M](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90348-M)
- Duan Z., Møller N., Weare J.H., 1996, A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (7), 1209–1216. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00004-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00004-X)
- Engebretson, D.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin: *Geological Society of America Special Paper* 206, 59 pp. <https://doi.org/10.1130/SPE206-p1>
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics:

- Earth-Science Reviews, 183, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Fonseca-Martínez, A.B., 2019, Evolución de las rocas plutónicas del arco cordillerano y evaluación de la asimilación cortical de los magmas durante el Cretácico Tardío-Eoceno, NW de México: Juriquilla, Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 330 p.
- Gastil, R.G., Kimbrough, D.L., Kimbrough, J.M., Grove, M., Shimizu, M., 2014, The Sierra San Pedro Mártir zoned pluton, Baja California, Mexico, in Morton, D.M., Miller, F.K. (eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir 211, 739–758. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(24\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(24))
- George, P.G., Dokka, R.K., 1994, Major Late Cretaceous cooling events in the eastern Peninsular Ranges, California, and their implications for Cordilleran tectonics: Geological Society of America Bulletin, 106(7), 903–914. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106%3C0903:MLCCEI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106%3C0903:MLCCEI%3E2.3.CO;2)
- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Gosselin, P., 2005, Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (eds.), One Hundredth Anniversary Volume: Economic Geology, 407–450. <https://doi.org/10.5382/av100.14>
- Grove, M., Fletcher, J., Axen, G., Stockli, D.F., 2003a, U-Pb zircon crystallization ages for plutonic rocks within the Sierra el Mayor and Sierra Cucapá, northwestern Baja California, México (resumen), in Geological Society of America, Annual Meeting: Seattle, EUA, Geological Society of America, Abstracts with Programs, 35(6), p. 27.
- Grove, M., Lovera, O., Harrison, M., 2003b, Late Cretaceous cooling of the east-central Peninsular Ranges batholith (33°N): Relationship to La Posta pluton emplacement, Laramide shallow subduction, and forearc sedimentation, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A., (eds.), Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Geological Society of America, Special Paper 374, 355–379. <https://doi.org/10.1130/SPE374>
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F., 1998, Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: Ore Geology Reviews, 13(1-5), 7–27. [https://doi.org/10.1016/s0169-1368\(97\)00012-7](https://doi.org/10.1016/s0169-1368(97)00012-7)
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J., 2003, Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance: Economic Geology, 98(1), 1–29. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.1>
- Heyen, G., Ramboz, C., Dubessy, J., 1982, Simulation des équilibres de phases dans le système CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> en dessous de 50 °C et de 100 bar. Application aux inclusions fluides: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II, 294, 203–206.
- Hildebrand, R.S., Whalen, J.B., 2014, Arc and Slab-Failure Magmatism in Cordilleran Batholiths II – The Cretaceous Peninsular Ranges Batholith of Southern and Baja California: Geoscience Canada, 41(4), 399–458. <https://doi.org/10.12789/geocanj.2014.41.059>
- Hildebrand, R.S., Whalen, J.B., 2021, The mid-Cretaceous Peninsular Ranges orogeny: a new slant on Cordilleran tectonics? I: Mexico to Nevada: Canadian Journal of Earth Sciences, 58(8), 670–696. <https://doi.org/10.1139/cjes-2020-0154>
- Iriondo, A., Castañeda-Narváez, E., Miggins, D.P., Estrada-Carmona, J., 2023, Age similarities between Late Cretaceous granitoids in the Palm Springs-Mecca region (southern California) and the ones in coastal

- Sonora (NW Mexico): ties across the Gulf of California-San Andreas shear system, in Geological Society of America, Cordilleran Section - 119th Annual Meeting: Reno, EUA, Geological Society of America, Abstracts with Programs, 55, 4.
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Caballero-Martínez, J.A., Moreira-Rivera, F., Espinosa-Arámburu, E., 2012, Homogeneidad geoquímica de la alteración hidrotermal del cinturón de oro orogénico del NW de Sonora, México: Estudio de balance de masas en rocas encajonantes de la mineralización: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(1), 119–153. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2012v64n1a10>
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Kunk, M.J., McAleer, J.R., Caballero-Martínez, J.A., Espinosa-Arámburu, E., 2016, The Laramide Caborca orogenic gold belt of northwestern Sonora, México: White mica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology from Au-rich quartz veins: United States Geological Survey, Open-File Report 2016–1008, 30 p. <http://dx.doi.org/10.3133/ofr20161008>
- Izaguirre, A., Camprubí, A., Iriondo, A., 2017a, Mesozoic orogenic gold deposits in Mexico: *Ore Geology Reviews*, 81, 1172–1183. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.006>
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Kunk, M.J., McAleer, R.J., Atkinson, W.W., Martínez-Torres, L.M., 2017b, Tectonic framework for Late Cretaceous to Eocene quartz-gold vein mineralization from the Caborca orogenic gold belt in Northwestern Mexico: *Economic Geology*, 112 (6), 1509–1529. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4519>
- Johnson, S.E., Tate, M.C., Fanning, C.M., 1999, New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico; evidence for a suture?: *Geology*, 27(8), 743–746. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0743:ngmasu>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0743:ngmasu>2.3.co;2)
- Jones, B., 1966, General geology of San Felipe, Baja California: San Diego, California, EUA, San Diego State University, reporte senior, 27 p.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mahoney, J.B., Moore, T.E., Grove, M., Gastil, R.G., Ortega-Rivera, A., Fanning, C.M., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of Southern and Baja California: *Geology*, 29(6), 491–494. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0491:fbrtr>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0491:fbrtr>2.0.co;2)
- Krummenacher, D., Gastil, R.G., Bushee, J., Doupont, J., 1975, K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges batholith, southern California: *Geological Society of America Bulletin*, 86 (6), 760–768. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86%3C760:KAAPRB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86%3C760:KAAPRB%3E2.0.CO;2)
- Lazcano, J., Camprubí, A., González-Partida, E., Iriondo, A., Miggins, D.P., Ramírez-Salamanca, G.A., 2022, El Álamo district (Baja California, México): A hint of a new Cordilleran orogenic gold belt?: *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103797. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103797>
- Lazcano, J., Camprubí, A., González-Partida, E., Iriondo, A., Miggins, D.P., 2023a, The Peninsular Ranges orogenic gold belt: Supporting evidence from the San Pedro Mártir mining area (Baja California, Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104429. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104429>
- Lazcano, J., Camprubí, A., González-Partida, E., Iriondo, A., Miggins, D.P., 2023b, Orogenic gold belt overlap in the eastern Peninsular Ranges batholith: La Rumorosa mining area, Baja California, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104432. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104432>
- Ludwig, K.R., 2003, User's Manual for ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, Berkeley Geochronology Center, 4 (Special Publication), 74 p.

- Martini, M., Ferrari, L., Ortega-Rivera, A., 2023,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite geochronology of Arperos Basin inversion in Southern Mexico: new insights into cretaceous shortening initiation in southernmost North America: *International Geology Review*, 65 (19), 2901-2917. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2167128>
- May, D.J., 1989, Late Cretaceous intra-arc thrusting in southern California: *Tectonics*, 8(6), 1159–1173. <https://doi.org/10.1029/TC008i006p01159>
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous–early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113 (4), 521–531. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113%3C0521:DOLCET%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113%3C0521:DOLCET%3E2.0.CO;2)
- Miggins, D.P., Premo, W.R., Snee, L.W., Yeoman, R., Naeser, N.D., Naeser, C.W., Morton, D.M., 2014, Thermochronology of Cretaceous batholithic rocks in the northern Peninsular Ranges batholith, southern California: Implications for the Late Cretaceous tectonic evolution of southern California, in Morton, D.M., Miller, F.K. (eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir* 211, 199–261. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(06\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(06))
- Moniz, R.E., 2008, *Geochemistry and U/Pb Geochronology of the Eastern-most Peninsular Ranges Batholith of Southern California and Northern Baja California: San Diego, California, EUA, San Diego State University, Tesis de maestría*, 64 p.
- Ortega-Rivera, M.A., 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western México, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (eds.), *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper* 374, 297–335. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.297>
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3), Q0AA06. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011, Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26, 2508–2518. <https://doi.org/10.1039/C1JA10172B>
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012, VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247–270. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>
- Poulsen, K.H., Mortensen J.K., Walford, P.C., 2008, San Francisco gold deposit, Santa Ana region, Sonora, Mexico: Laramide orogenic, intrusion-related mineralization?, in Spencer, J.E., Titley S.R. (eds.), *Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits: Arizona Geological Society Digest*, 22, 547–559.
- Rothstein, D.A., 1997, *Metamorphism and denudation of the eastern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México: Los Angeles, California, EUA, University of California, Tesis doctoral*, 445 p.
- Schmidt, K.L., Paterson, S.R., 2002, A doubly-vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress?: *Tectonics*, 21(5), 14-1–14-19. <https://doi.org/10.1029/2001tc001353>
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Johnson, S.E., Paterson, S.R., 2002, Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges

- batholith, in Barth, A. (ed.), Contributions to Crustal Evolution of the Southwestern United States: Geological Society of America Special Paper 365, 49–71. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2365-5.49>
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Alsleben, H., Paterson, S.R., 2014, Mesozoic tectonic evolution of the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Long-lived history of a collisional segment in the Mesozoic Cordilleran arc, in Morton, D.M., Miller, F.K. (eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir 211, 645–668. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(20\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(20))
- Seiler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M.C., Gleadow, A.J.W., Kohn, B.P., 2010, Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?: Tectonophysics, 488(1-4), 87–109. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.026>
- Seiler, C., Fletcher, J.M., Kohn, B.P., Gleadow, A.J.W., Raza, A., 2011, Low-temperature thermochronology of northern Baja California, Mexico: Decoupled slip-exhumation gradients and delayed onset of oblique rifting across the Gulf of California: Tectonics, 30(3), TC3004. <https://doi.org/10.1029/2009TC002649>
- Servicio Geológico Mexicano, 1999, Carta geológico-minera San Felipe H11-3, 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.
- Sharp, R.V., 1979, Some characteristics of the eastern Peninsular Ranges mylonite zone, in Proceedings of Conference VIII, Analysis of actual fault zones in bedrock: Menlo Park, California, EUA, United States Geological Survey, Open File Report 79-1239, 258–267.
- Shaw, S.E., Todd, V.R., Kimbrough, D.L., Pearson, N.J., 2014, A west-to-east geologic transect across the Peninsular Ranges batholith, San Diego County, California: Zircon  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  evidence for the mixing of crustal- and mantle-derived magmas, and comparisons with the Sierra Nevada batholith, in Morton, D.M., Miller, F.K. (eds.), Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir 211, 499–536. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(15\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(15))
- Siem, M.E., 1992, The structure and petrology of Sierra El Mayor, northeastern Baja California, Mexico: San Diego, California, EUA, San Diego State University, Tesis de maestría, 244 p.
- Silver, L.T., Chappell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges batholith: An insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 79(2-3), 105–121. <https://doi.org/10.1017/s0263593300014152>
- Simpson, C., 1984, Borrego Springs–Santa Rosa mylonite zone: a late Cretaceous west-directed thrust in southern California: Geology, 12(1), 8–11. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12%3C8:BSRMZA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12%3C8:BSRMZA%3E2.0.CO;2)
- Siqueiros, N., Barrón-Díaz, A.J., Hagadorn, J.W., Paz-Moreno, F.A., 2022, Petrologic characterization of mafic schist protoliths, Baja California, México: testing hypothesized relationship to Cambrian volcanism of Sonora (resumen), in Geological Society of America, Joint 118th Annual Cordilleran/72nd Annual Rocky Mountain Section Meeting: Las Vegas, Nevada, EUA, Geological Society of America, Abstracts with Programs, 54 2). <https://doi.org/10.1130/abs/2022CD-374241>
- Staudé, J.M.G., Barton, M.D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico: Geological Society of America Bulletin, 133 (10), 1357–1374. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113%3C1357:JTHTMA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113%3C1357:JTHTMA%3E2.0.CO;2)

- Todd, V.R., Shaw, S.E., Hammarstrom, J.M., 2003, Cretaceous plutons of the Peninsular Ranges batholith, San Diego and westernmost Imperial Counties, California: Intrusion across a Late Jurassic continental margin, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A., (eds.), Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Geological Society of America, Special Paper 374, 185–235. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.185>
- Touret, J., Bottinga, Y., 1979, Équation d'état pour le CO<sub>2</sub>: Application aux inclusions carboniques: Bulletin de Minéralogie, 102, 577–583. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(16\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(16))
- Tulloch, A.J., Kimbrough, D.L., 2003. Paired plutonic belts in convergent margins and the development of high Sr/Y magmatism: Peninsular Ranges batholith of Baja-California and Median batholith of New Zealand, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (eds.), Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374, 275–295. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.275>
- Walawender, M.J., Gastil, R.G., Clinkenbeard, W.V., McCormick, W.V., Eastman, B.G., Wernicke, M.S., Wardlaw, M.S., Gunn, S.H., Smith, B.M., 1990, Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California, in Anderson, J.L. (ed.), The nature and origin of Cordilleran magmatism: Geological Society of America, Memoir 174, 1–18. <https://doi.org/10.1130/mem174-p1>
- Wenk, H.R., Johnson, L.R., Ratschbacher, L., 2000, Pseudotachylites in the eastern peninsular ranges of California: Tectonophysics, 321(2), 253–277. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00064-0)
- Wetmore, P.H., Herzig, C., Alsleben, H., Sutherland, M., Schmidt, K.L., Schultz, P.W., Paterson, S.R., 2003, Mesozoic tectonic evolution of the Peninsular Ranges of southern and Baja California, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (eds.), Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374, 93–116. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.93>
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995, Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses: Geostandards Newsletter 19(1), 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>