

GEOLOGÍA, MINERALIZACIÓN, ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y EDAD DEL YACIMIENTO DE ORO DE SAN FRANCISCO, SONORA—UN DEPÓSITO MESOTERMAL EN EL NOROESTE DE MÉXICO

Efrén Pérez-Segura¹,
Alain Cheilletz²,
Saúl Herrera-Urbina¹ y
Y.J. Hanes³

RESUMEN

El yacimiento de oro de San Francisco se sitúa a 145 km al norte de Hermosillo, Sonora. Su geología consiste en un complejo metamórfico-ígneo precámbrico, una secuencia metavulcanosedimentaria jurásica y pequeñas intrusiones terciarias. La mineralización se aloja en un granito leucocrático deformado, alterado hidrotermalmente durante el Terciario.

La mineralización consiste en vetas de cuarzo-turmalina, las cuales tienen cuarzo lechoso con chorlita-dravita y, en menor proporción, albita, sericita (fengita), clorita (ripidiolita-brunsvigita) y calcita. La paragénesis metálica es de Au-Te y valores anómalos de Pb, Mo, Bi y W, expresada mineralógicamente como oro, petzita, hessita, silvanita, calaverita, telurio nativo, altaíta, San Francisco 1 (TeAg_2S_3) y San Francisco 2 ($\text{Te}_5[\text{Pb,Bi}]$). Por otra parte, existe una alteración hidrotermal previa a la mineralización, que consiste en sericitización y propilitización controladas por la composición original de la roca. La sericita es fengita con una evolución originada durante el hidrotermalismo, expresada por incremento en la fengitización y decremento en la sustitución paragonítica.

Las inclusiones fluidas en cuarzo de veta muestran ser de dos tipos: primarias con $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, muy puras, con temperaturas de homogeneización de 260–300°C; y secundarias con H_2O , cuyas temperaturas de homogeneización son de 150–180°C y de fusión del hielo de -7°C. La mineralización parece relacionarse con la segunda etapa. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indican más de 911 Ma para la anfibolita, 41 Ma para la sericita hidrotermal y 27 Ma para la biotita de lamprófito postmineral. El granito leucocrático y la mineralización podrían tener un origen común, probablemente en la parte inferior de la corteza. San Francisco es un depósito mesotermal, formado durante el pasaje de un sistema compresivo a uno distensivo, precursor del *Basin and Range* en el noroeste de México.

Palabras clave: San Francisco, oro, telururos, inclusiones fluidas, edades, depósitos mesotermales.

ABSTRACT

The San Francisco gold deposit is located 145 km north of Hermosillo, Sonora. Its geology includes a Precambrian metamorphic-igneous complex, a Jurassic meta-volcanosedimentary sequence and small bodies of Tertiary intrusions. The mineralization is hosted in a leucocratic deformed granite affected by Tertiary hydrothermal alteration.

The mineralization is in quartz-tourmaline veins with milky quartz, schorl-dravite, and lesser albite, sericite (phengite), chlorite (ripidiolite-brunsvigite) and calcite. The metallic paragenesis consists of Au-Te minerals with anomalous content of Pb, Mo, Bi and W. The minerals are gold, petzite, hessite, sylvanite, calaverite, native tellurium, altaite, San Francisco 1 (TeAg_2S_3) and San Francisco 2 ($\text{Te}_5[\text{Pb,Bi}]$). A hydrothermal alteration stage precludes the mineralization and consists of sericitization and propylitization controlled by the original composition of rocks. The sericite is phengite corresponding to a single hydrothermal event, which evolves in phengitization grade with time, but decreases in paragonitic substitution degree.

Fluid inclusions in quartz of veins are of two types: primary inclusions containing $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, lacking other impurities, with homogeneization temperatures at 260–300°C, and secondary inclusions with H_2O , homogeneization temperatures at 150–180°C and minimal melting point of ice at -7°C. The mineralization is apparently related to the second stage. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicate an age older than 911 Ma for amphibolite, 41 Ma for hydrothermal sericite and 27 Ma for biotite of postmineral lamprophyres. The leucocratic granite and gold mineralization could have a common origin, probably in the lower part of the crust. San Francisco is a mesothermal deposit, formed in the transition from a compressive to a distentional regime, which precludes the Basin and Range in northwest Mexico.

Key words: San Francisco, gold, telurides, fluid inclusions, ages, mesothermal deposits.

INTRODUCCIÓN

GENERALIDADES

Sonora es el primer productor de minerales en México, con casi el 25% del total de la producción minera. Cobre, molibdeno, tungsteno, grafito y barita representan la parte más

¹Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 83000 Hermosillo, Sonora, México.

²Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, BP. 19, Vandoeuvre-les-Nancy, France.

³Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston, Canada K7L 3N6.

sustancial de la producción. Los tipos de yacimientos minerales más importantes son pórfidos cupríferos, *skarns* y depósitos epitermales (Pérez-Segura y Echávarri, 1981; Pérez-Segura, 1985). Durante los últimos años, se ha llevado a cabo una intensa campaña de exploración en Sonora, lo que originó el descubrimiento y explotación de yacimientos de oro tipo Carlin, en la región de Cucurpe-Cananea (Mendoza *et al.*, 1993) y concentraciones de oro en granitos en La Choya, cerca de Sonoyta. Otras compañías mineras han explorado con éxito concentraciones epitermales en la Sierra Madre Occidental, como son los domos riolíticos auríferos en el distrito de Mulas (Gamiño-Ochoa e Islas-Falce, 1986). Por otra parte, algunos autores han mencionado la presencia importante de oro en la provincia del desierto de Sonora, en un cinturón estructural entre Santa Ana y Sonoyta (Pérez-Segura, 1989; Silberman *et al.*, 1988; Albinson, 1989).

El propósito fundamental de este estudio es describir el yacimiento de oro de San Francisco, situado 145 km al norte de Hermosillo, dentro del cinturón antes mencionado (Figura 1), también llamado Complejo Estructural El Batamote por Jacques-Ayala (1993). Se compara además la mineralización con otros tipos de depósitos de oro y se plantea una hipótesis sobre el origen de la misma.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El cinturón de Santa Ana-Sonoyta comprende, entre otros yacimientos, los de San Francisco, El Tiro, Tajitos, El Antimonio, Campo Juárez, La Choya, Quitovac y La Herradura. Todas estas concentraciones están localizadas a lo largo del *Mojave-Sonora Megashear* (Anderson y Silver, 1979), sobre cuya traza, en los Estados Unidos de América, están ubicados también yacimientos como Mesquite, Picacho y Cargo Muchacho. Sobre el terreno, según observaciones de los autores, el *Mojave-Sonora Megashear* no se representa como una falla individual, sino como un cinturón de rocas con diferente grado de deformación y metamorfismo, expresado en láminas tectónicas imbricadas. Las rocas envueltas en la deformación son principalmente precámbricas y jurásicas (Anderson y Silver, 1978, 1979; Corona, 1979, 1980; Morales-Montaño, 1984). La deformación y el metamorfismo son tema de controversia; para algunos autores, son producto de la orogenia Nevádica (Rangin, 1986; Radelli y Calmus, 1988; Herrera-Urbina y Pérez-Segura, 1990); para otros son producto de la orogenia Larámide (Hayama *et al.*, 1984, De Jong y Jacques-Ayala, 1986; De Jong *et al.*, 1988; Jacques-Ayala, 1993). Edades precámbricas y mesozoicas han sido propuestas para algunas de las mineralizaciones (Pérez-Segura, 1985; Albinson, 1989; Caudillo-Sosa y Oviedo-Lucero, 1990). En el suroeste de los Estados Unidos, se ha demostrado una tectónica compresiva con metamorfismo y magmatismo asociado de edad laramídica (Haxel *et al.*, 1984), mientras que algunos yacimientos en *detachment fault* en el bloque Mojave son de edad terciaria (Wilkins, 1984).

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE SAN FRANCISCO

GEOLOGÍA DEL ÁREA

En el área (Figura 2) están expuestas rocas metamórficas de grado medio a alto de los grupos Santa Ana y Coyotillo, asignadas al Precámbrico por Salas (1968), pero interpretadas como del Jurásico por Morales-Montaño (1984). En la sierra de La Jojoba, al norte de Santa Ana, estas rocas están cubiertas por una secuencia sedimentaria del Albiano-Cenomaniano metamorfizada (Morales-Montaño, *op. cit.*).

El área de San Francisco, entre los cerros Barajita y Gauna, fue cartografiada y descrita en detalle por Herrera-Urbina y Pérez-Segura (1990). El yacimiento de oro de San Francisco se aloja en un granito deformado, que a su vez se introduce en el complejo ígneo-metamórfico llamado Unidad San Francisco por Herrera-Urbina y Pérez-Segura (*op. cit.*). Hacia el sur, en el Cerro Barajita, la Unidad San Francisco está en contacto estructural con una serie vulcanosedimentaria afectada por metamorfismo epizonal y llamada Grupo Coyotillo por los mismos autores.

La Unidad San Francisco consiste en una secuencia monótona de gneises cuarzofeldespáticos, gneises bandeados, pseudoaugengneises, augengneises, pegmatitas, gneises anfibolíticos, esquistos verdes, anfibolitas y lentes de mármol. Las asociaciones minerales indican que esta secuencia pertenece, al menos, a la facies de anfibolita y todas las rocas están afectadas por un amplio hidrotermalismo. La edad de las rocas es muy discutida (Salas, 1968; Morales-Montaño, 1984), pero por su similitud con rocas fechadas del Precámbrico en Caborca (Damon *et al.*, 1962; Anderson y Silver, 1979) y por datos que se consignan en este mismo artículo, es indudable una edad al menos proterozoica.

El Grupo Coyotillo está bien expuesto en el Cerro Barajita e incluye metaconglomerados, metareniscas, cuarcitas, filitas, metatobas y lentes esporádicos de mármol. La edad de esta secuencia es, probablemente, del Jurásico Temprano-Medio, similar a la de otras secuencias en la región asignadas a esa edad (Anderson y Silver, 1978; Hardy, 1981; Corona, 1979; Abbot y Smith, 1989). El conjunto precámbrico de la Unidad San Francisco cabalga las rocas jurásicas del Grupo Coyotillo hacia el suroeste, poniéndose en contacto por una zona de escamas de filitas y gneises cataclásticos. Las rocas sufren la intrusión de cuerpos pequeños de granito y diques de andesita y lamprófidio.

Desde el punto de vista estructural, la Unidad San Francisco muestra un transporte tectónico del NE al SW. Todas las rocas tienen una estructura general marcada por una foliación bien desarrollada que varía de N30°W con inclinación de 10–30°N en la parte septentrional del área, a N70°W, inclinada 60–70° al N en la mitad meridional. La foliación ha sido afectada por pliegues abiertos métricos a decamétricos con planos axiales verticales. La edad de la deformación es controvertida; nuestras relaciones de campo sugieren que los cabal-

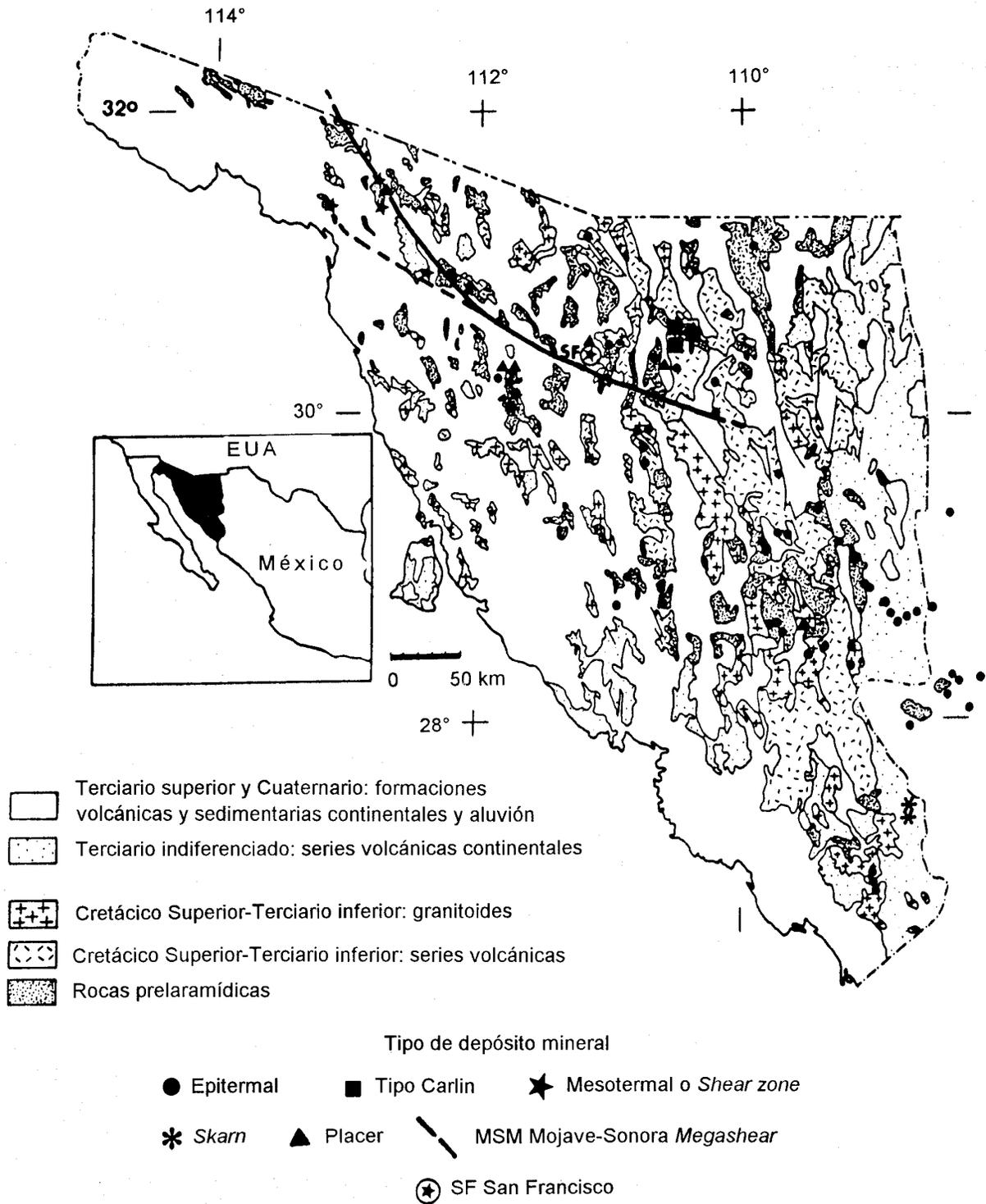


Figura 1. Localización del depósito de San Francisco (SF) y yacimientos seleccionados de oro-plata en Sonora, México.

gamientos sean nevádicos, pero en esa misma región se encuentra la falla de cabalgadura llamada Cerro Prieto, considerada como laramídica por Jacques-Ayala (1993).

LAS ROCAS EN LA ZONA DEL DEPÓSITO

Se describe las rocas en esta zona en relación con una

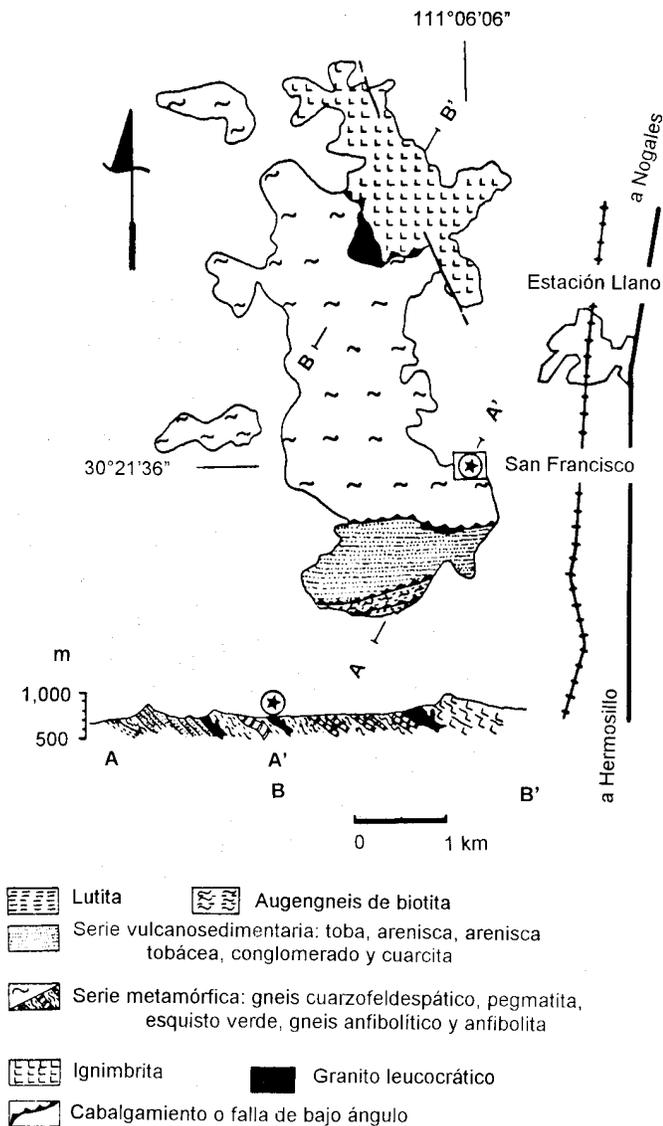


Figura 2. Mapa geológico simplificado del área de San Francisco.

intrusión más o menos tabular de granito leucocrático, que es la roca que contiene la mineralización. Se trata de gneises bandeados en el techo del granito y de esquistos y anfibolitas en el piso.

Gneises bandeados

Consisten de bandas, que varían en tamaño de centimétricas a milimétricas, de tono gris verdoso, que alternan con otras verde oscuro. Representan franjas de diferente composición. Las bandas gris verdoso tienen textura glomeroporfidoblástica a cataclástica; constan de cuarzo (<80%) ± plagioclasa + sericita (40%) y trazas de biotita, zircón y pirita. El cuarzo está deformado, la plagioclasa alterada a sericita y esta última también se orienta con la foliación.

Las bandas verde oscuro constan de un intercrecimiento de cuarzo + sericita + clorita ± biotita ± minerales opacos. Cuarzo y sericita son los minerales dominantes haciendo hasta

el 70% modal de la roca. Los minerales opacos son magnetita o pirrotita y pirita relacionada a sericita.

Esquistos y anfibolitas

Están en el piso del granito. En la zona de la mina, el esquisto es un xenolito lenticular en el propio granito. Los esquistos son verde claro, con foliación muy bien desarrollada; bajo el microscopio muestran textura de lepidoblástica a granolepidoblástica; están compuestos por cuarzo + calcita + sericita + clorita ± plagioclasa ± biotita ± minerales opacos. El cuarzo es lechoso, en lentes con extinción ondulante; la clorita y la sericita resaltan la esquistosidad, pero también hay tabletas de sericita que crecen sobre la esquistosidad. Los minerales opacos son de magnetita-hematita y de pirita diseminada.

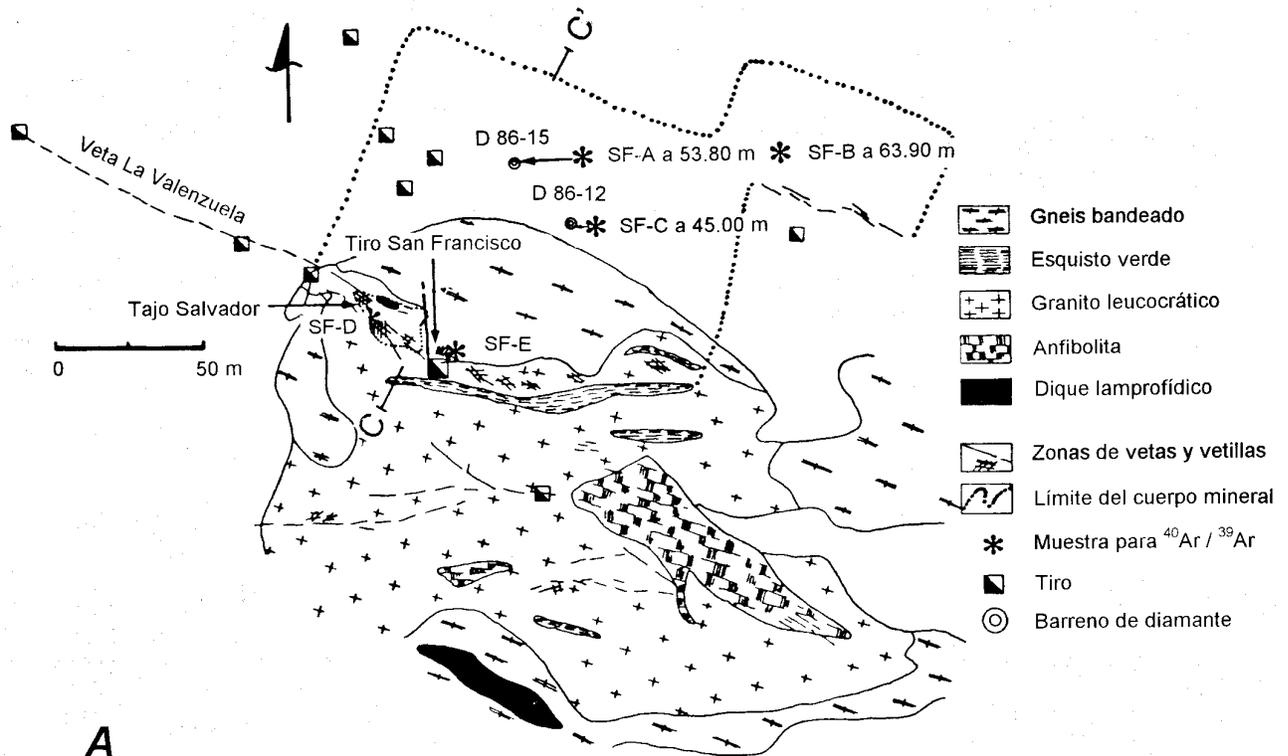
Las anfibolitas son de color negro, granudas y con mala foliación. En sección delgada muestran textura cristaloblástica con una mineralogía de plagioclasa + anfíboles + biotita + magnetita + clorita ± cuarzo ± epidota ± calcita ± apatita esfena ± rutilo. Del conjunto anterior, sólo plagioclasa y hornblenda pueden considerarse como minerales primarios; las paragénesis han sido estudiadas con detalle en otro artículo (Herrera-Urbina y Pérez-Segura, 1990). La plagioclasa (25–40%) muestra frecuentemente alteración de moderada a fuerte a epidota (pistachita). El anfíbol es hornblenda que puede estar transformada a actinolita, biotita y clorita. La biotita tiene inclusiones abundantes de rutilo; se asocia al cuarzo secundario sobre planos de foliación.

El granito leucocrático

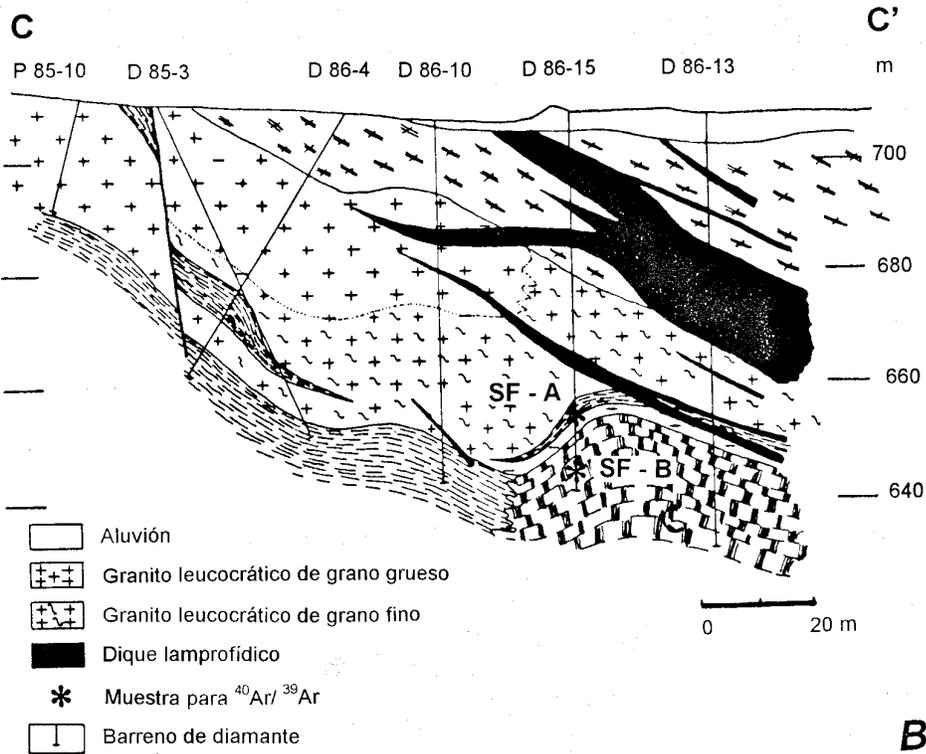
Esta roca se presenta como intrusión en las descritas anteriormente (Figura 3). Tiene forma de un cuerpo estratoide con un espesor decamétrico. Se introdujo según zonas de debilidad siguiendo la dirección estructural principal WNW-ESE. Desde el punto de vista económico, esta roca es importante porque el yacimiento se asocia espacialmente a ella.

Tiene variaciones texturales; en zonas es masiva, cristalina con evidencias de cataclisis; en otras, es de grano más fino, con deformación dúctil y semeja una aplita deformada. Vista bajo el microscopio (Figura 4), la roca se compone globalmente de cuarzo (30%) y feldespatos (15–60%), sericita (15–40%) y trazas de biotita, clorita, calcita y pirita. Los análisis geoquímicos de esta roca (Tabla 1) evidencian también la alteración hidrotermal que ha sufrido la roca, incluyendo contenidos anómalos de Au y Te, entre otros.

El cuarzo es de dos tipos, uno grueso (1–2 mm) en aglomerados con bordes suturados entre los granos, y otro pequeño (0.1–0.2 mm) automorfo y cristaloblástico, producto de recristalización del cuarzo deformado. La plagioclasa es también de dos tipos: uno en cristales mayores (0.5–1 mm) con maclado polisintético, deformados o quebrados y alterados a sericita hasta en un 50%; el otro en cristales pequeños (<0.8 mm) no deformados, los cuales se desarrollan también en las



A



B

Figura 3. Mapa geológico y sección generalizada de la zona mineralizada de San Francisco.

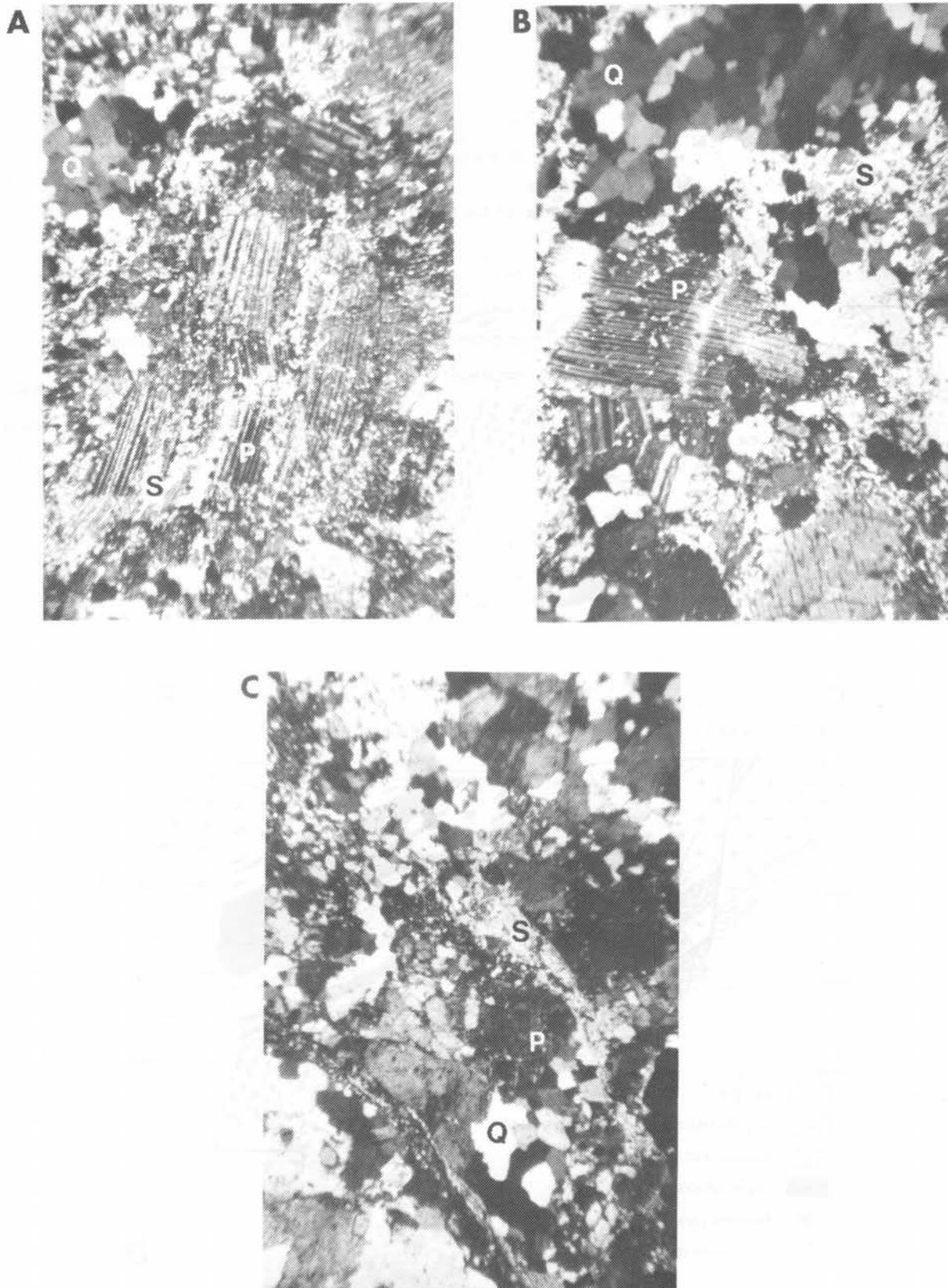


Figura 4. A, B, C. Granito leucocrático deformado. Q: cuarzo; P: plagioclasa; S: sericita; P: pirita.

Tabla 1. Composición química del granito leucocrático alterado (óxidos en % y elementos traza en ppm).

| | 86-4 | 86-4 | 86-4 | 86-4 | 86-4 | 86-10 | 86-10 | 86-10 | 86-10 | 86-10 | 86-15 | 86-15 | 86-7 | 86-7 | 86-7 | 86-12 | 86-8 | 86-15 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 13.50 | 21.80B | 26.40 | 29.75 | 35.10B | 14.30 | 17.90 | 34.70B | 45.65 | 52.75 | 41.50 | 31.0 | 56.0 | 21.35 | 25.50 | 30.60 | 29.55 | 40.90 |
| SiO ₂ | 67.83 | 70.82 | 72.78 | 73.30 | 73.79 | 70.97 | 68.62 | 73.47 | 78.36 | 72.22 | 72.81 | 73.04 | 71.80 | 80.91 | 71.93 | 74.24 | 76.11 | 81.19 |
| Al ₂ O ₃ | 16.20 | 16.19 | 13.22 | 14.11 | 13.87 | 15.74 | 14.81 | 14.35 | 12.21 | 13.72 | 14.25 | 14.86 | 13.95 | 10.90 | 13.85 | 1.077 | 12.06 | 7.86 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.24 | 2.41 | 1.89 | 1.79 | 1.18 | 1.60 | 3.71 | 1.98 | 1.71 | 2.08 | 1.82 | 2.62 | 2.24 | 0.79 | 2.07 | 2.46 | 3.17 | 1.13 |
| MnO | 0.041 | 0.048 | 0.031 | 0.042 | 0.023 | 0.026 | 0.035 | 0.030 | 0.022 | 0.045 | 0.046 | 0.033 | 0.028 | 0.024 | 0.036 | 0.080 | 0.029 | 0.038 |
| MgO | 1.17 | 0.55 | 0.46 | 0.36 | 0.12 | 0.54 | 1.78 | 0.38 | 0.24 | 0.36 | 0.47 | 0.33 | 0.44 | 0.09 | 0.41 | 0.80 | 0.81 | 0.28 |
| CaO | 1.73 | 0.24 | 1.83 | 1.51 | 2.49 | 0.92 | 1.37 | 0.99 | 0.18 | 1.78 | 1.57 | 0.41 | 1.55 | 0.30 | 2.23 | 3.53 | 1.05 | 2.60 |
| Na ₂ O | 6.28 | 3.78 | 5.86 | 5.58 | 4.41 | 7.01 | 4.81 | 5.98 | 4.12 | 6.32 | 5.69 | 4.77 | 4.65 | 6.12 | 4.53 | 2.16 | 2.61 | 3.09 |
| K ₂ O | 2.23 | 3.63 | 1.49 | 1.84 | 1.83 | 1.90 | 2.35 | 1.74 | 2.38 | 2.22 | 1.75 | 2.59 | 3.92 | 0.87 | 2.39 | 2.07 | 2.52 | 1.53 |
| TiO ₂ | 0.322 | 0.111 | 0.175 | 0.220 | 0.188 | 0.220 | 0.578 | 0.195 | 0.185 | 0.178 | 0.195 | 0.197 | 0.218 | 0.130 | 0.206 | 0.152 | 0.155 | 0.109 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.09 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.05 | 0.18 | 0.07 | 0.07 | 0.05 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.05 |
| H ₂ O | 0.18 | 0.12 | 0.08 | 0.08 | 0.16 | 0.08 | 0.16 | 0.10 | 0.04 | 0.12 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.12 | 0.08 | 0.20 | 0.16 | 0.10 |
| H ₂ O ⁺ | 2.48 | 2.16 | 2.32 | 1.96 | 2.70 | 1.60 | 2.38 | 1.70 | 1.26 | 1.88 | 1.96 | 1.76 | 1.82 | 0.44 | 2.34 | 3.70 | 1.88 | 2.54 |
| Total | 100.78 | 100.10 | 100.19 | 100.85 | 100.79 | 100.66 | 100.78 | 100.99 | 100.78 | 100.98 | 100.66 | 100.75 | 100.74 | 100.76 | 100.14 | 100.22 | 100.62 | 100.48 |
| Ni | 13.8 | 7.3 | 7.3 | 4.3 | 3.5 | 7.2 | 12.3 | 4.4 | 4.8 | 3.3 | 6.3 | 4.5 | 4.0 | 4.7 | 4.9 | 16.7 | 5.8 | 6.6 |
| Cu | <2.0 | 49.4 | 62.3 | <2.0 | <2.0 | <2.0 | <2.0 | <2.0 | 6.8 | <2.0 | 24.8 | <2.0 | <2.0 | <2.0 | 23.5 | <2.0 | <2.0 | <2.0 |
| Zn | 39.8 | 15.2 | 27.5 | 30.1 | 8.5 | 21.5 | 51.3 | 19.3 | 15.9 | 34.0 | 28.1 | 14.8 | 24.0 | 10.1 | 21.0 | 35.5 | 29.8 | 19.1 |
| Ga | 15.7 | 22.2 | 12.9 | 16.9 | 12.3 | 14.6 | 17.1 | 13.4 | 12.4 | 13.5 | 15.1 | 17.5 | 14.8 | 6.3 | 15.5 | 12.8 | 14.0 | 11.4 |
| Rb | 86.0 | 106.4 | 49.0 | 58.8 | 57.7 | 65.7 | 89.3 | 57.0 | 76.1 | 55.6 | 58.6 | 87.5 | 90.2 | 27.8 | 84.3 | 58.4 | 80.6 | 50.8 |
| Sr | 221.9 | 80.9 | 128.4 | 197.5 | 191.8 | 153.6 | 189.6 | 152.3 | 65.0 | 159.5 | 194.3 | 73.5 | 195.6 | 101.6 | 113.5 | 134.5 | 119.1 | 47.9 |
| Y | 2.8 | 43.5 | 9.0 | 10.0 | 14.1 | 4.0 | 29.1 | 13.4 | 8.8 | 13.6 | 10.6 | 12.6 | 13.3 | 9.3 | 12.5 | 8.1 | 10.1 | 7.3 |
| Zr | 154.2 | 142.7 | 100.9 | 110.1 | 132.5 | 77.3 | 170.6 | 118.5 | 123.0 | 96.5 | 102.9 | 128.4 | 104.0 | 85.2 | 100.2 | 92.1 | 88.1 | 65.7 |
| Nb | 7.8 | 4.3 | 9.2 | 8.9 | 7.8 | 5.8 | 19.4 | 7.9 | 7.0 | 7.1 | 8.3 | 7.8 | 7.9 | 5.6 | 8.5 | 6.2 | 4.4 | 5.1 |
| Hf | <3.0 | <3.0 | 3.8 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | 3.7 | 4.4 | 3.3 | 3.9 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | 4.3 | <3.0 | 3.5 | <3.0 | <3.0 |
| W | <3.0 | 16.1 | 5.1 | <3.0 | 3.1 | 7.7 | 8.1 | 19.6 | 9.2 | <3.0 | <3.0 | 7.6 | <3.0 | 81.4 | <3.0 | 15.0 | 4.1 | 7.4 |
| Pb | 10.7 | 130.5 | 65.2 | 249.7 | 13.4 | 7.3 | 12.3 | 12.1 | 23.7 | 22.7 | 31.2 | 78.9 | 15.4 | 10.9 | 9.8 | 119.2 | 19.8 | 298.9 |
| Th | <3.0 | 40.2 | 11.7 | 7.2 | 10.3 | <3.0 | 9.9 | 14.1 | 17.5 | 7.2 | 12.6 | 14.7 | 11.4 | 4.3 | 5.6 | 8.6 | 7.0 | 5.7 |
| U | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | 3.0 | <3.0 |
| Sn | 5.8 | 7.0 | <3.0 | 4.1 | 4.3 | 3.4 | 5.2 | <3.0 | 4.1 | 7.0 | 3.2 | 6.1 | 6.4 | <3.0 | 6.0 | 4.7 | <3.0 | 4.4 |
| Cs | <5.0 | 14.4 | 9.1 | 6.4 | 7.7 | 7.0 | 9.2 | 7.1 | 25.7 | <5.0 | 10.5 | <5.0 | 8.6 | 8.9 | 8.1 | 9.1 | 16.3 | 10.9 |
| Ba | 852.3 | 826.1 | 375.7 | 490.8 | 299.6 | 421.9 | 429.4 | 393.4 | 472.0 | 557.2 | 494.9 | 739.8 | 881.5 | 184.9 | 689.6 | 545.3 | 384.8 | 339.8 |
| La | 16.4 | 60.1 | 40.4 | 35.7 | 35.6 | 20.7 | 42.4 | 34.0 | 33.2 | 36.1 | 53.2 | 33.8 | 33.9 | 26.6 | 27.9 | 33.2 | 33.6 | 29.8 |
| Ce | 28.3 | 95.2 | 59.8 | 50.5 | 58.3 | 29.5 | 79.2 | 56.3 | 54.4 | 50.2 | 87.5 | 54.0 | 49.8 | 39.9 | 52.9 | 49.4 | 51.7 | 46.7 |
| Au | <0.002 | 7.6 | 0.026 | 0.034 | 1.3 | 0.042 | 0.005 | 2.1 | >10 | 0.022 | 0.022 | 0.050 | 0.003 | NA | NA | NA | NA | 0.015 |
| Te | <1 | 9 | <1 | <1 | 1 | <1 | <1 | 3 | 42 | <1 | <1 | 1 | <1 | NA | NA | NA | NA | <1 |

paredes de las vetillas de cuarzo. Este segundo tipo es de origen hidrotermal, pero ambos tipos de plagioclasa tienen composición albitica (8% An) según análisis con la microsonda electrónica. La sericita es producto de alteración hidrotermal, se deriva de plagioclasa desarrollándose sobre planos de fractura, de crucero o de microvetillas. En los bordes de vetillas de cuarzo, la sericita puede alcanzar cristalización gruesa (0.5–0.1 mm); a menudo, está deformada junto con los cruceros de las plagioclasas. La composición cristalocímica de diferentes tipos de sericita se analiza en otra sección de este artículo.

Lamprófidos

Son diques melanócratas, de espesores que varían de metros a decímetros, orientados WNW-ESE, que atraviesan

las rocas previamente descritas. Algunos de ellos son ricos en hornblenda y otros en biotita. Contienen plagioclasas + hornblenda o biotita como minerales primarios y una paragénesis muy tardía con rutilo ± esfena ± calcita ± minerales opacos. La Tabla 2 muestra análisis geoquímicos seleccionados de estas rocas, que indican un enriquecimiento en los elementos Mg, K, Cr, Sr, Rb y Ba, como son los típicos lamprófidos.

EL YACIMIENTO DE SAN FRANCISCO

CARACTERÍSTICAS GENERALES

La existencia de vetas y placeres de oro en San Francisco se conoce desde hace muchos años (Flores, 1930). La antigua mina San Francisco o La Valenzuela corresponde a una veta

Tabla 2. Composición de diques de lamprórido (óxidos en % y elementos traza en ppm).

| | 88-01 | 88-25 | 88-50 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 51.26 | 50.72 | 52.25 |
| Al ₂ O ₃ | 15.73 | 15.48 | 15.47 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.43 | 7.18 | 6.90 |
| MnO | 0.138 | 0.103 | 0.100 |
| MgO | 7.31 | 7.54 | 7.68 |
| CaO | 8.86 | 6.39 | 5.29 |
| Na ₂ O | 3.43 | 3.74 | 4.72 |
| K ₂ O | 2.95 | 3.54 | 3.72 |
| TiO ₂ | 0.889 | 0.915 | 0.887 |
| P ₂ O ₅ | 0.39 | 0.51 | 0.39 |
| H ₂ O | 0.32 | 0.22 | 0.12 |
| H ₂ O ⁺ | 0.22 | 3.92 | 2.54 |
| Total | 98.93 | 100.26 | 100.07 |
| Ni | 158.2 | 176.6 | 197.2 |
| Cu | 42.8 | 33.8 | 36.0 |
| Zn | 77.4 | 77.5 | 78.9 |
| Ga | 16.5 | 15.2 | 16.2 |
| Rb | 92.9 | 88.9 | 86.8 |
| Sr | 685.5 | 715.7 | 862.4 |
| Y | 15.1 | 17.5 | 16.0 |
| Zr | 174.9 | 238.8 | 200.6 |
| Nb | 8.0 | 7.7 | 6.5 |
| Hf | <3.0 | <3.0 | <3.0 |
| W | <3.0 | <3.0 | <3.0 |
| Pb | 16.4 | 9.1 | 11.1 |
| Th | 4.3 | 3.2 | 8.1 |
| U | <3.0 | <3.0 | <3.0 |
| Sn | <3.0 | <3.0 | <3.0 |
| Cs | <5.0 | <5.0 | <5.0 |
| Ba | 1,173.8 | 1,305.8 | 1,005.3 |
| La | 11.5 | 24.3 | 24.7 |
| Ce | 64.4 | 87.7 | 83.8 |

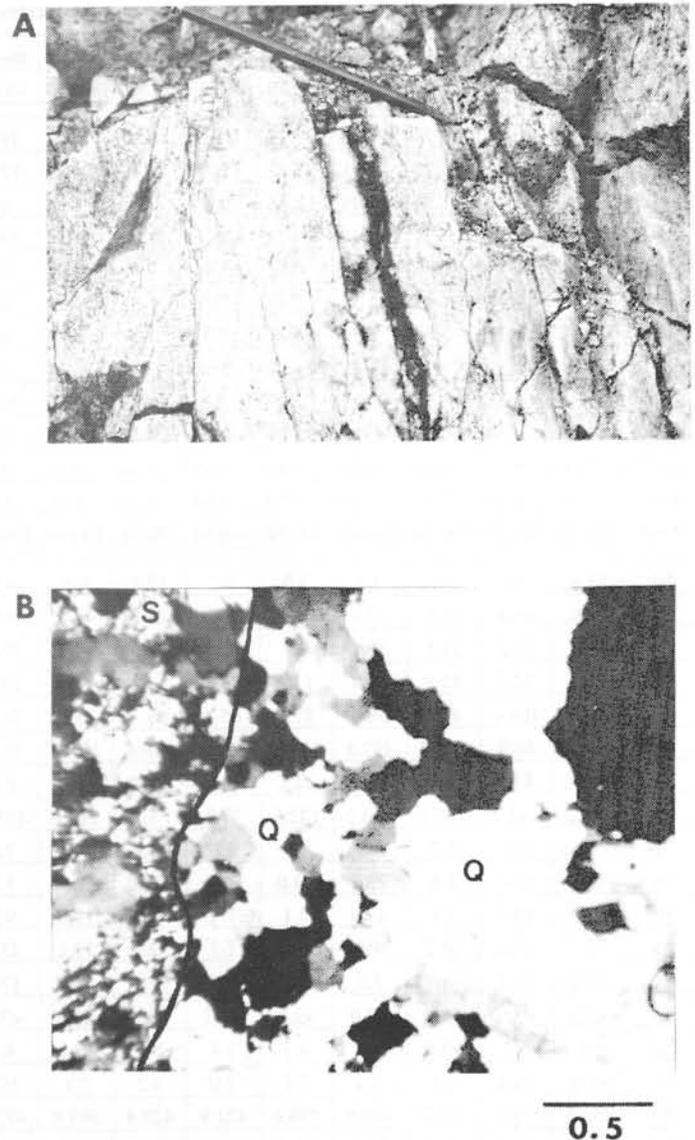


Figura 5. A, Vetas de cuarzo-turmalina en el Tajo Salvador. B, Vetilla de cuarzo-turmalina en lámina delgada. Relaciones entre cuarzo deformado y cuarzo cristaloblástico en contacto con la roca encajonante.

de cuarzo-turmalina de 200 m de longitud y 1.5 m de espesor (Figura 3). La veta tiene un rumbo general N60–70°E e inclinación de 70–85° N, con la misma dirección de la foliación, pero cortando a ésta. La veta principal está en el contacto de los gneises bandeados y el granito leucocrático, pero hacia el este de la mina (Tajo Salvador), la mineralización deviene en una red de vetas y vetillas centimétricas dentro del granito (Figura 5, a). En esta última zona una compañía minera calculó 4.28 millones de toneladas de mineral de mena con 1.76 g/ton Au (Luna y Gastéllum, 1992). En la Tabla 3 se indica los datos seleccionados para la composición química global de las vetas y vetillas.

En muestra de mano, la mineralización se presenta en vetas y vetillas de cuarzo, cuarzo-turmalina y turmalina sola. A menudo, las vetas tienen estructura interna de brechas hidrotermales con fragmentos de granito sericitizado, coronados por

una aureola de albita superpuesta; la matriz contiene abundante turmalina flotando en una matriz de cuarzo y albita, con trazas de sericita y clorita intersticial (Figura 6). En las paredes de las vetas hay trazas de pirita diseminada. En lámina delgada el cuarzo de veta se presenta en dos tipos: uno en placas gruesas, deformado, constituyendo la mayor parte de la veta; y otro de grano más fino, automorfo, en los contactos con la roca y entre las propias placas de cuarzo primario, el cual es resultado de un sistema de deformación-recristalización (Figura 5, b). La turmalina también está deformada parcialmente. Datos de este mineral analizado en la microsonda electrónica (Tabla 4) indican que se trata de chorlita ($Fe_x > 0.60$ y 0.86% de TiO_2) y dravita (Fe_x cercano a 0.50 y sin TiO_2). Ambos tipos están en la matriz de brechas, pero la dravita hacia los fragmentos de granito metasomatizado y la chorlita hacia el centro de la matriz; la primera se relaciona con clorita de polarización parda.

Tabla 3. Análisis químicos seleccionados de la composición global de algunas vetas y vetillas mineralizadas (óxidos en % y elementos traza en ppm).

| | 1 | 2 | 5 | 8 | 13 | 15 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| | 86-4 | 86-4 | 86-13 | 86-5 | 86-15 | 86-10 |
| | 21.80A | 35.10A | 48.00 | 22.0 | 31.10 | 34.70A |
| SiO ₂ | 91.59 | 63.00 | 80.40 | 99.54 | 99.36 | 95.15 |
| Al ₂ O ₃ | 4.06 | 17.62 | 9.54 | 0.20 | 0.19 | 0.77 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.58 | 5.07 | 2.87 | 0.12 | 0.11 | 0.52 |
| MnO | 0.064 | 0.038 | 0.030 | 0.012 | 0.015 | 0.028 |
| MgO | 0.38 | 2.80 | 0.68 | 0.06 | 0.06 | 0.01 |
| CaO | 0.21 | 1.18 | 0.88 | 0.02 | 0.02 | 0.41 |
| Na ₂ O | 1.10 | 3.42 | 2.51 | 0.39 | 0.38 | 0.56 |
| K ₂ O | 0.79 | 0.46 | 1.43 | 0.04 | 0.04 | 10.5 |
| TiO ₂ | 0.049 | 0.618 | 0.103 | 0.04 | 0.007 | 0.019 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.03 | 0.06 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| H ₂ O ⁻ | 0.06 | 0.08 | 0.12 | 0.06 | 0.14 | 0.10 |
| H ₂ O ⁺ | 0.66 | 1.26 | 1.72 | 0.40 | 0.00 | 1.74 |
| Total | 100.65 | 95.57 | 100.34 | 100.78 | 100.21 | 100.35 |
| Ni | 5.2 | 17.5 | 6.8 | <2.0 | <2.0 | <2.0 |
| Cu | 28.2 | <2.0 | <2.0 | <2.0 | 25.9 | 3.8 |
| Zn | 16.1 | 82.3 | 27.0 | 9.1 | 8.0 | 13.3 |
| Ga | 6.7 | 18.5 | 9.0 | <2.0 | <2.0 | <2.0 |
| Rb | 23.1 | 18.7 | 48.5 | 6.4 | 6.8 | 11.8 |
| Sr | 48.5 | 361.0 | 110.0 | 5.9 | 5.7 | 13.4 |
| Y | 10.0 | 5.8 | 11.5 | <1.5 | <1.5 | 9.2 |
| Zr | 93.0 | 44.9 | 94.8 | 15.5 | 15.8 | 24.0 |
| Nb | 2.7 | 15.5 | 3.9 | 5.0 | 3.9 | 4.8 |
| Hf | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 |
| W | 18.3 | 3.2 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | 5,568.5 |
| Pb | 372.3 | 18.6 | 10.4 | <3.0 | 45.1 | 26.3 |
| Th | 14.5 | 6.3 | 9.3 | <3.0 | <3.0 | <3.0 |
| U | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | <3.0 |
| Sn | <3.0 | 4.3 | <3.0 | <3.0 | <3.0 | 4.1 |
| Cs | 14.1 | 12.8 | 10.9 | 7.1 | 7.4 | 6.4 |
| Ba | 164.5 | 138.9 | 243.7 | 53.6 | 59.9 | 101.3 |
| La | 30.5 | 22.1 | 36.8 | 12.4 | 16.1 | 23.0 |
| Ce | 49.1 | 39.3 | 60.8 | 21.6 | 17.0 | 31.2 |
| Au | >10.0 | 0.4 | 8.4 | 0.15 | 0.96 | 1.4 |
| Te | 24 | 3 | 4 | <1 | 2 | 3 |

PARAGÉNESIS METÁLICA

El interés del yacimiento es la presencia de oro en concentraciones que pueden ser económicas. El oro es visible a simple vista o en superficies pulidas. La mineralización, en su conjunto, se caracteriza por una paragénesis metálica de minerales de Au-Te y contenidos anómalos de Pb, Mo, Bi y W.

El oro

El oro se presenta en diferentes maneras; la más importante, económicamente, es como placas intersticiales (0.2-0.6 mm)

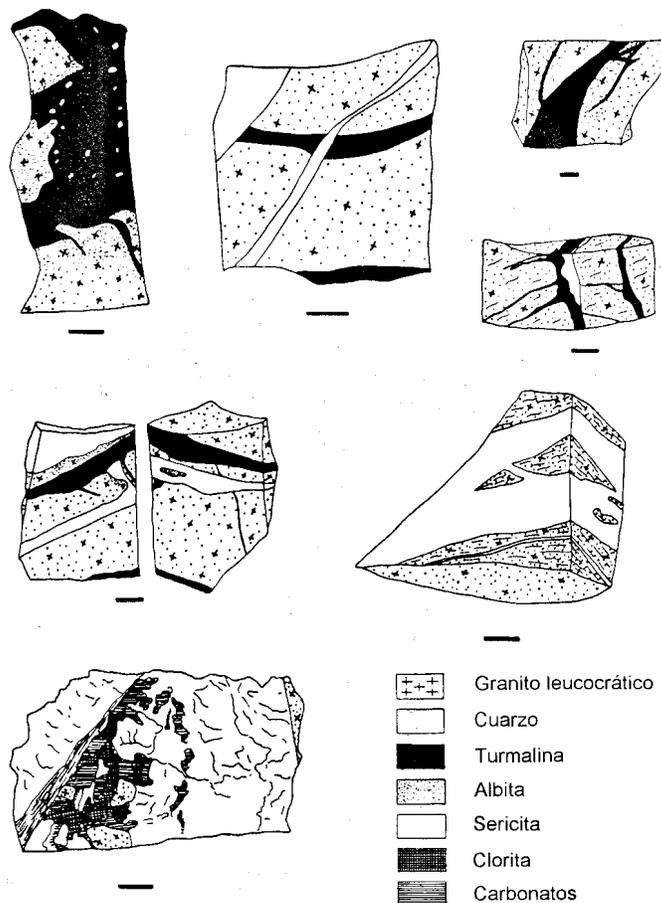


Figura 6. Tipos morfológicos de mineralización. La barra indica 1 cm.

entre los cristales de cuarzo (Figura 7, A, B). También existe en los intersticios entre los cristales de pirita (Figura 7, C, D), como inclusiones puntuales en pirita (Figura 7, E), en los cruceros de sericita (Figura 7, F) y relacionado con telururos. Es probable que el 80% del oro de San Francisco esté en forma

Tabla 4. Análisis de turmalina por microsonda electrónica (en %).

| | a (2) | b (1) | c (1) | d (1) | e (4) |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 34.93 | 35.54 | 34.92 | 35.56 | 35.47 |
| Al ₂ O ₃ | 30.65 | 30.86 | 30.22 | 30.57 | 31.03 |
| FeO | 9.73 | 8.03 | 10.21 | 9.86 | 7.89 |
| MgO | 6.17 | 7.41 | 5.87 | 5.94 | 7.56 |
| TiO ₂ | 0.39 | 0.36 | 0.43 | 0.40 | 0.06 |
| MnO | - | - | - | - | - |
| K ₂ O | - | - | - | - | - |
| Na ₂ O | 2.33 | 2.37 | 2.29 | 2.41 | 2.29 |
| CaO | 0.73 | 0.79 | 0.80 | 0.68 | 0.57 |
| Total | 84.92 | 85.38 | 84.74 | 85.42 | 84.92 |
| Fe _x | 0.61 | 0.52 | 0.63 | 0.62 | 0.51 |

a: En la matriz de la brecha con abanicos de sericita y albita+clorita
 b: Igual que a pero hacia el fragmento de brecha
 c: Inclusiones en albita en el borde de la matriz de la brecha-fragmento alterado
 d: Inclusiones en cuarzo de vetillas
 e: En la matriz de la brecha relacionada con clorita de polarización café
 (n): Número de análisis

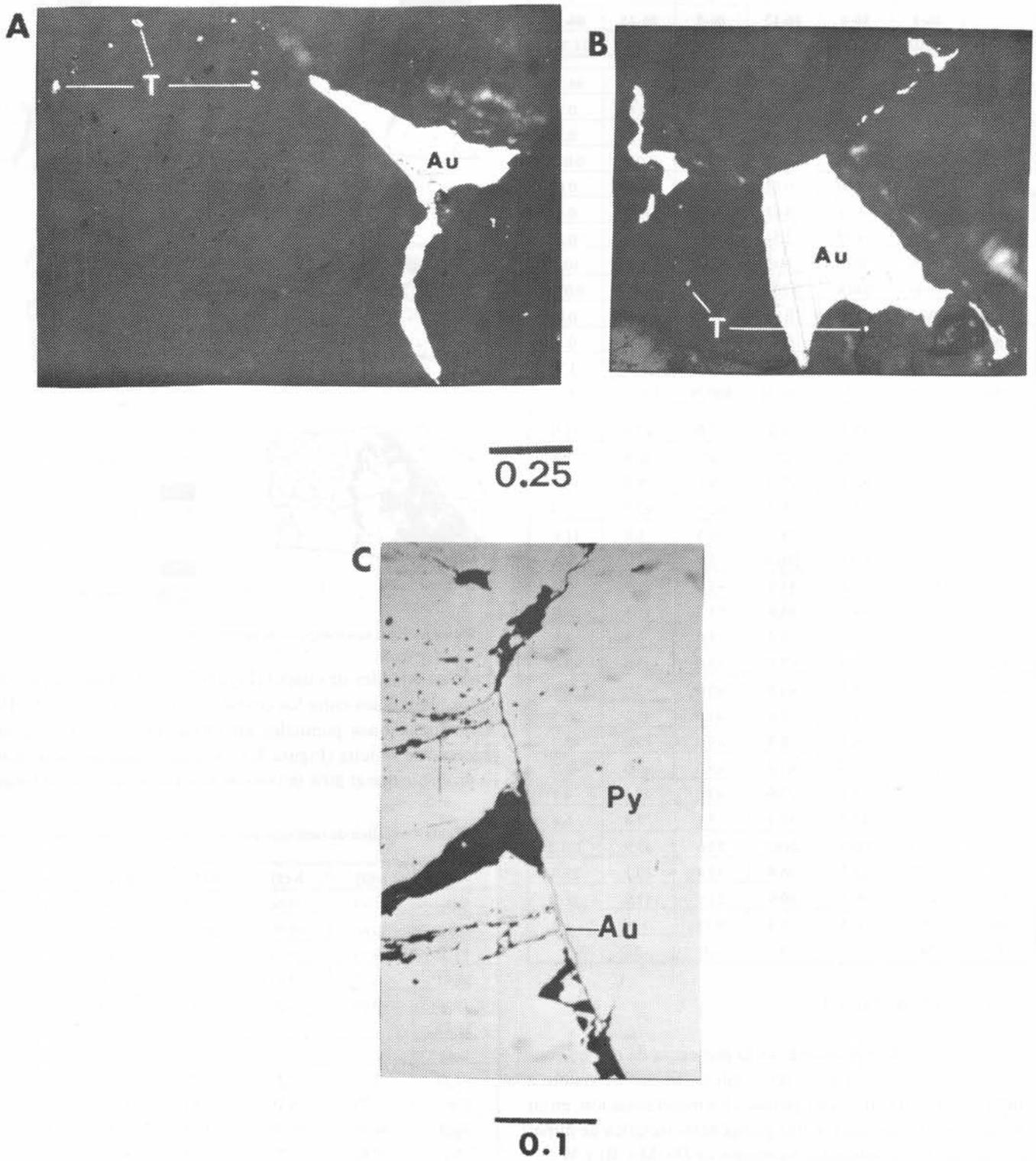
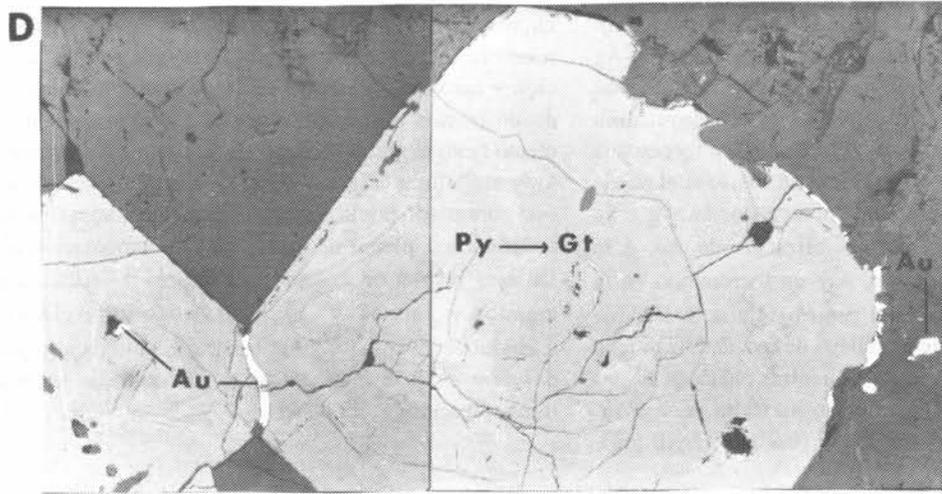
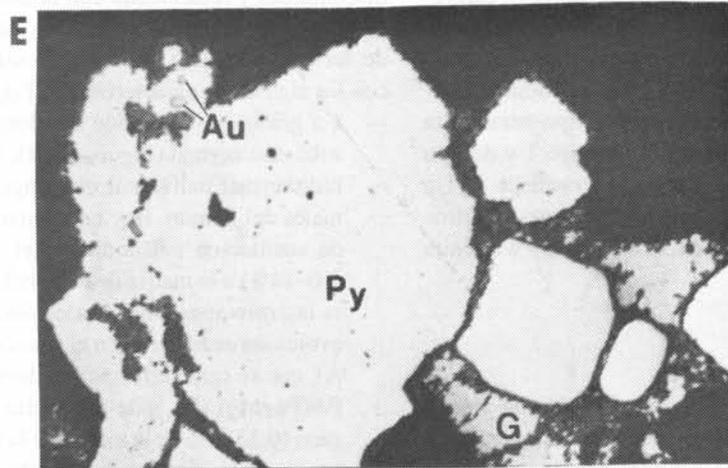


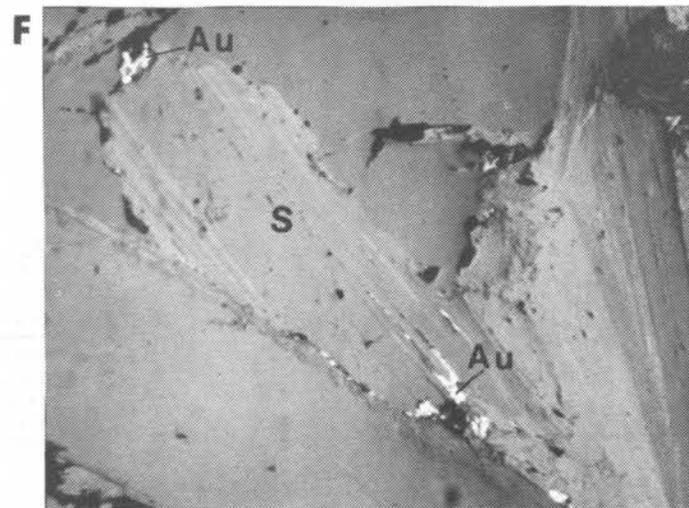
Figura 7. Tipos de presentación de oro en San Francisco. A y B, Oro (Au) y telurios (T) relleno de espacios entre cristales de cuarzo. C y D, Oro (Au) intersticial.



0.5



0.1



0.05

entre cristales de pirita (Py); en *D* la pirita esta alterada a goethita (Gt). *E*, Oro como inclusiones en pirita. *F*, Oro entre los cruceros de sericita (S).

nativa y el resto como telururos. Más de 150 análisis por microsonda electrónica muestran que se trata de una aleación de Au-Ag sin cantidades significativas de impurezas. La composición promedio es de 89–91% de Au y 7–9% de Ag, con una relación atómica Au/Ag de 5–7. La composición del oro es muy cercana a una línea teórica de $Au+Ag = 100$ (Figura 8, A), lo cual puede indicar dos cosas: una sustitución unívoca de Au:Ag y la presencia de un solo período de mineralización de oro. A la escala de una misma placa de oro, hay un incremento en la relación Au/Ag del borde hacia el centro (Figura 8, B), que quiere decir que, tratándose de un relleno de cavidad, la pureza del oro se incrementa con el tiempo. En otras palabras, el oro más tardío será aquél con una relación más alta de Au/Ag. Otras impurezas menores del oro son Bi (0.9%) y Hg (0.5%).

Telururos

Los telururos fueron descubiertos y descritos por Pérez-Segura (1989, 1990). La mineralogía de referencia es petzita (Ag_3AuTe_2), hessita (Ag_2Te), silvanita ($[Au,Ag]Te_2$), calaverita ($AuTe_2$), altaíta ($PbTe$), telurio nativo (Te), y algunas especies raras llamadas informalmente San Francisco 1 ($TeAg_2S_3$) y San Francisco 2 ($Te_5[Pb,Bi]$). Las fórmulas calculadas para los dos últimos minerales son de tipo tetradimita con sustitución de Bi por Ag para San Francisco 1 y de tipo telurobismutita con Pb adicional para San Francisco 2. Un ejemplo de estos telururos se muestra en la Figura 9. Otros minerales presentes son pirita, galena, molibdenita y wulfenita supergénica.

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Las rocas encajonantes de San Francisco fueron afectadas por un importante estadio hidrotermal poco después de la intrusión del granito leucocrático y previamente al emplaza-

miento de las vetas de cuarzo-oro (Figuras 10 y 11). Las relaciones de campo y petrográficas indican que la sericitización y las vetas de cuarzo corresponden a diferentes estadios de un mismo evento hidrotermal. La alteración hidrotermal afectó tanto al granito leucocrático, como a los gneises, esquistos y anfibolitas (Figuras 10 y 11). El tipo y grado de alteración está controlado por la permeabilidad secundaria (fracturamiento hidráulico, planos de foliación) y la composición de la roca. De esto resulta un conjunto de cuarzo \pm sericita \pm albita en granitos y gneises, y de clorita + biotita \pm calcita \pm albita \pm epidota en esquistos y anfibolitas. La alteración que aquí se describe es la que afecta al granito en que se hospeda la mineralización.

Sericitización

La sericita se presenta como placas tabulares, producto de la alteración de las plagioclasas. En partes fue deformada con el granito (Figura 11, A). También se encuentra en vetillas discontinuas y relacionada con la matriz de brechas mineralizadas y otros minerales metálicos. Se analizó diferentes tipos de sericitas (Tabla 5), resultando ser fengitas (Velde, 1967) con las siguientes características (Figura 12):

— Un grado de sustitución celadonítica que dibuja una distribución normal (Figura 12, B), lo cual sugiere un evento hidrotermal individual que origina las fengitas hidrotermales del granito. Hay también una evolución en el grado de sustitución celadonítica del granito metasomatizado (10–14%) a la matriz de las brechas (14–28%), que pudiera interpretarse como una evolución temporal. La misma evolución se observa en el tipo de sustitución (Figura 12, A), que se caracteriza por un decrecimiento de la relación $Fe/(Fe+Mg)$ (Fe_x), de la sericita del granito metasomatizado (0.55) a la de la matriz de la brecha (0.44–0.50), pero por un incremento en la contribución de Fe^{3+} .

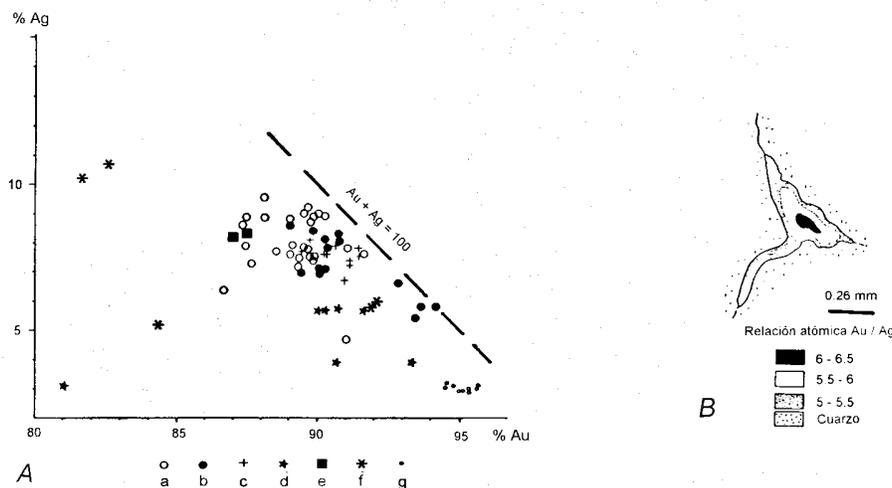


Figura 8. A, Composición del oro. a, Placa de oro relleno de espacios entre cristales de cuarzo de veta (análisis hacia el borde); b, igual que el anterior pero los análisis son hacia el centro de la placa; c, oro intersticial entre cristales de pirita; d, oro en inclusiones en pirita; e, oro en cruceros de sericita; f, oro relacionado con telururos; g, placas de oro ¿supergénico? B, Variación en la relación Au/Ag en la placa de oro de la Figura 7A.

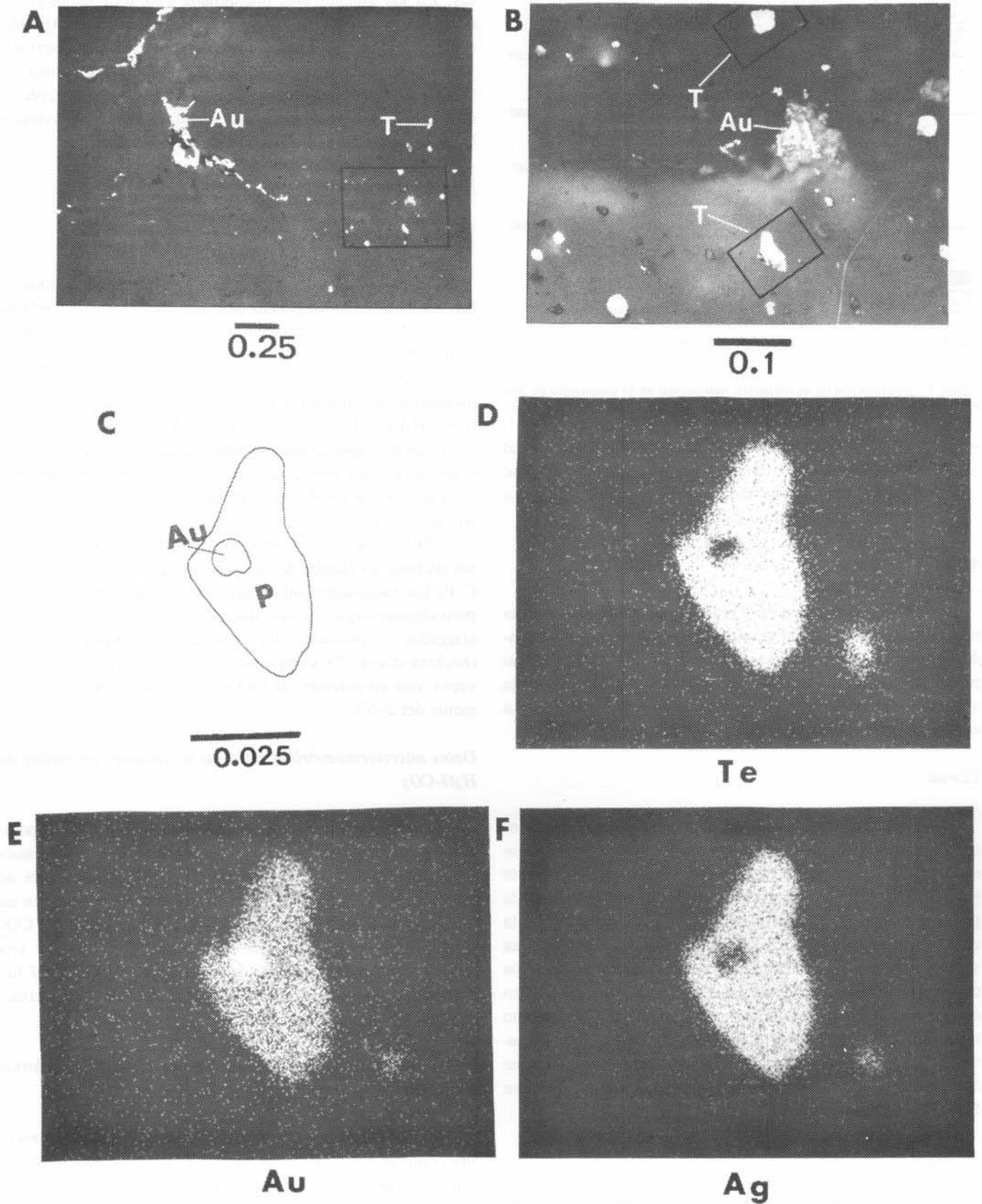


Figura 9. A, Telururos (T) y oro (Au) diseminados en vetas de cuarzo. B, Detalle del recuadro en A. C, Detalle del recuadro inferior indicado en B; petzita (P) y oro (Au). D, E y F, concentraciones cualitativas por microsonda electrónica de los elementos indicados para los minerales de C.

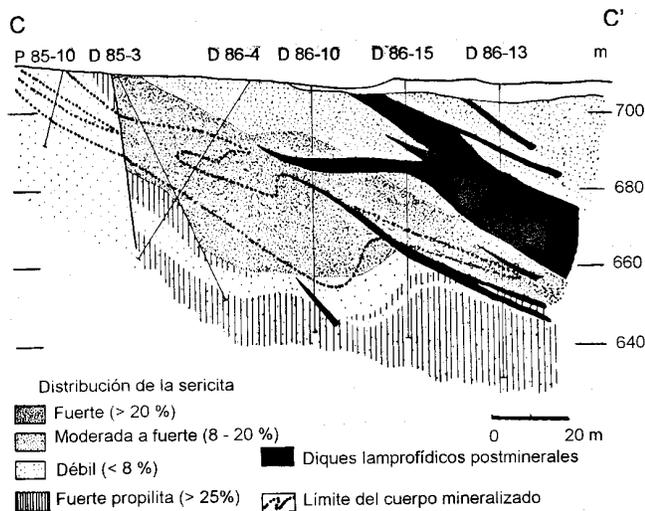


Figura 10. Distribución de la alteración hidrotermal en el yacimiento de San Francisco. Misma sección que en la Figura 3.

- La sustitución paragonítica sigue una evolución inversa al grado de sustitución fengítica (Figura 12, D), ya que evoluciona de 3–8% en la sericita del granito alterado a 2–3% para la de la matriz de la brecha.

Albita

Se presenta también en el granito leucocrático y las otras rocas metamórficas. En el granito se muestra como un agregado de microcristales frescos (<0.2 mm), en microvetillas como producto de otras plagioclasas albiticas (Figura 11, B) y en la matriz de brechas mineralizadas con cuarzo y turmalina. La composición de la albita es de 2–8% An.

Clorita

Se encuentra distribuida ampliamente pero su abundancia depende del tipo de roca. En el granito leucocrático se observa sólo en trazas, en las anfibolitas coexiste con epidota y calcita y en esquistos y gneises bandeados está acompañada por sericita, calcita y minerales opacos. También se presenta como mineral accesorio en los intersticios del cuarzo de las vetas y en la matriz de brechas. Las cloritas de diferentes tipos de rocas y vetas fueron analizadas y los resultados se muestran en la Tabla 6. Todas las cloritas están en el límite del campo ripidiolita-brunsvigita (Foster, 1962); sin embargo, en la matriz de las brechas, la clorita de cristalización temprana tiene $Si = 5.41$ y $Fe_x = 0.46$, mientras que la clorita tardía tiene $Si = 5.23$ y $Fe_x = 0.50$.

Biotita

Se presente sólo en anfibolitas y localmente en gneises bandeados. En las anfibolitas se relaciona con apatita, magnetita y pirita, cortando lentes de cuarzo segregado o plagiocla-

sas. En los gneises está diseminada con sericita, clorita y opacos o en vetillas discontinuas con clorita y pirita. Algunos datos de microanálisis indican una composición muy constante y un Fe_x controlado por la composición original de la roca. La biotita pudo haberse formado durante una etapa precoz, previa a la sericita, o bien en una etapa tardía, posterior a los diques lamprofílicos. La última posibilidad es más plausible.

INCLUSIONES FLUIDAS

Tipos de inclusiones

Todo el cuarzo de las vetas de San Francisco se encuentra deformado y atravesado por abundantes microfracturas cicatrizadas. En este cuarzo existen numerosas inclusiones fluidas primarias, diseminadas de manera homogénea, de formas irregulares o de cristales negativos. El tamaño de dichas inclusiones es inferior a $10 \mu m$ y están compuestas de tres fases: H_2O_L , CO_{2L} y CO_{2V} (Figura 13). La relación de fases CO_2 líquido/vapor es muy variable, coexistiendo en la misma muestra, lo cual puede ser interpretado como resultado del atrapamiento de un fluido heterogéneo de composición acuoso-carbonosa.

Dentro de las microfracturas cicatrizadas, hay numerosas inclusiones fluidas de composición acuosa (Figura 13, A, C, F). Las inclusiones individuales miden menos de 6 micrones pero algunas llegan a medir hasta 60 micrones. Tienen formas alargadas o aplastadas con evidencias de estrangulamiento (*necking-down*). Se componen de una fase líquida y una de vapor, con un volumen de esta segunda fase estimado visualmente del 2–5%.

Datos microtermométricos para las inclusiones primarias de H_2O-CO_2

Las temperaturas totales de homogeneización en inclusiones primarias tienen una moda estadística bien determinada entre 260 y 300°C (Figura 14, A); la media aritmética es de 270°C. El CO_2 homogeneiza en fase líquida o de vapor en un intervalo de 30–32°C. En criometría, el punto triple del CO_2 se establece entre -56 y -58°C (Figura 14, C), que es una evidencia de la inexistencia de otras impurezas, lo cual fue corroborado por análisis espectrométricos hechos por extracción en cuarzo quebrado al vacío.

Datos microtermométricos para las inclusiones secundarias con H_2O

Tienen temperaturas totales de homogeneización en el intervalo de 150–180°C (Figura 14, B), con un promedio aritmético de 197°C. La temperatura de fusión del hielo es inferior a -7°C, lo cual indica menos de 10% de NaCl equivalente o probables cantidades mínimas de CO_2 (Collins, 1979; Hedenquist y Henley, 1985).

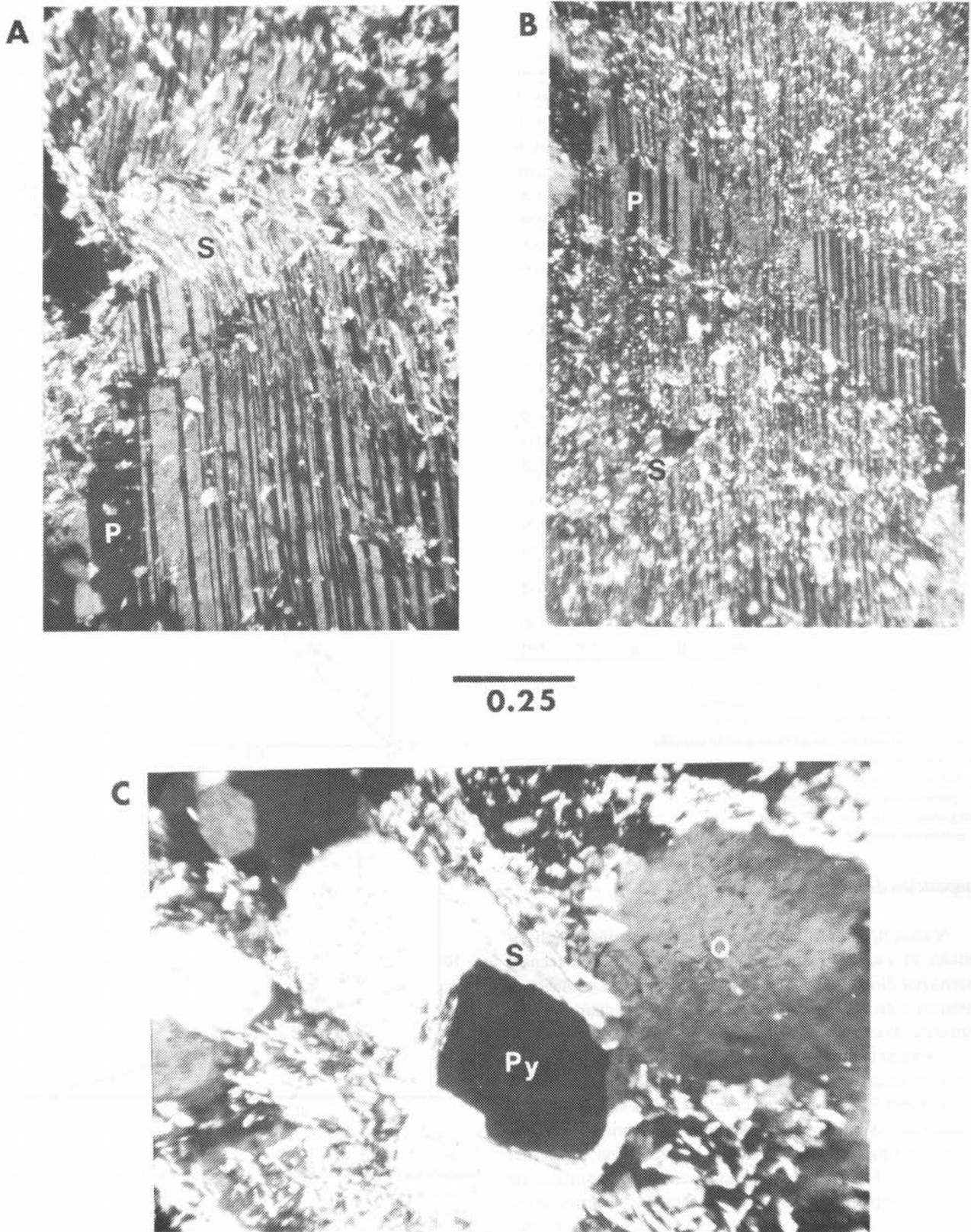


Figura 11. A, Plagioclasa (P) alterada a sericita (S) y deformada tardíamente en el granito leucocrático. B, Vetilla con albita (P) cortando plagioclasa sericitizada (S). C, Relaciones de sericita (S) y pirita (Py) en el granito leucocrático alterado; cuarzo (Q).

Tabla 5. Composición de sericita (fengita) determinada por microsonda electrónica.

| | a (4) | b (4) | c (12) | d (6) | e (2) | f (3) | g (8) | h (5) |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 47.05 | 45.86 | 45.92 | 45.72 | 49.24 | 45.83 | 46.18 | 45.35 |
| TiO ₂ | 0.17 | 0.14 | 0.30 | 0.44 | 0.07 | 0.43 | 0.54 | 0.14 |
| Al ₂ O ₃ | 28.24 | 31.69 | 31.59 | 32.56 | 28.24 | 29.26 | 29.45 | 34.26 |
| FeO | 4.50 | 3.31 | 3.36 | 3.06 | 3.86 | 5.04 | 4.70 | 2.60 |
| MgO | 2.74 | 1.30 | 1.56 | 1.20 | 1.70 | 1.67 | 1.86 | 0.56 |
| Na ₂ O | 0.09 | 0.04 | 0.38 | 0.43 | 1.67 | 0.17 | 0.21 | 0.58 |
| K ₂ O | 10.83 | 10.53 | 10.56 | 10.55 | 9.23 | 10.66 | 10.68 | 10.32 |
| Total | 93.62 | 93.23 | 93.65 | 94.01 | 94.00 | 93.07 | 93.61 | 93.82 |
| Si | 6.50 | 6.32 | 6.30 | 6.24 | 6.70 | 6.39 | 6.39 | 6.17 |
| Al ^{IV} | 1.50 | 1.68 | 1.70 | 1.76 | 1.30 | 1.61 | 1.61 | 1.83 |
| Ti | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.01 | 0.05 | 0.06 | 0.01 |
| Al ^{VI} | 3.11 | 3.46 | 3.41 | 3.47 | 3.22 | 3.20 | 3.20 | 3.83 |
| Fe | 0.52 | 0.38 | 0.39 | 0.35 | 0.44 | 0.59 | 0.54 | 0.30 |
| Mg | 0.57 | 0.27 | 0.32 | 0.224 | 0.35 | 0.35 | 0.38 | 0.11 |
| Total | 4.22 | 4.13 | 4.15 | 4.11 | 4.02 | 4.14 | 4.08 | 4.25 |
| Na | 0.02 | 0.11 | 0.10 | 0.11 | 0.44 | 0.05 | 0.06 | 0.15 |
| K | 1.91 | 1.85 | 1.85 | 1.84 | 1.60 | 1.90 | 1.89 | 1.79 |
| Total | 1.93 | 1.96 | 1.95 | 1.95 | 2.04 | 1.95 | 1.95 | 1.94 |
| Fe _x | 0.48 | 0.59 | 0.55 | 0.59 | 0.56 | 0.63 | 0.58 | 0.73 |
| % Celad | 25.10 | 15.90 | 15.00 | 11.90 | 33.60 | 19.67 | 19.40 | 8.50 |
| % Parag | 1.16 | 5.32 | 5.12 | 5.80 | 21.42 | 2.40 | 2.85 | 7.92 |

- a: abanicos de pajas finas en la matriz de brecha
b: cristales bien formados en la matriz de brecha
c: cristales bien formados en granito alterado
d: cristales relacionados con pirita en granito alterado
e: en granito con microclina
f: en hilillos en granito con microclina
g: en gneises bandeados y esquistos
h: en gneises bandeados
(n): número de análisis

Composición de los fluidos

Varios tipos de cuarzo fueron analizados quebrando los cristales al vacío y extrayendo los gases, según la técnica descrita por Zimmerman y colaboradores (1988). Las muestras provinieron de vetillas de cuarzo-turmalina, de cuarzo solo y de un lente de cuarzo exudado del esquistos. En todas las muestras se detectó la presencia de CO₂ en concentraciones entre 1 y 7%. Esto da una relación variable de H₂O/CO₂ que va de 176 a 18.5 (Tabla 7). La abundancia relativa de CO₂ confirma la abundancia, también relativa, de inclusiones primarias vistas bajo el microscopio. La relación H₂O/CO₂ no puede ser proporcional debido a que muchas inclusiones primarias de CO₂ han decrepitado durante la deformación y posterior arribo del fluido acuoso. Por otra parte, se confirma las observaciones microtermométricas de que el único gas presente en los fluidos primarios es CO₂, las trazas de N₂ y H₂ pueden provenir del acero inoxidable del tubo de quebrado al vacío (*crushing tube*).

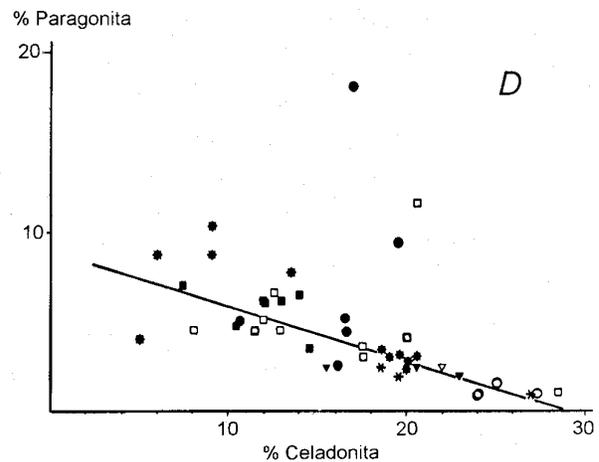
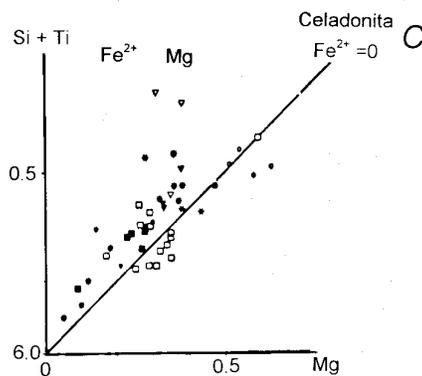
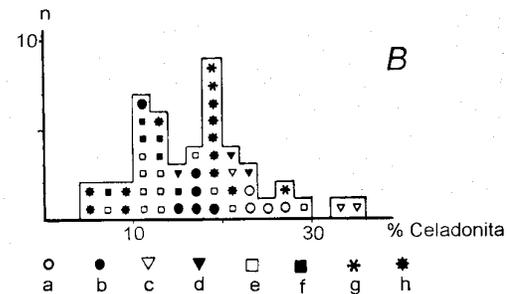
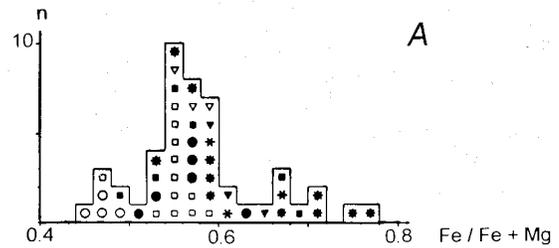


Figura 12. A, Relación de Fe/(Fe+Mg). B, Porcentaje de sustitución celadonítica en sericita hidrotermal. C, Relación (Si+Ti)/Mg indicando el tipo de sustitución fengítica. D, Evolución de las sericitas hidrotermales según la relación paragonita/celadonita. a, Sericita en abanicos de pajas muy finas en la matriz de la brecha. b, Sericita en cristales bien formados en la matriz de la brecha. c, Sericita en granito con microclina. d, Sericita en hilillos en el granito con microclina. e, Sericita en cristales muy bien formados en el granito alterado. f, Sericita relacionada a pirita en el granito alterado. g, Sericita en gneis bandeado y esquistos. h, Sericita en gneis bandeado.

Tabla 6. Composición de cloritas determinadas por análisis de microsonda electrónica.

| | a (3) | b (2) | c (3) | d (4) | e (4) | f (2) | g (2) | h (2) | i (3) | j (2) | k (2) | l (2) |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 25.35 | 25.94 | 25.20 | 24.27 | 25.14 | 25.41 | 25.46 | 25.24 | 24.62 | 25.06 | 27.81 | 22.72 |
| Al ₂ O ₃ | 20.41 | 18.66 | 20.70 | 21.06 | 18.80 | 18.09 | 19.94 | 20.63 | 20.73 | 21.00 | 16.81 | 19.90 |
| FeO | 23.01 | 25.46 | 20.72 | 27.15 | 27.46 | 28.77 | 23.55 | 25.30 | 25.46 | 24.12 | 26.97 | 36.34 |
| MnO | 0.24 | 0.20 | 0.28 | 0.19 | 0.38 | 0.06 | 0.41 | 0.20 | 0.31 | 0.50 | 0.00 | 0.34 |
| MgO | 16.42 | 14.77 | 18.52 | 12.84 | 13.35 | 14.54 | 16.64 | 14.54 | 14.62 | 14.74 | 13.32 | 6.69 |
| CaO | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.05 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.39 | 0.00 |
| Total | 85.48 | 85.10 | 85.42 | 85.13 | 86.04 | 86.90 | 86.10 | 85.91 | 85.74 | 85.46 | 85.34 | 85.99 |
| Si | 5.43 | 5.65 | 5.34 | 5.31 | 5.52 | 5.62 | 5.44 | 5.44 | 5.34 | 5.40 | 6.08 | 5.24 |
| Al ^{IV} | 2.57 | 2.35 | 2.66 | 2.69 | 2.48 | 2.38 | 2.56 | 2.57 | 2.68 | 2.60 | 1.92 | 2.76 |
| Al ^{VI} | 2.58 | 2.44 | 2.51 | 2.74 | 2.39 | 2.33 | 2.46 | 2.68 | 2.62 | 2.74 | 2.42 | 2.68 |
| Fe | 4.12 | 4.64 | 3.67 | 5.02 | 5.21 | 5.32 | 4.21 | 4.56 | 4.61 | 4.35 | 4.93 | 7.01 |
| Mn | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.04 | 0.05 | 0.09 | 0.00 | 0.07 |
| Mg | 5.24 | 4.80 | 5.85 | 4.19 | 4.37 | 4.30 | 5.30 | 4.67 | 4.72 | 4.74 | 4.35 | 2.30 |
| K | 0.01 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.11 | 0.00 |
| Total | 12.00 | 11.97 | 12.8 | 11.99 | 12.04 | 12.02 | 12.07 | 11.95 | 12.00 | 11.90 | 11.81 | 12.06 |
| Fe _x | 0.44 | 0.50 | 0.39 | 0.54 | 0.55 | 0.55 | 0.45 | 0.50 | 0.49 | 0.48 | 0.56 | 0.75 |

a: Clorita temprana en abanicos en matriz de brecha

b: Clorita tardía en la matriz de brecha

c: Clorita parda en luz polarizada en matriz de brecha

d: Clorita de polarización morada, relacionada con turmalina, sericita y calcita

e: Clorita en la matriz de granito con microclina

f: Clorita en hilillos cortando granito con microclina

g: Clorita de polarización parda en anfíbolita

h: Clorita en granito alterado relacionada con piritita

i: Clorita de polarización pardo-morado en esquisto verde

j y k: Clorita en gneis bandeado

l: Clorita en hilillos con piritita y sericita en gneis bandeado

(n): Número de análisis

CONDICIONES DE FORMACIÓN DEL YACIMIENTO

En relación con el principal mineral de ganga de la mineralización de San Francisco, que es el cuarzo, no se trata de cuarzo bien cristalizado con estructura en "peine" como el de los rellenos de fisura de los depósitos epitermales. Por el contrario, es un cuarzo de grano muy fino, casi lechoso, en grandes placas deformadas, en cuyas juntas se desarrolla cuarzo cristaloblástico como el de los yacimientos en zonas de cizalla (Dowling y Morrison, 1989; Bonnemaïson y Marcoux, 1987; Robert y Brown, 1986a, b; Hubert, 1986). La presencia de turmalina, el déficit en el contenido de sulfuros y el oro como inclusiones en piritita o asociado con telururos, son también características comunes de yacimientos en terrenos metamórficos (Wood *et al.*, 1986; Robert y Brown, 1984, 1986a, b; Proudlove *et al.*, 1989; Callan y Spooner, 1989; Burrows y Spooner, 1986; Groves *et al.*, 1984, 1989). En relación con la alteración hidrotermal, la más importante reconocida es la sericitización. Las sericitas son en realidad fengitas que se acompañan por cantidades menores de cuarzo, clorita y calcita. Las fengitas se caracterizan por una evolución del grado de

sustitución fengítica durante el período de alteración-mineralización, el cual es inversamente proporcional a la tasa de sustitución paragonítica. En otras palabras, si bien la intensidad de la sericitización se regula por el tipo de roca y su grado de fracturamiento, la cristaloquímica de las fengitas se controla por la fisicoquímica de los fluidos y por el tiempo de duración del metasomatismo. La alteración sericitica con sustitución de tipo fengítico es muy común en pórfidos cupríferos y depósitos epitermales (Lebel, 1979; Burnham, 1981; Cathelineau, 1981; Boiron, 1987), pero también en depósitos en *shear zone* como Sigma Mine y Hollinger-McIntyre (Robert y Brown, 1986a, b; Wood *et al.*, 1986).

La aplicación de la tasa de sustitución paragonítica como geotermómetro (Lambert, 1969), significaría que la temperatura de los fluidos varió de 300°C durante la sericitización del granito a 200°C en la matriz de brecha. Estas temperaturas son inferiores a las de homogeneización medidas en las inclusiones fluidas primarias del cuarzo, por lo que el factor que regula la sustitución es el tiempo de duración de la reacción y no la temperatura. Por otra parte, el incremento en la contribución de Fe³⁺ a medida que aumenta la fengitización puede interpre-

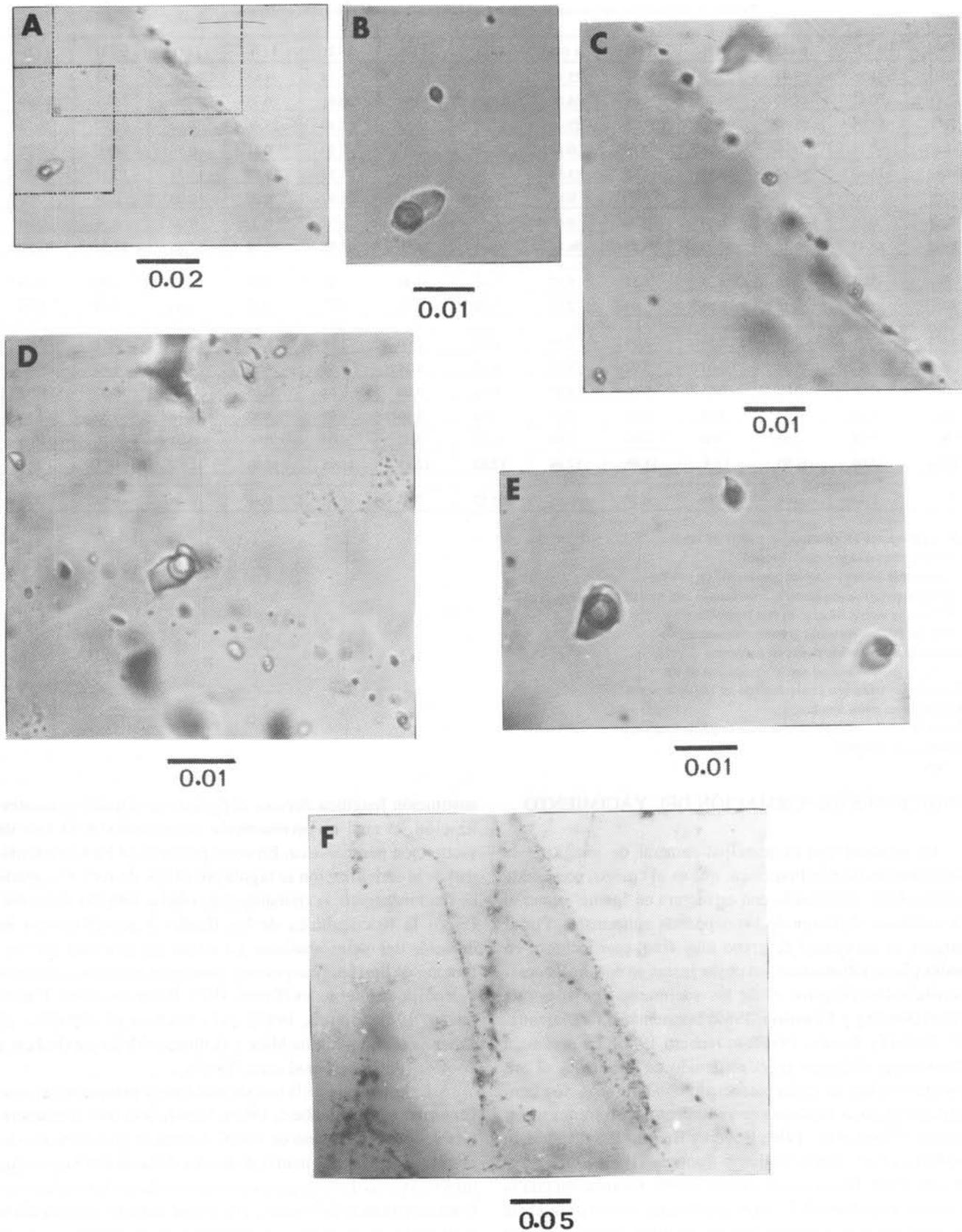


Figura 13. A, Inclusiones primarias y secundarias en vetas de cuarzo-turmalina. B, Inclusiones primarias de $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (detalle de A). C, Inclusiones secundarias de H_2O (detalle de A). D y E, Inclusiones primarias de $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. F, H_2O Inclusiones secundarias en microestructuras cicatrizadas.

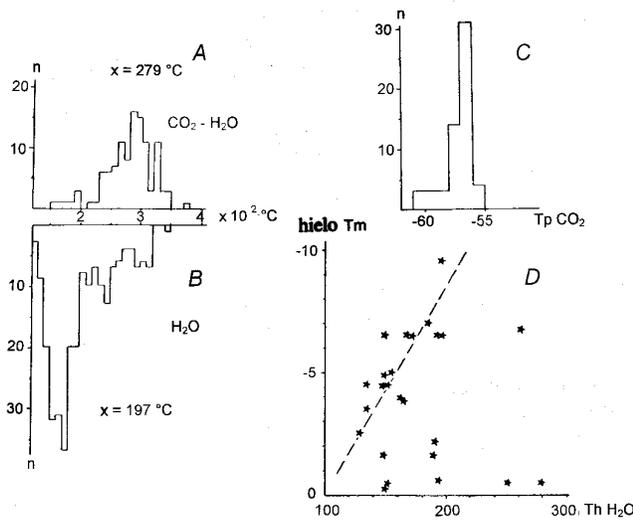


Figura 14. A y B, Histogramas de temperaturas de homogeneización para inclusiones primarias y secundarias. C, Medidas de punto triple de CO₂ para inclusiones primarias con CO₂-H₂O. D, Relación entre temperaturas de fusión del hielo y temperaturas de homogeneización en inclusiones secundarias con H₂O.

tarse como un incremento de las condiciones de oxidación del fluido, mientras que el pH del mismo debió ser intermedio, tomando en cuenta la abundancia de sericita.

En el caso de las cloritas, la composición de los diferentes tipos analizados es muy similar, lo que sugiere que las sustituciones atómicas en clorita se regulan sólo por la temperatura y tiempo de duración del hidrotermalismo. Considerando el contenido de Al^{IV}, la temperatura de formación de las cloritas sería de 270 a 290°C usando el diagrama de Cathelineau y Nieva (1985), que es más cercana a la obtenida por microtermometría.

Tabla 7. Análisis manométricos de algunos fluidos en el cuarzo de las vetillas de San Francisco, y relaciones con la abundancia relativa de inclusiones fluidas de CO₂-H₂O.

| Muestra | 10 ⁻⁶ [mol/g] | H ₂ O [%] | CO ₂ [%] | N ₂ [%] | H ₂ [%] | H ₂ O/ CO ₂ | AR* | Au [ppm] | Te [ppm] |
|---------------|-----------------------------|-------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|--------------------------------------|-----|-------------|-------------|
| 86-4 21.80m | 23.50 | 94.99 | 4.88 | 0.08 | 0.04 | 19.5 | M | >10 | 24 |
| 86-4 30.80m | 10.45 | 92.90 | 6.90 | 0.10 | 0.10 | 13.5 | M | 0.820 | 22 |
| 86-4 42.50m | 30.71 | 98.57 | 1.33 | 0.03 | 0.06 | 74.2 | T-D | 0.002 | <1 |
| 86-4 54.70m | 13.38 | 92.64 | 7.06 | 0.22 | 0.07 | 1.31 | M | 0.020 | <1 |
| 86-14 50.40m* | 23.01 | 98.65 | 1.28 | 0.03 | 0.03 | 76.9 | NA | 8.8 | 13 |
| 86-14 50.40m# | 9.42 | 97.98 | 1.80 | 0.07 | 0.11 | 54.3 | NA | 1.1 | 6 |
| 86-10 34.70m | 11.70 | 97.35 | 2.14 | 0.05 | 0.43 | 45.6 | T-D | 1.4 | 3 |
| 86-12 21.95m | 50.08 | 99.40 | 0.56 | 0.01 | 0.04 | 177.8 | T-D | 0.13 | 5 |
| 86-15 31.10m | 10.11 | 92.78 | 6.63 | 0.06 | 0.49 | 14.0 | F | 0.920 | 2 |
| 86-5 22.0m | 55.18 | 96.85 | 3.04 | 0.05 | 0.04 | 31.8 | NA | 0.150 | <1 |

AR: Abundancia relativa de inclusiones con CO₂-H₂O, observada en láminas gruesas al microscopio

*: Vetilla de cuarzo-turmalina

#: Vetilla de cuarzo que corta una vetilla de cuarzo-turmalina

T-D: Trazas a débil

M: Moderado

F: Fuerte

En cuanto a la composición de los fluidos, la presencia de soluciones acuoso-carbonosas en las inclusiones fluidas de yacimientos en zonas de cizalla (*shear zone*) es una característica bien conocida (Phillips y Groves, 1984; Hodgson y Hamilton, 1989; Kerrich y Fyfe, 1981; Roedder, 1984; Phillips y Groves, 1984) y sólo en algunas ocasiones en depósitos epitermales (Nash y Cunningham, 1973; Saunders y May, 1986). En el caso de los yacimientos epitermales mexicanos, el CO₂ está prácticamente ausente (Buchanan, 1981); pero, en contraste, inclusiones fluidas con CO₂ abundantes, han sido detectadas en depósitos de oro de la región de Caborca (Albinson, 1989).

En el caso de San Francisco, la relación textural del oro y los telururos en las vetas se muestra siempre en forma intersticial entre las placas de cuarzo, es decir, netamente posterior al relleno de cuarzo. Esta característica sugiere que la etapa rica en Au-Te se relaciona con la segunda etapa de fluido rico en H₂O y de baja salinidad o con algo de CO₂. Sin embargo, este fluido puede ser una simple etapa tardía a partir de uno inicial rico en CO₂, heterogéneo en el momento del atrapamiento, causante de la alteración sericítica y del relleno de vetas de cuarzo. En la etapa tardía, el fluido restante incrementó su estado de oxidación (mayor contribución de Fe³⁺ en fengitas tardías) produciendo el depósito del oro. Esta hipótesis sería válida en caso de transporte de Au como complejos de azufre; sin embargo, no puede descartarse un transporte como complejos de Te, cuyo comportamiento fisicoquímico no se conoce. No hay relaciones entre la proporción H₂O/CO₂ global del cuarzo y los contenidos de oro, debido a que se trata de dos etapas hidrotermales separadas y a la obliteración de la relación inicial de H₂O/CO₂ en las inclusiones primarias, durante la deformación e hidrotermalismo tardío.

La relación entre la alteración hidrotermal, el granito y las vetas parece evidente, no sólo porque aquélla es más intensa en las paredes de las estructuras mineralizadas, sino porque además hay un enriquecimiento en elementos como La (?), W, Au y Te. Por otra parte, la correlación entre pares de elementos, tales como La/Ba o Rb/Ba (Figura 15), en el granito alterado y las vetas mineralizadas también es claro, por lo que se supone que el fluido generador de la alteración y de las vetas haya sido el mismo.

GEOCRONOLOGÍA ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Cinco muestras de minerales separados de la zona de San Francisco fueron fechadas en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Queen's, Canadá, por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar. La descripción del procedimiento se menciona en el artículo de Cheilletz y colaboradores (1992). Los datos analíticos se presentan en la Tabla 8, así como las condiciones de irradiación y estándares usados. Los análisis correspondieron a dos anfíboles de gneises anfíbolíticos; dos biotitas, una de un esquistos de biotita y otra de un lamprófido; y una sericita del granito alterado. Los minerales fueron separados a mano a partir de las rocas quebradas. La localización de los sitios de muestreo se señala en la Figura 3.

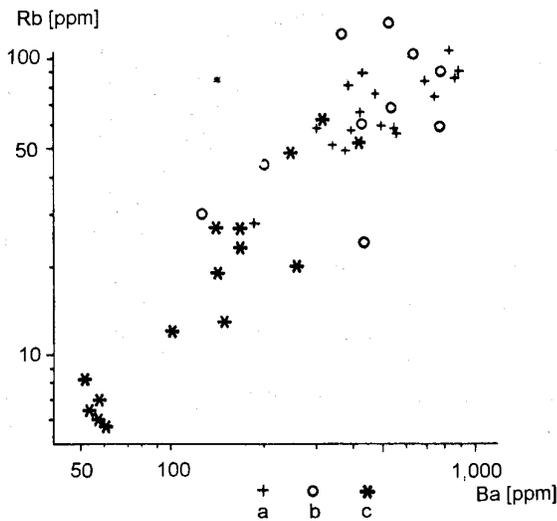


Figura 15. Relación geoquímica Rb/Ba para granito y vetas mineralizadas. a, Granito leucocrático con alteración hidrotermal del cuerpo San Francisco. b, Otros granitos leucocráticos del área. c, Vetas de cuarzo y cuarzo-turmalina.

EDADES

Anfíboles

El anfíbol SF-A proviene de un gneis anfibolítico cortado por el barreno 86-15 a una profundidad de 53.80 m. El anfíbol es hornblenda alterada parcialmente a actinolita, biotita y clorita.

El espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presenta dos partes distintivas (Figura 16, A). La primera parte, que consiste de los tres primeros períodos de calentamiento (36% del ^{39}Ar liberado), define burdamente un tramo de edad de plataforma (*plateau age*) de 50 Ma *ca.* La segunda parte (64% del ^{39}Ar liberado) muestra una subida de edades marcada, de 87 Ma para la etapa 4, hasta 911 Ma para la última. El espectro $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ puede ser dividido de manera similar, con relaciones muy bajas (0.058-0.725) para los períodos 1 a 3, y mucho más altas (superiores a 2) para los períodos restantes.

La amplia variación en $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (que es proporcional a Ca/K) refleja un concentrado mineral heterogéneo, lo cual es consistente con la naturaleza alterada del anfíbol. La baja relación $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para los tres primeros períodos, y sus bajas temperaturas de liberación en el experimento, sugieren que el gas provino principalmente de la biotita secundaria en la hornblenda, y por lo tanto la edad calculada de 50 Ma para estos períodos se interpreta como una estimación del tiempo de cierre de la biotita. Se presume que los períodos restantes, con sus altas relaciones de $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, reflejen el gas derivado predominantemente de anfíbol. Al subir las edades para estas últimas etapas, adquiere la forma de un perfil de difusión perdida consistente con una edad calculada de 50 Ma superpuesta a un anfíbol con una edad original de cierre de 1,000 Ma. Sin embargo, el incremento en la relación $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre los últimos tres períodos indica que probablemente sólo el

Tabla 8. Datos de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

| T [°C] | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | Vol. ^{39}Ar [10^{-8}cm^3] | ^{39}Ar [%] | ^{40}Ar [%] | Edad [Ma] |
|---|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--|----------------------|----------------------|-----------|
| SF-A Anfíbol del barreno 86-15 a 53.80 m | | | | | | | |
| J = 0.010486 | | | | | | | |
| 650 | 4.874 | 0.0072 | 0.725 | 0.865 | 4.04 | 57.29 | 52.1±17.4 |
| 750 | 3.753 | 0.0028 | 0.058 | 3.840 | 17.91 | 78.89 | 55.2±3.0 |
| 850 | 3.259 | 0.0034 | 0.081 | 3.120 | 14.56 | 70.93 | 43.9±6.6 |
| 950 | 4.939 | 0.0014 | 2.304 | 5.270 | 24.59 | 94.63 | 86.5±4.6 |
| 1,050 | 50.986 | 0.0024 | 3.880 | 6.210 | 28.97 | 99.17 | 769.6±3.6 |
| 1,200 | 64.304 | 0.0075 | 4.627 | 2.130 | 9.94 | 97.06 | 911.1±9.2 |
| | | | | 21.435 | | | |
| Edad integrada: 50.3 ± 6 Ma (en los intervalos 650-850) | | | | | | | |
| Edad del protolito: >911.1±9.2 Ma (en el intervalo 1,200) | | | | | | | |
| SF-B Anfíbol del barreno 86-15 a 63.90 | | | | | | | |
| J=0.010502 | | | | | | | |
| 650 | 30.170 | 0.0551 | 14.799 | 0.392 | 6.26 | 49.66 | 266±99 |
| 850 | 4.104 | 0.0065 | 1.283 | 0.572 | 9.13 | 55.17 | 42.4±14.5 |
| 1,000 | 2.677 | 0.0052 | 4.192 | 1.584 | 25.28 | 55.41 | 28.0±3.4 |
| 1,100 | 2.545 | 0.0047 | 6.071 | 3.130 | 49.97 | 66.33 | 29.9±1.0 |
| 1,200 | 11.892 | 0.0381 | 6.642 | 0.586 | 9.36 | 9.43 | 21.2±8.5 |
| | | | | 6.265 | | | |
| Edad integrada: 44.6 ± 9.7 Ma | | | | | | | |
| Edad de plataforma (<i>Plateau age</i>): 28.4 ± 2.5 Ma | | | | | | | |
| SF-C Biotita del barreno 86-12 a 45.00 m | | | | | | | |
| J = 0.010482 | | | | | | | |
| 650 | 1.806 | 0.0017 | 0.340 | 9.170 | 22.81 | 72.60 | 24.6±3.4 |
| 850 | 1.848 | 0.0002 | 0.303 | 15.520 | 38.60 | 96.74 | 33.5±0.6 |
| 1,050 | 2.029 | 0.0004 | 0.235 | 15.380 | 38.25 | 94.39 | 35.8±1.6 |
| 1,200 | 32.534 | 0.0994 | 14.983 | 0.135 | 0.34 | 13.23 | 79.7±99.0 |
| | | | | 40.205 | | | |
| Edad integrada: 32.1 ± 1.9 Ma | | | | | | | |
| Edad de plataforma: 34.6 ± 1.1 Ma (en los intervalos 850-1,050) | | | | | | | |
| SF-D Muscovita hidrotermal en granito leucocrático en el Tajo Salvador | | | | | | | |
| J = 0.010482 | | | | | | | |
| 600 | 6.495 | 0.0144 | 0.140 | 7.500 | 12.33 | 34.60 | 42.0±36.2 |
| 800 | 2.519 | 0.0011 | 0.008 | 20.080 | 33.01 | 87.07 | 41.0±0.2 |
| 950 | 2.314 | 0.0004 | 0.005 | 27.250 | 44.79 | 94.39 | 40.8±0.5 |
| 1,100 | 2.624 | 0.0010 | 0.015 | 5.540 | 9.11 | 88.69 | 43.5±2.6 |
| 1,200 | 9.903 | 0.0109 | 0.062 | 0.465 | 0.76 | 67.37 | 122±27.6 |
| | | | | 60.835 | | | |
| Edad integrada: 41.9 ± 5.2 Ma | | | | | | | |
| Edad de plataforma: 41.2 ± 0.6 Ma (en los intervalos 800-1,100) | | | | | | | |
| SF-E Biotita lampróvido, pequeño terrero del tiro San Francisco | | | | | | | |
| J = 0.010495 | | | | | | | |
| 500 | 50.391 | 0.1375 | 0.165 | 0.342 | 0.53 | 19.33 | 175.7±99 |
| 650 | 4.281 | 0.0091 | 0.785 | 3.420 | 5.25 | 38.10 | 30.6±11.2 |
| 850 | 2.325 | 0.0029 | 0.072 | 21.040 | 32.32 | 63.01 | 27.5±2.0 |
| 1,050 | 1.646 | 0.0007 | 0.047 | 32.800 | 50.38 | 86.12 | 26.6±0.9 |
| 1,200 | 1.797 | 0.0012 | 0.475 | 7.500 | 11.52 | 81.73 | 27.6±2.0 |
| | | | | 65.102 | | | |
| Edad integrada: 28 ± 2.4 Ma | | | | | | | |
| Edad de plataforma: 27 ± 1.4 Ma (en los intervalos 850-1,200) | | | | | | | |

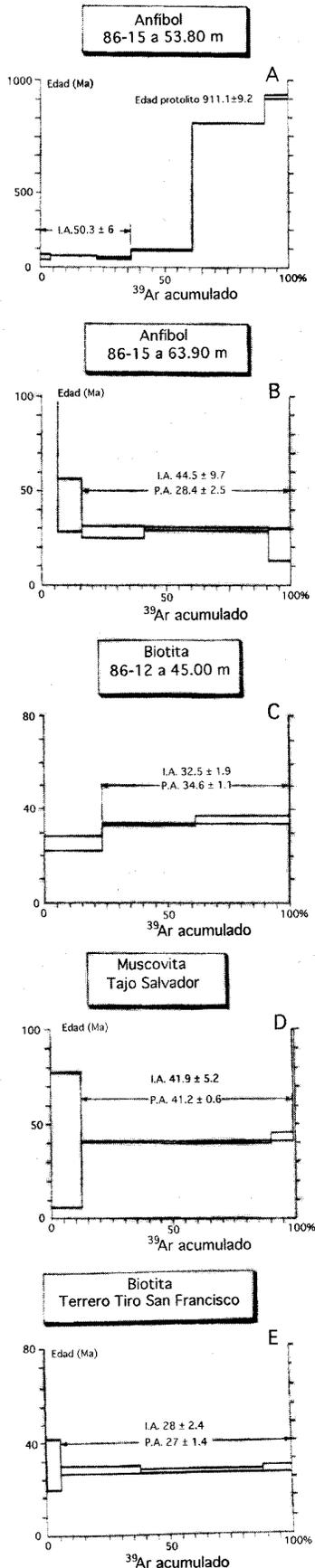


Figura 16. Datos cronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. I.A.: Edad integrada. P.A.: Edad de plataforma (Plateau age). A, SF-A. B, SF-B. C, SF-C. D, SF-D. E, SF-E.

último período, con la relación más alta, refleje gas proveniente de la hornblenda primaria (¿o metamórfica?), cuya edad debe, por lo tanto, ser de 911 Ma o más.

El anfíbol de la muestra SF-B corresponde a hornblenda de un gneis anfibolítico recolectado sobre el barreno 86-15 a 63.90 m (Figura 16, B). El espectro de edades para los cinco períodos de análisis (Figura 16) se caracteriza por edades altas en los dos primeros (15% del ^{39}Ar), atribuido a un exceso de argón, seguido de un segmento plano para los últimos tres. Los períodos tres y cuatro, que representan 75% de ^{39}Ar gas, dan una edad de plataforma (plateau age) de 28 Ma, que se interpreta como la edad de cierre de la hornblenda.

Biotita

La biotita SF-C proviene de una muestra de esquistos de biotita tomada a 45.0 m sobre el barreno 86-12. El espectro de edades es discontinuo (Figura 16, C) con una subida en las fechas de 25 Ma para la etapa 1 a 36 Ma para la 3. Este patrón aparenta un perfil de pérdida por difusión, sugiriendo una sobreposición suave hacia 25 Ma o después, con una edad de cierre original calculada a 36 Ma. Algo de la biotita del esquistos está medianamente alterado a clorita, reflejando probablemente las edades de este último cambio. Esta cloritización hace cuestionable, por lo tanto, una interpretación simple para el espectro de edad.

La biotita SF-E proviene de un dique lamprofídico recolectado en un pequeño terrero del tiro inclinado San Francisco. La edad de plataforma (plateau age) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para los últimos cuatro períodos (constituyendo el 99% del ^{39}Ar gas) es de 27 Ma (Figura 16, E), lo cual se interpreta como la edad de cierre de la biotita.

Sericita

La sericita SF-D proviene del granito leucocrático hidrotermalmente alterado tomada en el "Tajo Salvador". Dicho mineral es parte del conjunto de alteración que se centra, aunque no se restringe, en el granito. La edad de plataforma para las últimas cuatro etapas (88% del ^{39}Ar) es de 41 Ma (Figura 16, D) y se interpreta como la edad de cierre de la sericita.

INTERPRETACIÓN DE LAS EDADES

Hay una explicación relativamente sencilla de los datos de las edades de anfíbol separado si SF-B es excluida. La edad de 911 Ma para la etapa de alta temperatura del anfíbol SF-A indica que las rocas metamórficas del basamento son de edad precámbrica. Por otra parte, el área no ha sido calentada encima de 500°C (la edad de cierre de la hornblenda) durante un período de tiempo significativo.

Los 41 Ma para la muscovita (SF-D) del granito alterado proveen una edad mínima para el tiempo del evento hidroter-

mal que alteró intensamente la roca. El evento pudo ser anterior a 41 Ma, si el área permaneció encima de la temperatura de cierre de la muscovita después de la alteración, o si la misma fue recalentada por un evento separado a 41 Ma. La edad de 36 Ma para la última etapa del espectro disturbado para la biotita (SF-C) del esquistos, concuerda con la edad de 41 Ma de la muscovita. Por otra parte, en el anfíbol SF-A del gneis, la edad calculada de 50 Ma para los tres primeros períodos, dominados por gas desprendido de biotita, se aproxima a la edad de la muscovita. La explicación más simple para todas estas fechas de mica es que el evento hidrotermal se llevó a cabo hacia 40 Ma y que las biotitas de la roca encajonante fueron termalmente reajustadas (*reset*) en ese tiempo; sin embargo, son necesarios más datos para explicar las diferentes etapas de enfriamiento.

La fecha de mica más joven obtenida en este estudio es la excelente edad de plataforma (*plateau age*) de 27 Ma para biotita (SF-E) del dique de lamprófidico. Esta edad concuerda con las relaciones de campo, desde el momento que el dique corta las rocas metamórficas, el granito alterado y el sistema de vetas. Por lo tanto, se concluye que el dique fue introducido en ese tiempo.

El anfíbol SF-B da la única edad que es inconsistente con las interpretaciones antes expuestas. La edad de plataforma de 28 ± 3 Ma para esta muestra concuerda perfectamente con la edad de la biotita SF-E del dique de lamprófidico. Sin embargo, la muestra procede de un barrenos y fue tomada inicialmente como un gneis anfíbolítico, por lo que se debiera esperar una edad más antigua, ya que se ha argumentado que el área permaneció bajo 300°C por al menos 41 Ma. Parecería poco probable que el anfíbol SF-B pudiera haber sido reajustado durante el emplazamiento del dique lamprófidico, puesto que el principal dique es muy delgado (10 m) y está bastante distante del horizonte anfíbolítico. Considerando la similitud de edades del anfíbol de SF-B y biotita de SF-E, se piensa que

la muestra SF-B pudo haber sido confundida en la muestra del barrenos y pudiera pertenecer a un dique lamprófidico.

TIEMPO DE EMPLAZAMIENTO DEL ORO

Aun cuando no fueron fechados minerales de las vetas portadoras de oro, se puede deducir buenos límites para la época de mineralización a partir de los datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La edad de 41 Ma da un límite inferior para la mineralización, puesto que las temperaturas de las inclusiones fluidas secundarias, relacionadas probablemente a los fluidos portadores de oro y cuyas temperaturas de homogeneización son inferiores a 200°C , están muy por debajo de la temperatura de cierre de la muscovita. Un límite superior está dado por la edad del lamprófidico que corta las vetas que contienen oro.

Si, como parece, los fluidos primarios ricos en CO_2 se relacionan a la alteración hidrotermal penetrativa que afectó al granito, entonces el sistema de vetas se originó más probablemente hacia 41 Ma. El emplazamiento del oro, asociado con los fluidos secundarios ricos en H_2O , ocurrió después de la alteración sericitica, utilizando el sistema de vetas ya formado, pero como un estadio tardío de un proceso completo de alteración-mineralización (Figura 17). Dicho emplazamiento estaría entonces más cercano a los 41 Ma que a los 27 Ma de los diques posteriores.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En síntesis, el depósito de San Francisco se relaciona espacialmente a un granito leucocrático que se introduce en rocas precámbricas más viejas que 900 Ma. La edad del granito permanece incierta, pero es más vieja que 41 Ma que es la edad de la sericita hidrotermal. Las características de este granito, y otros en el área, muestran evidencias intrusivas a lo largo de los planos de foliación o cizalla de las rocas metamórficas. Las

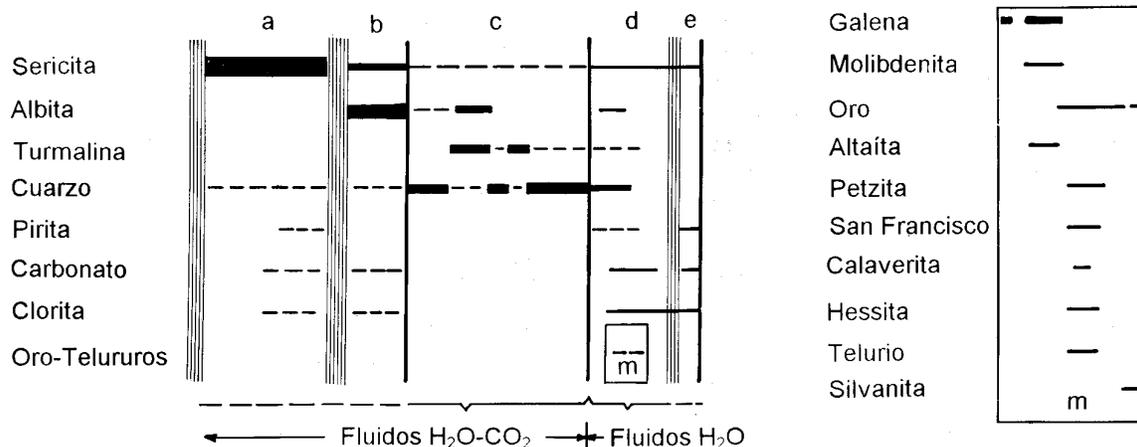


Figura 17. Secuencia paragenética para el yacimiento de oro de San Francisco. a, Alteración hidrotermal penetrante en granito leucocrático. b, Brechamiento y alteración en fragmentos o en las paredes de las vetillas. c, Principal estadio de relleno en vetas. d, Mineralización de oro-telurio. e, Estadio hidrotermal tardío. "m" indica la secuencia paragenética específica para los minerales de Au-Te y los sulfuros. Las líneas verticales representan períodos de deformación. Las etapas a, b y c están dominadas por fluidos ricos en $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$; las etapas d y e están dominadas por fluidos de H_2O .

características petrográficas indican una cierta analogía con los granitos peraluminosos descritos por otros autores (Roldán-Quintana, 1991; Richard *et al.*, 1989) y que se encuentran temporalmente en el pasaje de un sistema compresivo a uno distensivo. Los granitos leucocráticos peraluminosos están frecuentemente relacionados a algunos yacimientos de oro en *detachment fault* en el suroeste de los Estados Unidos de América (Bonham, 1989; Willis, 1988). El origen de dichos granitos puede estar en la granitización de la parte inferior de la corteza por ascenso de material del manto, al inicio de la distensión.

Las rocas graníticas fueron afectadas por un evento hidrotermal hacia 41 Ma, el cual quedó impreso en las características petrográficas y geoquímicas tanto del granito como de las rocas encajonantes. Este evento se continúa con el emplazamiento de las vetas y culmina con el depósito del oro al final del período. Los productos de la alteración hidrotermal están controlados por la composición de la roca original; son de sericita y albita en las rocas leucocráticas y de biotita, clorita, albita, epidota y calcita en las rocas de composición básica. Las sericitas son fengitas y las cloritas son del tipo ripidiolita-brunsvigita. La evolución en la composición de fengitas y cloritas de la roca encajonante alterada hacia las zonas mineralizadas, sugiere un incremento en el estado de oxidación del fluido.

La mineralización de oro se aloja en vetas y vetillas de cuarzo-turmalina. Estas estructuras mineralizadas se formaron de fluidos acuoso-carbonosos a temperaturas mínimas de 280-300°C; una etapa tardía relacionada con la mineralización de oro se desarrolló por soluciones acuosas a temperaturas mínimas de 150-180°C. Esta última etapa fue acompañada de deformación-recristalización y, junto con el oro, se depositó una compleja paragénesis de telururos. Es probable que haya una relación genética entre ambos fluidos: En una primera etapa, fluidos heterogéneos ricos en H₂O-CO₂ y otros elementos volátiles formaron las vetas de cuarzo-turmalina, la liberación de los fluidos se debió a un rompimiento de la presión por fenómenos tectónicos, o bien hidráulicos. En la segunda etapa, hay circulación de fluidos residuales tardíos, los cuales circulan a más baja temperatura por los intersticios de las vetas formadas previamente. El mecanismo de precipitación pudo haberse debido al abatimiento en la temperatura y al incremento en el estado de oxidación de la solución.

Es probable que granitos leucocráticos, metamorfismo terciario (?) y mineralización de oro pudieran tener un origen común, quizás en la parte inferior de la corteza, liberando fluidos metamórficos ricos en CO₂. Estos fenómenos podrían estar implicados en un sistema distensivo precursor del *Basin and Range* del Eoceno, el cual se orienta según un cinturón tectónico más antiguo que coincide con el llamado Mojave-Sonora *Megashear* (Anderson y Silver, 1979) o Falla de Cerro Prieto (Jacques-Ayala, 1993).

Las características comunes de algunos depósitos de oro en la provincia del Desierto de Sonora permiten proponer un

cinturón metalogenético que incluye, además del depósito de San Francisco, otros yacimientos como El Tiro, Mina Grande, San Félix y otros (Pérez-Segura, 1985; Albinson, 1989), Lluvia de Oro, Las Láminas y La Herradura (Silberman *et al.*, 1988), La Choya, Quitovac (Caudillo-Sosa y Oviedo-Lucero, 1990) y probablemente algunos de la sierra La Gloria (Corona, 1979) y Tajitos. Los yacimientos tienen también algunas similitudes con algunos depósitos en *detachment fault* del suroeste de los Estados Unidos de América, como Mesquite y Cargo Muchacho. Sin embargo, en depósitos de este último tipo, el CO₂ en inclusiones fluidas es raro o inexistente (Willis, 1988; Liebler, 1988; Wilkinson *et al.*, 1988).

Estos yacimientos son bastante diferentes de los clásicos reputadamente epitermales en México y Sonora (Buchanan, 1981; Pérez-Segura, 1985), en cuyo caso este cinturón tendría las siguientes características:

- Una cierta relación con zonas de cizalla (*shear-zone*) en el dominio frágil-dúctil (facies de esquisto verde), sobre el cinturón tectónico que sigue el Mojave-Sonora *Megashear* (Anderson y Silver, 1979), llamado también Falla de Cerro Prieto (Jacques-Ayala, 1993).
- Una edad variable de las rocas encajonantes del Precámbrico al Terciario.
- Una relación Au/Ag ≥ 1 .
- Un espectro geoquímico que incluye elementos como Au, Pb, W, Te, Bi.
- La presencia constante en el cuarzo de ganga, de inclusiones fluidas primarias conteniendo CO₂.
- Una edad claramente post-laramídica para la mineralización, pero más vieja que las mineralizaciones de la provincia de la Sierra Madre Occidental (Clark *et al.*, 1982).

Hay similitudes con yacimientos en zonas de cizalla (*shear zones*) en otras regiones del mundo (Bonnemaison y Marcoux, 1987; Hodgson, 1986; Hodgson y Hamilton, 1989; Eisenlohr *et al.*, 1989; Keays y Skinner, 1989; Boyle, 1979; Groves *et al.*, 1989). En el caso de la mina San Francisco, se trata de un cuerpo pequeño relativamente marginal, con características muy similares al depósito de Sigma Mine en el Abitibi canadiense (Robert y Brown, 1984, 1986a, b) y al de Hollinger-McIntyre (Burrows y Spooner, 1986; Wood *et al.*, 1986). La comprensión de los depósitos de la Provincia del Desierto de Sonora tendrá importantes implicaciones para la exploración de oro en el noroeste de México.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbot, P.L., y Smith, T.E., 1989, Source for the Eocene Poway Conglomerate of southern California: *Geology*, v. 17, p. 329-332.
- Albinson, T.F., 1989, Vetas mesotermiales auríferas del Sector Norte del Estado de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional 18, Acapulco, Gro., Memorias, p. 19-40.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 10, núm. 7, p. 359 (resumen).
- 1979, The role of the Mojave-Sonora *Megashear* in the tectonic evolution of northern Sonora, in Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds.,

- Geology of northern Sonora: University of Pittsburgh y Universidad Nacional Autónoma de México, Geological Society of America, Annual Meeting, San Diego, Guidebook, Field trip 27, p. 59-68.
- Boiron, M.C., 1987, Mineralisations à Au, As, Sb, altérations hydrothermales et fluides associés dans le bassin de Villeranges (Combrailles, Massif Central Français): Nancy, Francia, Centr. Rech. Géol. Uranium (CREGU), Mémoire, v. 15, 302 p.
- Bonham, H.F., Jr., 1989, Bulk-mineable gold deposits of the western United States, in Keays, R.R.; Ramsay, W.R.H.; and Groves, D.I., eds., The geology of gold deposits—the perspective in 1988: Economic Geology Monographs, v. 6, p. 193-207.
- Bonnemaison, M., y Marcoux, E., 1987, Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français: Chronique de la Recherche Minière, v. 488, p. 29-42.
- Boyle, R.W., 1979, The geochemistry of gold and its deposits: Canada Geological Survey Bulletin, v. 280, 581 p.
- Buchanan, L.J., 1981, Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest, in Dickinson, W.R., y Payne, W.D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 237-262.
- Burnham, C.W., 1981, Physicochemical constraints on porphyry mineralization, in Dickinson, W.R., y Payne, W.D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 71-77.
- Burrows, O.R., y Spooner, E.T.C., 1986, The McIntyre Cu-Au deposit, Timmins, Ontario, Canada, in Macdonald, A.J., ed., Gold'86—An international symposium on the geology of gold deposits: Toronto, ON., Canada, Gold'86, Proceedings, p. 23-39.
- Callan, N.J., y Spooner, E.T.C., 1989, Archean Au quartz vein mineralization hosted in a tonalite-trondhjemite terrane, Renabie mine area, Wawa, North Ontario, Canada, in Keays, R.R.; Ramsay, W.R.H.; and Groves, D.I., eds., The geology of gold deposits—the perspective in 1988: Economic Geology Monographs, v. 6, p. 9-18.
- Cathelineau, Michel, 1981, Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud-armoricaines et leur encaissant métamorphique. Relations et interactions entre les mineralisations et divers contextes géologiques et structuraux: Nancy, Francia, Sciences de la Terre, Memoria, v. 42, 375 p.
- Cathelineau, Michel, y Nieva, David, 1985, A chlorite solid solution geothermometer—the Los Azufres (Mexico) geothermal system: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 91, p. 235-244.
- Caudillo-Sosa, Gerardo, y Oviedo-Lucero, Fernando, 1990, Geología del área Quitovac, Mpio. de Puerto Peñasco, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora (UNI-SON), tesis profesional, 120 p. (inédita).
- Cheilletz, Alain; Clark, A.H.; Farrar, Edward; Arroyo-Pauca, Guido; Pichavant, Michel; y Sandeman, Hai, 1992, Volcano-stratigraphy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Macusani ignimbrite field—monitor of the Miocene geodynamic evolution of the Andes of the SE Peru: Tectonophysics, v. 205, p. 307-327.
- Clark, K.F.; Foster, C.T.; y Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 533-544.
- Collins, P.L.F., 1979, Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing date for estimation of salinity: Economic Geology, v. 74, p. 1436-1444.
- Corona, F.V., 1979, Preliminary reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico, in Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Geology of northern Sonora: University of Pittsburgh y Universidad Nacional Autónoma de México, Geological Society of America, Annual Meeting, San Diego, Guidebook, Field trip 27, p. 32-48.
- , 1980, Reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Mexico: Pittsburgh, PA., University of Pittsburgh, tesis de maestría, 232 p. (inédita).
- Damon, P.E.; Livignston, D.E.; y Giletti, B.J., 1962, Extension of the older Precambrian of the southwest into Sonora, Mexico: Geological Society of America, Special Paper, v. 68, p. 158-159.
- De Jong, K.A., y Jacques-Ayala, César, 1986, The Mojave-Sonora megashear near Caborca, Sonora: a major fault, but not necessarily a Jurassic strike-slip fault: Geological Society of America, Abstracts with Programs, p. 18 (resumen).
- De Jong, K.A.; Escárcega-Escárcega, J.A.; y Damon, P.E., 1988, Eastward thrusting, southwestward folding, and westward backsliding in the Sierra La Vibora, Sonora, Mexico: Geology, v. 16, p. 904-907.
- Dowling, Kim, y Morrison, Gregg, 1989, Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples, in Keays, R.R.; Ramsay, W.R.H.; and Groves, D.I., eds., The geology of gold deposits—the perspective in 1988: Economic Geology Monographs, v. 6, p. 342-368.
- Eisenlohr, B.N.; Groves, D.I., y Partington, G.A., 1989, Crustal-scale shear zones and their significance to Archaean gold mineralization in western Australia: Mineralium Deposita, v. 24, p. 1-8.
- Flores, Teodoro, 1930, Reconocimientos geológicos en la región central del Estado de Sonora: Instituto Geológico de México, Boletín 49, 243 p.
- Foster, M.D., 1962, Interpretation of the composition and a classification of the chlorites: Geological Survey Professional Paper, v. 414 A, 33 p.
- Gamiño-Ochoa, Hugo, e Islas-Falce, Jorge, 1986, Geología del distrito aurífero de Mulatos, Municipio de Sahuaripa, Sonora, México: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, México, D.F., Resúmenes, p. 35-36 (resumen).
- Groves, D.I.; Barleya, M.E.; y Ho, S.E., 1989, Nature, genesis, and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn block, western Australia, in Keays, R.R.; Ramsay, W.R.H.; and Groves, D.I., eds., The geology of gold deposits—the perspective in 1988: Economic Geology Monographs, v. 6, p. 71-85.
- Groves, D.I.; Phillips, G.N.; Ho, S.E.; Henderson, C.A.; Clark, M.E.; y Woad, G.M., 1984, Controls on distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in western Australia, in Forster, R.P., ed., Gold'82—The geology, geochemistry and genesis of gold deposits: A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, Gold'82, Special Publication, p. 689-712.
- Hardy, L.R., 1981, Geology of the central Sierra de Santa Rosa, Sonora, Mexico, in Ortlieb, Luc, y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Hermosillo, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, p. 73-98.
- Haxel, Gordon; Tosdal, R.M.; May, D.J.; y Wright, J.E., 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona—Thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 631-653.
- Hayama, Yoshikazu; Shibata, Ken; y Takeda, Hideo, 1984, K-Ar ages of the low-grade metamorphic rocks in the Altar Massif, northwest Sonora, Mexico: Journal of the Geological Society of Japan, v. 90, p. 589-596.
- Hedenquist, J.W., y Henley, R.W., 1985, The importance of CO₂ on freezing point measurement of fluid inclusions; evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition: Economic Geology, v. 80, p. 1379-1408.
- Herrera-Urbina, Saúl, y Pérez-Segura, Efrén, 1990, Facies de metamorfismo en las secuencias de las inmediaciones del poblado Estación Llano, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora (UNI-SON), Departamento de Geología, Boletín, v. 7, p. 7-28.
- Hodgson, C.J., 1986, Place of gold ore formation in the geological development of Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada: Institution of Mining and Metallurgy, Transactions, Section B, Applied Earth Sciences, v. 95, p. B183-B194.
- Hodgson, C.J., y Hamilton, J.V., 1989, Gold mineralization in the Abitibi Greenstone Belt—End-stage result of Archaean collisional tectonics? in Keays, R.R.; Ramsay, W.R.H.; y Groves, D.I., eds., The geology of gold deposits—the perspective in 1988: Economic Geology Monographs, v. 6, p. 86-100.
- Hubert, P., 1986, Textures et inclusions fluides des quartz aurifères—Application au gîte de Cros Gallet (Haute Vienne, France) et au prospect de Sanoukou (District de Kenieba, Mali): Orléans, Francia, Université d'Orléans, Document du BRGM, v. 114, 350 p. (inédito).
- Jacques-Ayala, César, 1993, The Cretaceous in the Caborca-Santa Ana region, northern Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati,

- disertación doctoral, 145 p. (inédita).
- Keays, R.R., y Skinner, B.J., 1989, Introduction, in Keays, R.R.; Ramsay, W.R.H.; and Groves, D.I., eds., *The geology of gold deposits—the perspective in 1988: Economic Geology Monographs*, v. 6, p. 1-8.
- Kerrich, Robert, y Fyfe, W.S., 1981, The gold carbonate association—source of CO₂ and fixation reactions in Archaean lode deposit: *Chemical Geology*, v. 33, p. 265-294.
- Lambert, R.J., 1969, The mineralogy and metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart districts of Iverness-shire: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 63, p. 553.
- Liebler, G.S., 1988, Geology and gold mineralization at the Picacho Mine, Imperial County, California, in Schafer, R.W.; Cooper, J.J.; y Vikre, P.G., eds., *Bulk mineable precious metal deposits of the western United States: Geological Society of Nevada, Symposium, Reno, Nev., Proceedings*, Apr. 6-8, 1987, p. 452-453.
- Le Bel, Laurent, 1979, Micas magmatiques et hydrothermaux dans l'environnement du porphyre cuprifère de Cerro Verde-Santa Rosa, Perou: *Bulletin de Minéralogie*, v. 102, p. 35-41.
- Luna, R.G., y Gastélum, G., 1992, Geology of the San Francisco Prospect, Estación Llano, Sonora, in Clark, K.F.; Roldán-Quintana, Jaime; y Schmidt, R.H., eds., *Geology and mineral resources of northern Sierra Madre Occidental, Mexico: El Paso Geological Society*, p. 307-312.
- Mendoza, H.A.; Gómez, D.; y McKelvey, G.E., 1993, Geology and exploration of the Santa Gertrudis gold district, Sonora, Mexico: Reno, NV., *Proceedings of the SME Annual Meeting*.
- Morales-Montaño, Mariano, 1984, Bosquejo geológico del cuadrángulo "Estación Llano Imuris": Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora (UNISON), Departamento de Geología, Boletín, Segunda época, v. 1, p. 25-49.
- Nash, J.J., y Cunningham, C.L., Jr., 1973, Fluid inclusion studies of the fluorspar and gold deposits, Jamestown District, Colorado: *Economic Geology*, v. 68, p. 1247-1262.
- Pérez-Segura, Efrén, 1985, La carta metalogenética de Sonora, escala 1:250,000, Una interpretación de la metalogenia de Sonora: Gobierno del Estado de Sonora, México, y la Universidad de Sonora (UNI-SON), publicación, v. 7, 64 p.
- 1989, Descubrimiento de una paragénesis de Au-Te en el yacimiento de San Francisco, Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, Acapulco, Gro., 18, Memorias, p. 63-79.
- 1990, A new Au-Te paragenesis in Sonora, Mexico; the San Francisco ore deposit: Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, 86, Tucson, AZ, Abstracts with Programs, v. 22, p. 75 (resumen).
- Pérez-Segura, Efrén, y Echávarri-Pérez, Ariel, 1981, La carta metalogenética de Sonora: Dirección de Minería, Geología y Energéticos, ed., Edición 1981, Gobierno del Estado de Sonora, publicación, v. 2, 18 p.
- Phillips, G.N., y Groves, D.I., 1984, Fluid access and fluid wall rock interaction in the genesis of the Archaean gold-quartz vein deposits at Hunt Mine, Kambalda, western Australia, in Forster, R.F., ed., *Gold'82—The geology, geochemistry and genesis of gold deposits: A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, Meeting, Harare, Zimbabwe, Special Publication*, v. 1, p. 389-416.
- Proudlove, D.C.; Hutchinson, R.W.; y Rogers, D.S., 1989, Multiphase mineralization in concordant and discordant gold veins, Dome Mine, south Porcupine, Ontario, Canada, in Keays, R.R.; Ramsay, W.R.H.; y Groves, D.I., eds., *The geology of gold deposits—the perspective in 1988: Economic Geology Monographs*, v. 6, p. 112-123.
- Radelli, Luigi, y Calmus, Thierry, 1988, Suture et nappes d'âge nevadien sur la bordure sud du Colorado (Colorado, Arizona, U.S.A.; Sonora, Mexique): *Géologie Alpine*, v. 64, p. 105-111.
- Rangin, Claude, 1986, Contribution à l'étude géologique du système cordillerain mésozoïque du nord-ouest du Mexique—Une coupe de la Basse Californie centrale à la Sierra Madre Occidentale en Sonora: Paris, Francia, *Mémoires de la Société Géologique de France*, v. 148, 136 p.
- Richard, D.; Bonin, B.; y Monod, O., 1989, Les granites du Sonora (Mexique) et leur contexte géodynamique: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série II, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, v. 308, p. 343-357.
- Robert, François, y Brown, A.C., 1984, Progressive alteration associated with gold-quartz tourmaline veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: *Economic Geology*, v. 79, p. 393-399.
- 1986a, Archaean gold bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, part I—Geological relations and formation of the vein system: *Economic Geology*, v. 81, p. 578-592.
- 1986b, Archaean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, part II—Vein paragenesis and hydrothermal alteration: *Economic Geology*, v. 81, p. 593-616.
- Roedder, Edwin, 1984, Fluid inclusion evidence bearing on the environments of gold deposition, in Forster, R.F., ed., *Gold'82—The geology, geochemistry and genesis of gold deposits: A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, Gold'82, Special Publication*, p. 129-163.
- Roldán-Quintana, Jaime, 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east central Sonora, Mexico, in Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America, Special Paper*, v. 254, p. 69-80.
- Salas-Pizza, Guillermo, 1968 (1970), Areal geology and petrology of the igneous rocks of the Santa Ana region, northwest Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 31, p. 11-64.
- Saunders, J.A., y May, E.R., 1986, Bessie G—A high grade epithermal gold telluride deposit, La Plata County, Colorado, USA, in Mac Donald, A.J., ed., *Gold'86—An international symposium on the geology of gold deposits: Gold'86, Toronto, ON, Canadá, Meeting, Proceedings*, p. 436-444.
- Silberman, M.L.; Giles, D.A.; y Groubard, Cinda, 1988, Characteristics of gold deposits in northern Sonora, Mexico—A preliminary report: *Economic Geology*, v. 83, p. 1966-1974.
- Velde, B., 1967, Si⁴⁺ content of natural phengites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 14, p. 250-258.
- Willis, G.F., 1988, Geology and mineralization of the Mesquite open pit gold mine, in Schafer, R.W.; Cooper, J.J.; y Vikre, P.G., eds., *Bulk mineable precious metal deposits of the western United States: Geological Society of Nevada, Reno, NV., Apr 6-8, 1987, Symposium, Proceedings*, p. 473-486.
- Wilkins, Joe, Jr., 1984, The distribution of gold-and silver-bearing deposits in the Basin and Range Province western United States: *Arizona Geological Society Digest*, v. 15, p. 1-27.
- Wilkinson, W.H.; Wendt, C.J.; y Dennis, M.D., 1988, Gold mineralization along the Riverside Mountains detachment fault, Riverside County, California, in Schafer, R.W.; Cooper, J.J.; y Vikre, P.G., eds., *Bulk mineable precious metal deposits of the western United States: Geological Society of Nevada, Reno, NV., Apr 6-8, 1987, Symposium, Proceedings*, p. 487-504.
- Wood, P.C.; Burrows, D.R.; Thomas, A.V.; y Spooner, E.T.C., 1986, The Hollinger-McIntyre Au-quartz vein system, Timmins, Ontario, Canada—Geologic characteristics, fluid properties and light stable isotope geochemistry, in Macdonald, A.J., ed., *Gold'86—An international symposium on the geology of gold deposits: Gold'86, Toronto, ON, Canadá, Proceedings*, p. 56-80.
- Zimmermann, J.L.; Jambon, Albert; y Guyetand, Gilbert, 1988, Manometric and mass spectrometric analysis of fluids in geological materials: *Geochemical Journal*, v. 22, p. 9-21.

Manuscrito presentado: 7 de noviembre de 1994.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 27 de octubre de 1995.

Manuscrito aceptado: 16 de noviembre de 1995.