

Geología, alteración hidrotermal y mineralogía del cerro Minas (Santa Ana, Costa Rica): Cuerpos subvolcánicos coetáneos con la sedimentación de la Formación Pacacua (Mioceno Inferior)

Geology, hydrothermal alteration, and mineralogy of Cerro Minas (Santa Ana, Costa Rica): Subvolcanic bodies coeval with the sedimentation of the Pacacua Formation (Lower Miocene)

Guillermo E. Alvarado¹, Luis A. Zeledón², Leonardo Quesada³, Gerardo A. Rodríguez³, Peter C. Ryan⁴, Paulo León⁵ y Christian Solano⁶

¹Universidad de Costa Rica (UCR), Centro Investigación en Ciencias Geológicas (CICG), San José, Costa Rica

²Pensionado, Ciudad Quesada, Alajuela, Costa Rica

³Universidad de Costa Rica (UCR), Escuela de Química, Unidad de Difracción de Rayos X, San José, Costa Rica

⁴Middlebury College, Department of Earth and Climate Sciences, Vermont, Estados Unidos

⁵G&L Consultores, San José, Costa Rica

⁶Museo de Ciencias Naturales La Salle, San José, Costa Rica

*Autor de contacto: galvaradoinduni15@gmail.com

(Recibido: 25-02-2025; aceptado: 23-06-2025)

RESUMEN: El cerro Minas, ubicado en el flanco NNW de los cerros de Escazú, corresponde con cuerpos de lavas con estructura fluidal (andesitas hasta traquitas parcialmente porfíricas) asociados con la Formación Pacacua. Se interpretan como criptodomas y apófisis que intruyeron a los sedimentos durante el Mioceno Inferior. Poseen una intensa alteración silicificante y calcificante. Durante la explotación del tajo (antiguamente conocido como quebrador Breñaña), se encontraron las geodas de mayor dimensión hasta el momento registradas a nivel nacional (ca. 0,5 a 2 m de diámetro) con grandes cristales decimétricos de amatistas; además, se reportaron cuarzos cristalinos, cuarzos ahumados y citrinos, incluyendo cuarzos anhidros micro a criptocristalinos (calcedonias, ágatas y jaspes rojos). Otros minerales con formas y colores muy llamativos fueron las calcitas rosadas hasta café amarillentas, algunas en correspondencia con calcitas ricas en Mg y los agregados cristalinos de rosas de dolomita férrica (una ocurrencia rara a nivel mundial con respecto a su aspecto), asociadas con baritina. Mucha de la matriz blancuzca de grano fino corresponde con calcita, montmorillonita, illita y cuarzo, con la presencia subordinada de zeolitas



(laumontita, mordenita). La alteración hidrotermal se puede catalogar del tipo silicificante y carbonática en un sistema alcalino rico en Mg a una temperatura de unos 150 °C. Dentro de los minerales menas de metales aparecieron en poca cantidad especularita, bornita, calcopirita y, en menor proporción, malaquita, calcosina y esfalerita.

Palabras clave: Mineralogía, alteración hidrotermal, Formación Pacacua, rocas hipoabisales, megageodas, rosas de dolomita férrica.

ABSTRACT: Cerro Minas, located on the NNW flank of the Escazú hills, corresponds to lava bodies with a fluidal structure (andesites to slightly porphyritic trachytes) associated with the Pacacua Formation. They are interpreted as cryptodomes and apophysis that intruded into the sediments during the Early Miocene. They have an intense silicification and calcification alteration. During the exploitation of the quarry (former Breña quarry), the largest geodes recorded so far nationwide (*ca.* 0.5 to 2 m diameter) with large decametric amethyst crystals were found; in addition, crystalline quartz, smoky quartz and citrines were reported, as well as an anhydrous micro to cryptocrystalline quartz (calcedony, agate, and jasper). Other minerals with very striking shapes and colors were pink, yellow to brown calcite/Mg-calcite and iron-bearing dolomite (ferroan dolomite) roses (a rare occurrence worldwide referring its aspect), associated with barite. The hydrothermal alteration can be classified as silicifying and carbonatic type in an alkaline system rich in Mg at a temperature of about 150 °C. Much of the fine-grained whitish matrix corresponds to calcite, montmorillonite, illite and quartz with the subordinate presence of zeolites (laumontite, mordenite). Among the rare occurrence metal ore minerals, such as specularite, bornite, chalcopirite and, to a lesser extent, malachite, chalcocite and sphalerite appeared in small quantities.

Keywords: Mineralogy, hydrothermal alteration, Pacacua Formation, hypabyssal rocks, megageodes, ferroan dolomite roses.

Introducción

El Cerro Minas se ubica aproximadamente a 1 km al SW de Santa Ana (84°11'17,6''W - 9°55'8,1''N), visible desde muchos sectores del Valle Central Occidental, constituye un tajo o cantera actualmente abandonada, dentro del cual se plantea realizar proyectos urbanísticos, ya que su diseño de bancos ofrece facilidades para el desarrollo (Fig. 1), debido a su terraceo y al poseer una vista panorámica perfecta a una altitud de 1200 m s.n.m. Los afloramientos de lavas del cerro Minas, antiguo Tajo o Quebrador Breña, son conocidos desde hace seis décadas, pero sus descripciones siempre han sido someras, pese a presentar exposiciones excelentes (unos 200 m) y el haber tenido un rol importante en el uso de los agregados para el Valle Central. Además, dentro de los coleccionistas de minerales, es un lugar icónico por haberse encontrado una enorme geoda en 1972 con amatistas y otros minerales con hábitos y aspectos poco frecuentes a nivel nacional, además de tamaños y variedades interesantes, al grado que forma parte de colecciones privadas y públicas (p. ej., Museo de Ciencias Naturales La Salle, Museo Nacional y Hotel Bougainvillea, entre otros). Desafortunadamente, los dueños del tajo en su momento tuvieron miedo de que pararan las operaciones y las cubrió o fueron destruidas, por lo que no se pudieron realizar reconocimientos geológicos y se perdió su ubicación, así como la oportunidad de estudiar y documentar mejor el hallazgo.

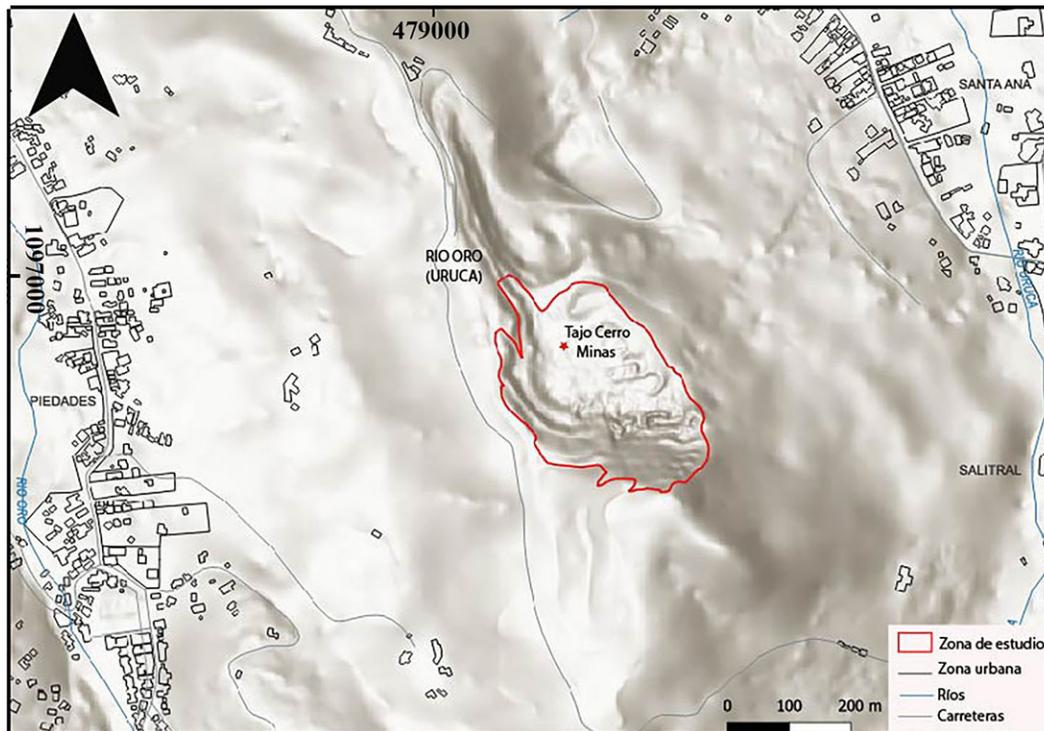


Fig. 1: Mapa de ubicación del cerro Minas y del tajo homónimo, antiguamente llamado quebrador Breña.

Puesto que muy poco se ha escrito sobre la variedad de minerales allí encontrados, se considera importante dejar constancia de las particularidades que allí se presentaron desde el punto de vista vulcanológico y mineralógico, incluyendo aspectos sobre la estratigrafía, petrografía, tipo de mineralizaciones y su posible génesis.

Antecedentes

Los estudios del cerro Minas han sido pocos, pese a ser un punto de referencia en la parte sur del Valle Central y de tener excelentes exposiciones rocosas. La propiedad del cerro Minas le pertenecía Sr. Salvador Arley, quien la vendió a Trino Araya y a Sáenz Renault, quienes establecieron el quebrador Breña en aproximadamente en 1970, propiedad de Productos de Concreto. Don José Figuer compila algunas notas mineralógicas, que desgraciadamente quedaron inéditas (Figuer, 1978). En 1990 resurge como Agregados Cerro Minas S. A., cantera que cierra hacia finales del 2022 (J. Figuer, com. verbal, 2022). Dadas las operaciones mineras a cielo abierto, las lavas y sus estructuras particulares quedaron bien expuestas en las paredes del tajo, aunque claramente, día con día era modificadas.

Dóndoli y Chaves (1968) incluyen a dichas lavas como un vulcanismo de transicional en edad entre la Formación Aguacate (pre-Cuaternario) y el Grupo Volcánico Cuaternario. Rivier (1979) describe una serie de cuerpos lávicos antiguos aislados dentro de las rocas sedimentarias de la Formación Pacua y

establece acertadamente que dicha unidad está intruida por numerosos sills, diques (incluyendo posibles chimeneas volcánicas) y cuerpos de rocas volcánicas (domos), de posible composición dacítica, latíandésítica, latítica, andesítica y andesítica basáltica, con diferentes grados de alteración hidrotermal (silicificación, carbonatización, cloritización y epidotización). Agrega que podrían ser en parte contemporáneos o de una edad muy cercana a la edad de los sedimentos y, en concreto, que las rocas más félsicas en el cerro Minas parecen ser más recientes, quizás relacionadas con el vulcanismo del Grupo Aguacate, aunque aclara que se requieren de estudios más de detalle. Alvarado (1984), agrega detalles petrográficos del cerro Minas y establece que se trata de un vulcanismo asociado con la Formación Pacacua.

Denyer y Arias (1991) cambian el esquema, al incluir las rocas del cerro Minas como un posible centro de emisión volcánica antigua pero asociado con la Formación Grifo Alto, donde mencionan, además de las lavas, ignimbritas y depósitos de oleadas piroclásticas. Barrantes (1991) describe la petrografía de dos muestras de lava clasificadas como andesitas con augita y de una ignimbrita e, igualmente, asocia dichas litologías a la Formación Grifo Alto. Alvarado y Gamboa (2008) y Soto y Alvarado (2012) aportan un mayor grado de detalle vulcanológico y petrográfico, donde establecen que posiblemente se trate de una serie de apófisis y un criptodomo coetáneo con la sedimentación de la Formación Pacacua. Finalmente, Morice (2010) realiza una caracterización geotécnica de los materiales del tajío.

Metodología y limitaciones

Se realizaron varias visitas al campo en diferentes años, distanciadas unas de otras, al quebrador llamado Cerro Minas (antiguamente conocido como Quebrador Breña) con el fin de realizar levantamientos geológicos. Se tomaron 11 muestras para petrografía, 24 para difracción de rayos X (DRX) y 5 para fluorescencia de rayos X (FRX).

Los minerales fueron descritos primero de forma macroscópica. Se realizó una separación por predominancia de color para análisis de Difracción de Rayos X de policristal (DRX). Posteriormente, se realizaron polvos de las muestras separadas con un mortero de ágata. El equipo de DRX se encuentra en la Escuela de Química de la Universidad de Costa Rica, modelo Bruker D8 Advance ECO con geometría Bragg-Brentano y con una fuente de rayos X de Cu con longitud de onda de radiación de 1,5418 Å. La potencia de la medición es de 1 kW, mientras que la rotación de medición es de 15 rpm, cuyo modelo del detector es Lynxeye SSD 160-2. Los barridos realizados y el tiempo de medición dependieron de la naturaleza cristalográfica de la muestra, pero sus valores siempre se encontraron dentro del rango de 5° a 70° y de 0,12 a 1,2 grados por minuto. Se utilizó la base de datos de DRX de policristal PDF-4+ 2023 de ICDD (*International Centre for Diffraction Data*), para la comparación e identificación de los minerales presentes en las muestras y, con ello, se identificaron las diferentes fases cristalinas en cada una de ellas.

Adicionalmente, de modo comparativo, se realizaron análisis de DRX en Middlebury College, EE. UU. En este caso, los análisis de DRX se realizaron en un difractómetro Bruker D2-Phaser una fuente de rayos X de Cu y un detector LynxEye XE-2. La configuración de rendija (desde la fuente hasta el detector) es: Soller primario (2°), divergencia (0,2 mm), Soller del detector (2,5°) y fijo (3 mm). Las muestras en polvo se cargaron en portaobjetos y se realizaron análisis de DRX de 2 a 40° 2-theta (30 KV y 10 mA) con velocidad de 0,3 o por minuto. Se identificaron los minerales con Bruker EVA y datos del ICDD, con los espaciamientos basales de reflejos (picos) usados por identificar indicado en paréntesis: Cuarzo

(3,34 Å, 4,26 Å); plagioclasa (3,2 Å, 4,05 Å); calcita (3,03 Å); dolomita (2,89 Å); esfalerita (3,12 Å, 1,91 Å); malaquita (2,86 Å, 5,0 Å, 6,0 Å); laumontita (9,47 Å, 6,45 Å); caolinita (7,2, 3,58 Å); 2:1 arcilla (~ esmectita; 12-15 Å); clorita (14,2, 7,1, 4,74, 3,54 Å); mordenita? (3,46 Å).

También se realizaron análisis químicos mediante fluorescencia de rayos X (FRX) utilizando un equipo Vanta Analizador XRF portátil, para analizar la composición química de la muestra mediante un procedimiento analítico, no destructivo, para determinar la composición elemental de los materiales midiendo los rayos X fluorescentes (o secundarios) característicos emitidos por una muestra cuando se excita por una fuente primaria de rayos X. Estos rayos X fluorescentes emitidos son únicos para cada elemento y se miden cuantitativamente para conocer la cantidad de cada elemento presente.

Se caracterizaron minerales en polvo a través de medidas de microscopía electrónica de barrido con espectrometría de energía dispersiva (SEM-EDS). Se recubrieron con una fina capa de aleación de carbono y se examinaron utilizando un SEM Tescan Vega 3 LMU en Middlebury College. Los parámetros operativos para la obtención de imágenes incluyeron una obtención de electrones secundarios (SE) y un voltaje de aceleración de 5 kV, intensidad de haz de electrones de 7,0 y una distancia de trabajo de 15 mm. Las imágenes se tomaron con aumentos de 350x y 1,0 kx. Para realizar el análisis de EDS, se insertaron los detectores de retrodispersión y un EDS con parámetros operativos de 20 kV, una intensidad de haz de electrones de 17,00 y una distancia de trabajo de 15 mm. Se utilizó un estándar de cobalto en el análisis de EDS. La biblioteca de estandarización de Aztec de Oxford Instruments se utilizó para cuantificar los estándares minerales.

Dentro de las limitaciones se tiene que no resulta fácil el adquirir los permisos para ingresar al tajo, por lo que los estudios fueron realizados en diversos períodos distantes en el tiempo, además del hecho que la presente investigación se realizó con fondos propios y sin fines de lucro, contando con la colaboración desinteresada de ciertas entidades. Claramente, se debería de haber realizado un mapeo y mejor caracterización de la alteración hidrotermal y de las mineralizaciones metálicas, pero está fuera del alcance de la presente investigación.

Resultados

Estratigrafía y vulcanología

En la parte inferior del tajo, se observa una lava porfirítica ligeramente silicificada (40 m de espesor) que parece corresponder con un sill entre epiclastitas (vulcanoruditas y vulcarenitas) de coloración de rojiza a morada, originadas por flujos de escombros volcánicos (*debris flows*), flujos hiperconcentrados y brechas intraformacionales, además de limolitas tobáceas ácidas. Todas estas rocas sedimentarias conforman una secuencia estratigráfica heterogénea, paralela ondulada, con espesores que varían lateral y verticalmente, con un espesor máximo de unos 6 m. El cuerpo lávico presenta posibles “lavas en almohadilla” en su contacto superior con los sedimentos (figuras 2 y 3).

El cuerpo lávico superior, presenta posee un espesor de unos 130 m cerca de su supuesta fuente y se adelgaza a unos 10-20 m en su parte distal. Posee textura fluidal-bandeada (laminación planar, cruzada y plegada), locamente perlítica desvitrificada, con estructuras tipo rampas de progresión “intruidas” por

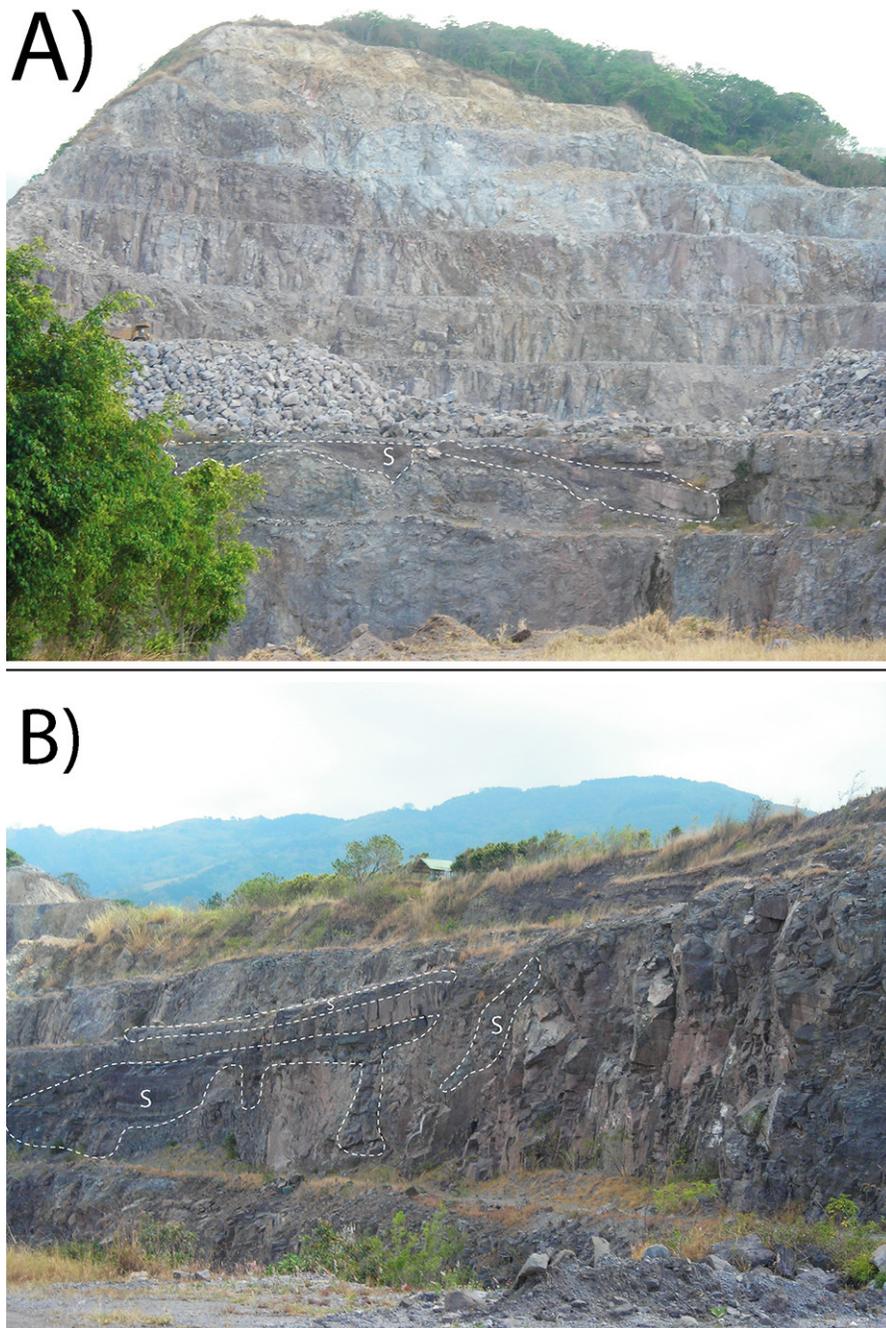


Fig. 2: Vista panorámica del tajo Cerro Minas. A) Se observa las lavas porfíricas inferiores y las lavas superiores, con los sedimentos (S) de la Formación Pacacua entre ellas. B) Se muestra un detalle lateral (fuera de foco de A) donde se muestran los sedimentos interlavas (S).

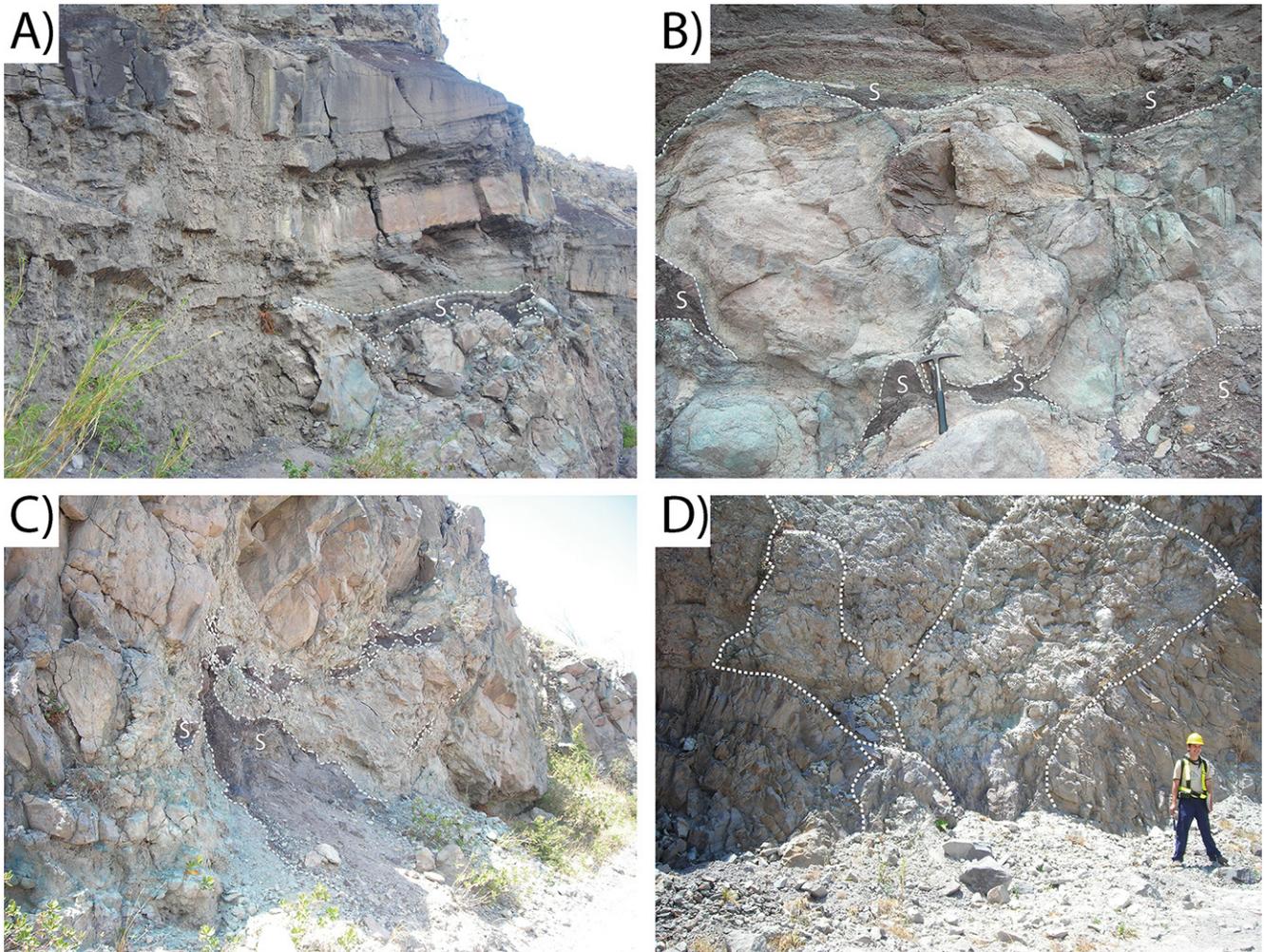


Fig. 3: A) Apófisis (sills?) de lavas entre los sedimentos (S) de la Formación Pacacua. B) Estructura de lava globular, posiblemente almohadillas, en el contacto superior de las lavas porfiríticas silicificadas con los sedimentos de la Formación Pacacua, lo que evidencia un emplazamiento subvolcánico. C) Afloramiento de peperitas presentes en el contacto inferior de las lavas fluidales con los sedimentos (S) de la Formación Pacacua. D) La lava superior intruida por chimeneas de brechas hialoclásticas.

chimeneas de brechas de almohadillas y brechas hialoclásticas, posiblemente producto de fracturación hidráulica. Hacia el tope del tajo se observaron prismas de enfriamiento. Además, esta lava presenta en su contacto inferior, con las rocas sedimentarias, brechas hidroclásticas y peperitas. Las peperitas suelen ser brechosas al contacto con los sedimentos o globulares, emulando depósitos de flujos de lavas en almohadillas (Fig. 3). Todo ello sugiere un emplazamiento subvolcánico dentro de los sedimentos. También, se observan autobrechas, disyunción columnar (arriba citada) y en losas por enfriamiento.

La estructura es subhorizontal de los sedimentos volcanoclásticos, los cuales se encuentran en la base e interestratificados (20 m de espesor) entre los cuerpos subvolcánicos, sin fallas importantes, Sin

embargo, los buzamientos primarios (no tectónicos) de la andesita fluidal pueden ser fuertes (60° y 85°), correspondiendo con pliegues sinvolcánicos en las lavas, en correspondencia con las rampas de avance de los cuerpos lávicos y su enfriamiento.

Petrografía

Varias descripciones petrográficas fueron realizadas por Rivier (1979), Alvarado (1984), Barrantes (1991), Alvarado y Gamboa (2008) y Morice (2010). Acá se realiza una síntesis y se complementa con 8 secciones delgadas adicionales. Las lavas suelen tener una textura afanítica porfirítica con escasos fenocristales, color gris (oscuro a claro o verdoso) hasta blancuzco y morado o lila, producto de la alteración hidrotermal, con características laminaciones rojo-violáceas y textura fluidal dada por la orientación subparalela de los pequeños fenocristales de plagioclasa y vesículas alargadas. En ciertos sectores, las rocas adquieren coloraciones amarillentas hasta anaranjadas debidos a los óxidos e hidróxidos de hierro.

La petrografía es muy variable de autor en autor, dado que no solo presentan un amplio espectro en el tipo y contenido de fenocristales, sino que suelen presentar un alto grado de alteración hidrotermal, que se sobrepone a la roca original (protolito), haciendo difícil la determinación y estimación porcentual de los componentes primarios, aunado a que suele ser rocas poco porfiríticas con fenocristales pequeños de 2 mm o menos de diámetro. Su textura varía desde holocristalina hasta hipocristalina (Cuadro 1).

La plagioclasa bajo el microscopio petrográfico posee igualmente un contenido muy variable de anortita, ya sea como feldespato del tipo oligoclasa (An_{10-18}), andesina (An_{42}) y labradorita (An_{65-70}), algunas con golfos de corrosión. Pueden presentar alteración a sericita y arcilla, a veces con minerales opacos rodeando los fenocristales. Los minerales ferromagnesianos suelen estar muy alterados, al grado de presentarse fantasmas completos de clinopiroxenos, olivino y anfíboles, muchas veces tan solo reconocibles por su forma cristalina. Incluso, queda la duda si la sanidina es primaria o secundaria. Los supuestos olivinos podrían ser xenocristales, mientras que los minerales opacos (magnetita, titanomagnetita o ambas?) se presentan como pequeños fenocristales y, a veces, con forma esquelética (ilmenita?).

La textura de la matriz es igualmente en extremo variable (pilotaxítica, vitrofirica, microcristalina e intergranular), compuesta por microlitos tabulares de plagioclasas, feldespato alcalino, a veces clinopiroxeno, minerales opacos y material criptocristalino.

Por todo lo anterior, los nombres asignados a las rocas (andesitas, dacitas, traquiandesitas, traquitas y latitas) son subjetivos, dada la intensa alteración hidrotermal de los minerales primarios y su recubrimiento de secundarios, aunque sí resulta claro que poseen una marcada textura traquítica con los fenocristales de plagioclasa orientados, además de la relativa poca abundancia de piroxenos y minerales hidroxilados. Lo que sí es cierto, es que no se parecen a las lavas de las formaciones La Cruz ni de Grifo Alto, por poseer contenidos de fenocristales muy bajos, marcadas estructuras fluidales y colores gris-morados claros muy característicos.

Una ignimbrita también fue descrita por Barrantes (1991), aunque esta litología no se observó en el trabajo de campo, sin embargo, sí se incluyó en el cuadro petrográfico. Se habla en el texto de trazas de biotita secundaria, así como ausencia de biotita primaria y fragmentos de roca, pero en el cuadro incluido en dicho trabajo, no solo se pone la biotita como fenocristal, sino que adicionalmente sí se incluyen fragmentos de roca (0-3 %); se desconoce la razón de lo anterior (Cuadro 1).

Cuadro 1

Petrografía de algunos de los cuerpos volcánicos en el cerro Minas.

Petrografía	Petrografía Lavas inferiores	Lavas superiores	Lava superior y brecha hidrotermal	Ignimbrita
Fenocristales	18-30 %	9-18 %	3-25 %	15-23 %
Plagioclasa	14-25 %	7-18 %	2-20 %	10-20 %
Clinopiroxeno	0-10 %	0 %	0-3 %	0 %
Ortopiroxeno	0-5 %	0-1 %	0 %	0 %
Anfibol opacizado	0 %	0 %	0-4 %	0 %
Cuarzo	0 %	0 %	0 %	0-3 %
Sanidina	0 %	0 %	0-8 %	0 %
Fantasmas olivino	0 %	0 %	0-1 %	0 %
Opacos	1-6 %	0,5-3 %	0-6 %	1-5 %
Biotita s.l.	0 %	0 %	0 %	0-2 %
Apatito	0-1 %	0 %	0 %	0 %
Matriz	70-82 %	82-91 %	75-97 %	25-35 %
Descripción de la matriz	Pilotaxítica ¹	Vitrofirica a microcristalina ²	Criptomicrocristalina a intergranular y vitrocristalina ³	Piroclástica eutaxítica ⁴
Minerales secundarios	1-26 %	1-39 %	12-21 %	15-20 %
Calcita	0-10 %	1-28 %	1-4 %	0-6 %
Cuarzo	0-15 %	0-30 %	8-15 %	0 %
Calcedonia	0 %	0 %	0 %	5-10 %
Cloritas	0-10 %	0 %	0 %	10-12 %
Nontronita	0-5 %	0-7 %	0-0,5 %	0 %
Zeolitas	0-1 %	0-3,5 %	0 %	0 %
Hematita/limonita	0-16 %	1-2 %	0,5-4 %	0-5 %
Adularia	0 %	0-0,5 %	0 %	0 %
Titanita	0 %	0 %	0-0,5 %	0 %
Descripción microscópica	Holocristalina porfirítica-glomeroporfirítica a hipocristalina	Holocristalina porfirítica con trama fluidal	Textura hipocristalina porfirítica a vitrofirica	Textura piroclástica eutaxítica
Nombre	Dacitas-Andesitas porfiríticas	Traquiandesitas	Latitas-Traquitas	Ignimbrita

¹ Compuesta por plagioclasa tabular (0,05 x 0,01 mm), a veces clinopiroxeno y minerales opacos. En los intersticios se encuentran muchos granos de óxido de hierro y material criptomicrocristalino. Localmente, con una fuerte impregnación de calcita y hematita, esta última a menudo alrededor de los fenocristales de plagioclasa.

² Compuesta principalmente por cuarzo secundario y feldespatos, probablemente producto de una desvitrificación del vidrio volcánico. Contiene pocos granos de magnetita (diámetro 0,1 mm) y una impregnación de agujas esqueléticas de opacos.

³ Con microlitos de plagioclasa, feldespato alcalino y algo de clinopiroxeno.

⁴ Con esquirlas de vidrio, *fiammes*, fenocristales quebrados y pocos litoclastos (0-3 %) con trazas de biotita secundaria.

Edad

La edad estimada de estas lavas y su asociación litoestratigráfica han variado también con los autores, proponiéndose inicialmente como una transición entre la Formación Aguacate y el Grupo Volcánico Cuaternario (Dóndoli y Chaves, 1968), o bien, asociado con Grupo Aguacate contemporáneo con la Formación Pacacua (Rivier, 1979), o directamente asociado al vulcanismo de Pacacua (Alvarado, 1984; Alvarado y Gamboa, 2008; Soto y Alvarado, 2012) y, finalmente, con la Formación Grifo Alto (Barrantes, 1991; Denyer y Arias, 1991) del Plioceno. El hecho de que claramente intruya de modo sindepositacional con peperitas y sedimentos intercalados idénticos a los de la Formación Pacacua (Alvarado, 1984; Alvarado y Gamboa, 2008; Soto y Alvarado, 2012), lo hace acreedor de una edad probable Miocena Inferior, basado en correlaciones regionales (Denyer y Arias, 1991) y con base en la edad de 19 Ma para el Miembro Mata de Limón, equivalente distal de la Formación Pacacua (Alvarado y Gans, 2012). Los intentos por obtener una edad cronológica directa de las lavas han resultado varias veces infructuosos, tanto por el primer autor, como por el colega Percy Denyer. Las diferentes propuestas de las edades se pueden ver en la figura 4.

Minerales macroscópicos

Uno de los lugares muy famosos a nivel nacional por las geodas y los cristales de cuarzo, excepcionalmente formados, es el cerro Minas (antiguo quebrador o tajo Bretaña). Se llegaron a ver geodas de 0,5 m de diámetro hasta unos 2 m de diámetro con cristales grandes de amatistas de 10 cm de alto por unos 6 cm de ancho. Además, se encontraron cuarzos cristalinos y citrinos (Figueroa, 1978). Uno de los coautores (L.A.Z.) llegó a observar la cantidad de piezas cristales de cuarzos decimétricos recuperados por un “vagonetero” del quebrador, a lo que estimó un volumen de al menos unos 2 m³, cantidad nada despreciable.

A continuación, se describen los principales minerales secundarios fácilmente observables en macroscopía, asociados con las alteraciones hidrotermales, varios de ellos corroborados mediante DRX y con FRX:

Cuarzos macrocristalinos con cristales bien formados: Tapizaban las paredes rocosas con crecimientos en una arcilla rojo ladrillo presentes en forma diseminada, en vetas y menos frecuentemente en geodas. Los cuarzos se presentaban en las variedades de amatista, otros lechosos hacia su base con forma piramidal y desarrollando drusas, típicamente estriados horizontalmente, algunos con pátina café claro en una de sus caras. Las amatistas llegaron a alcanzar tamaños de hasta 20 cm, aunque generalmente, las amatistas de mejor calidad eran las de tamaño más pequeño (2,5-7,5 cm de largo) con cristales mejor desarrollados (Fig. 5). Sus colores variaban desde leve púrpura hasta intenso y solían estar asociadas con la calcita. Algunos cuarzos presentan estructuras fantasmales en su interior, semejan las caras del cristal externo de tenue a fuerte color rojizo (en una, dos o sus seis caras) emulando cuarzo Jacinto de Compostela o hematideo, algunos con filamentos que nacen en la cara interior y se introducen finamente al interior del prisma. Sin embargo, su color interno no es rojizo. Pueden presentarse como cristales bipiramidales o formar maclas de tipo Japón y de penetración tipo Brasil. Menos frecuentes eran las drusas de cuarzo ahumado, como pequeños cristales de 2,5-5 cm de largo o como cuarzos lechosos tenuemente oscurecidos, más ahumados en su cúspide (Fig. 6). Solían estar asociados con calcita y baritina. También

Edad/Autor	Rivier 1979	Alvarado 1984	Denyer & Arias 1991	Barrantes 1991	Alvarado & Gamboa 2008
Holoceno					
Pleistoceno			■	■	
Plioceno			■	■	
Mioceno	■	■			■
Oligoceno					

Fig. 4: Diagrama comparativo de las edades propuestas según los diferentes autores. En el presente estudio se mantiene la posición de Alvarado y Gamboa (2008).

hay cuarzos oscuros, pero con pátinas de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso. En forma casual, se presentaban cuarzos citrinos, ya sea como cristales aislados o como drusas, con una intensidad en su color variable.

Cuarzos anhidros micro a criptocristalinos: En las diferentes bermas del tajo se encuentran cuarzos micro a criptocristalinos, grises, de brillo graso y translucidez. Al ser analizados con DRX resultaron ser cuarzos alfas (cuarzos de baja temperatura), algunos con un cierto enriquecimiento en hierro, lo que correspondería con calcedonia; también se han reportado ágatas de color blanquecino. Jaspes rojos también ya se habían descrito (Alvarado y Gamboa, 2008). Mediante el uso de DRX se analizó una muestra de una veta de jaspe rojo de un centímetro de grosor, resultando en efecto la presencia de cuarzo alfa enriquecido en hematita. Estos jaspes son el resultado del cocimiento pirometamórfico de arcillas.

Calcita: Se presentan en tamaños, color y cristalización variada, por lo general asociada con cuarzos, baritina y arcillas. Sobresale la calcita rosado-lechosa en drusas de cristales romboédricos de hasta 10 cm de largo, por lo general entre 5 y 7 cm, algo aperladas en las caras de exfoliación, casi siempre unidos en su base pulverulenta blanquecino (Fig. 7a). Pueden estar estriadas en sus caras laterales y terminados en pirámides pequeñas (elongación de sus caras según 2014). La base blancuzca pulverulenta de grano fino está conformada por calcita, montmorillonita, illita y muscovita. Algunas calcitas poseen un hábito a veces mamilar o incluso globular con escamas de calcita, donde los individuos radiales forman grupos esféricos o semiesféricos, a veces en prismas terminados en puntas de tres caras con ángulos entre 110°



Fig. 5: Cuarzo amatista. Ejemplo de los tipos de cristales que aparecieron en la megageoda del cerro Minas, una excepcionalidad a nivel nacional. Medidas: 18,3 cm de largo, 8 cm ancho y un peso de 1,4 kg (cortesía Kevin Núñez C.).

y 130° , indicativo de prismas romboédricos (Fig. 7b, c). También es de notar masas de calcita de tonos más oscuros desde amarillo oscuro hasta café oscuro. Las de tonos oscuros resultaron ser calcitas, pero las de tonos café amarillentos correspondieron con calcitas magnésicas variando hasta dolomitas con hierro. Las calcitas blanco-cristalinas pueden llegar a formar drusas.

Dolomita: Se presenta como variedades color amarillento lechoso asociadas con diversas generaciones tabulares y discoidales sin disposición paralela, como individuos planos superpuestos y adheridos unos a otros, por extensión de cuñas romboédricas, generando un aspecto rosáceo (cristales tabulares implantados en círculos más o menos concéntricos) emulando los pétalos de una rosa (Fig. 8), hasta aspecto reticulado, plumoso o reticular entrecruzado (cristales hojosos se entrecruzan sin formar una agregado rosáceo típico), todas unidas en la base blancuzca de cemento calcáreo. El aspecto rosáceo (tipo rosa del desierto) no es frecuente en la literatura mineralógica. Mediante DRX se determinó que constituye una dolomita con hierro, que sería una variedad llamada ferrodolomita (Fig. 9c). Sobre los cristales hojosos, a veces formando drusas, suele existir una recrystalización de calcita con forma mamilar o de microbarriales, la forma prismática romboédrica previamente descrita.

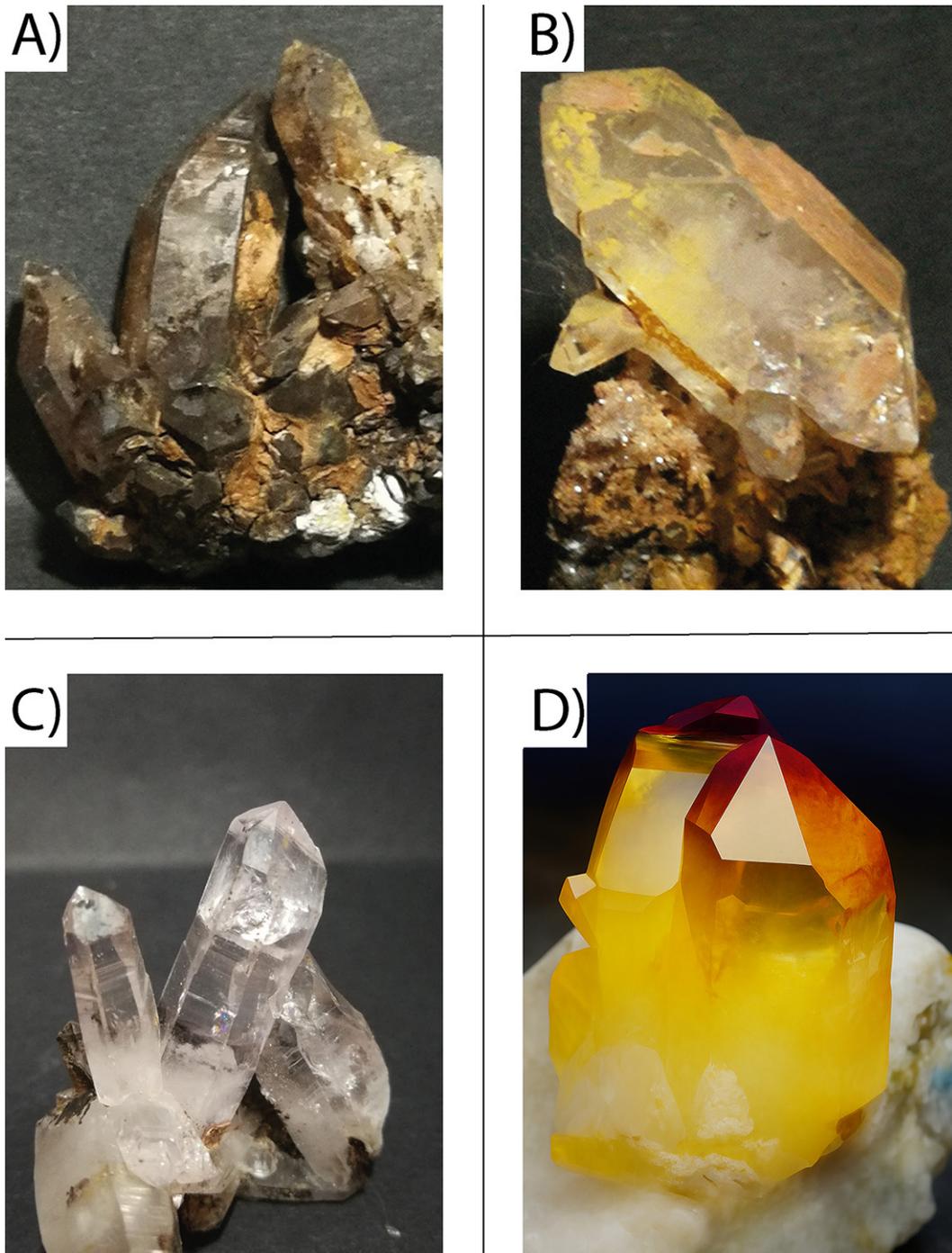


Fig. 6: Ejemplos de cuarzos. a) Cristales de cuarzo ahumado (1,5 cm de largo), b) Cristal de cuarzo biterminado (1,5 cm de largo), c) Cristales de roca (1,3 cm el cristal más grande) y d) Macla de citrino (4 cm de largo; fotografía antigua retocada con IA).

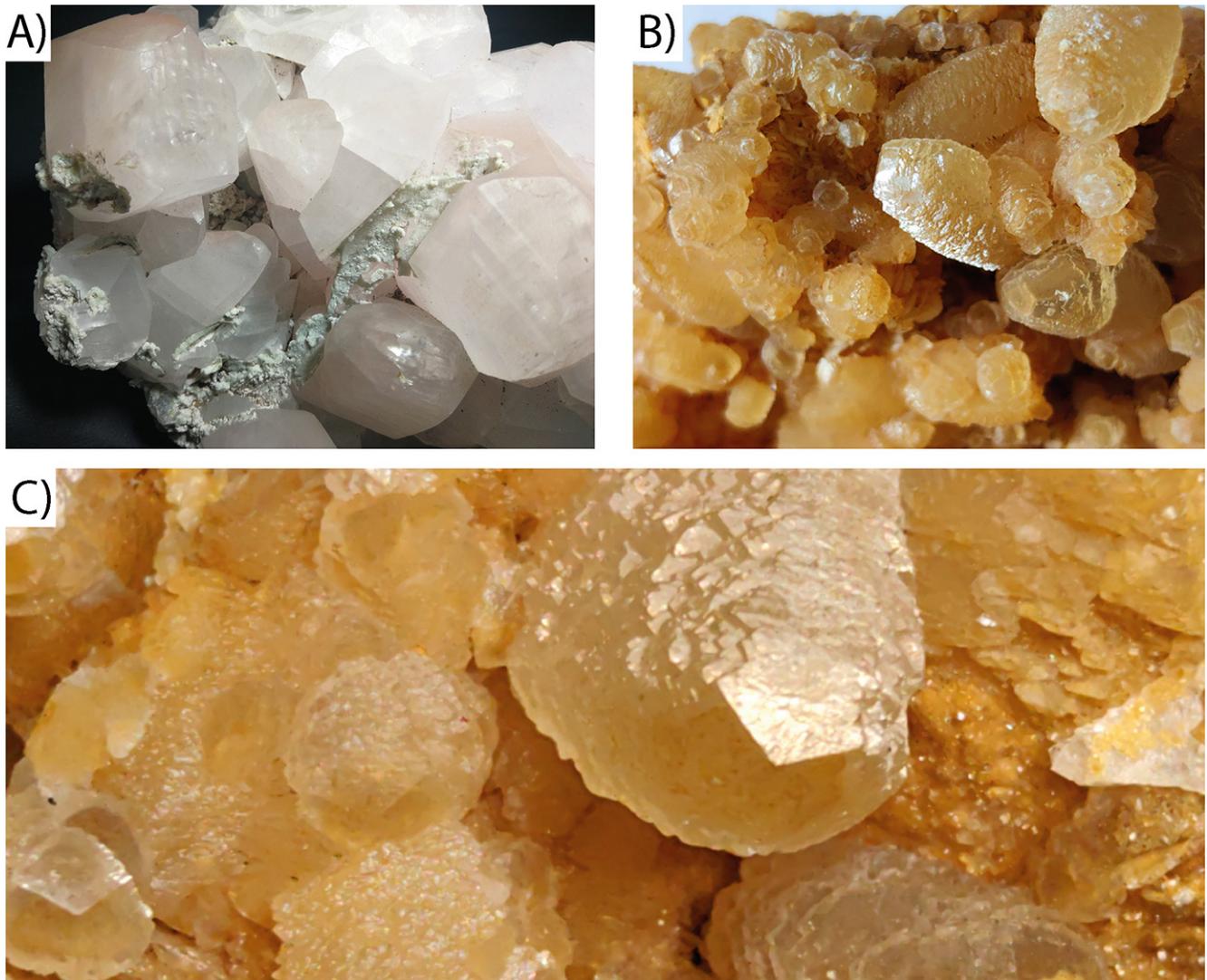


Fig. 7: Ejemplos de carbonatos. a) Cristales romboédricos de calcita rosada (15 cm de alto x 16 cm de ancho), b) Cristales de calcita amarillenta con hábito prismático mamilar a globular (campo visual de 6 cm), c) detalle de la terminación del cristal en tres caras.

Baritina: Se encuentran en forma de cristales tabulares blancos, presentes en masas pequeñas, diferenciable de otros carbonatos por su mayor peso. Suele estar asociada con cuarzo y arcillas. Mediante DRX y química, se confirmó la presencia de baritina (Fig. 9a).

Mordenita: Esta sería la segunda ocurrencia de esta especie de zeolita en Costa Rica, detectada mediante DRX como probable.

Calcosina: Presente en pocas cantidades en la parte superior en vetillas de 5 mm a 1 cm, asociada con malaquita y, menos frecuentemente, con calcopirita.

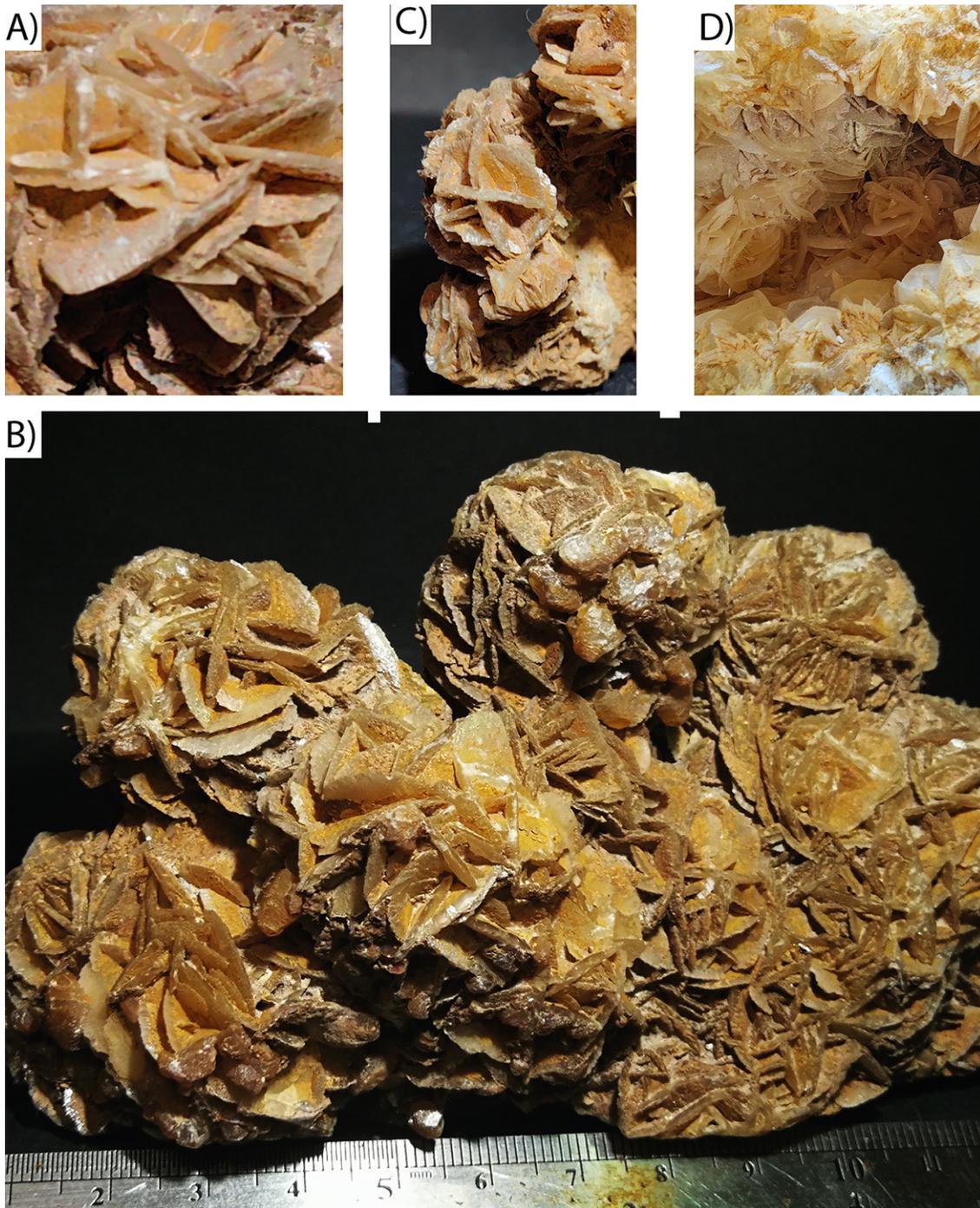


Fig. 8: Roseta de dolomita con hierro (dolomita férrica) con detalle de los cristales hojosos entrecruzados formando un aspecto rosáceo. Las rosas en general poseen entre 1 y 3 cm de ancho. Constituye un caso único dentro de los ejemplares nacionales e incluso una rareza a nivel mundial.

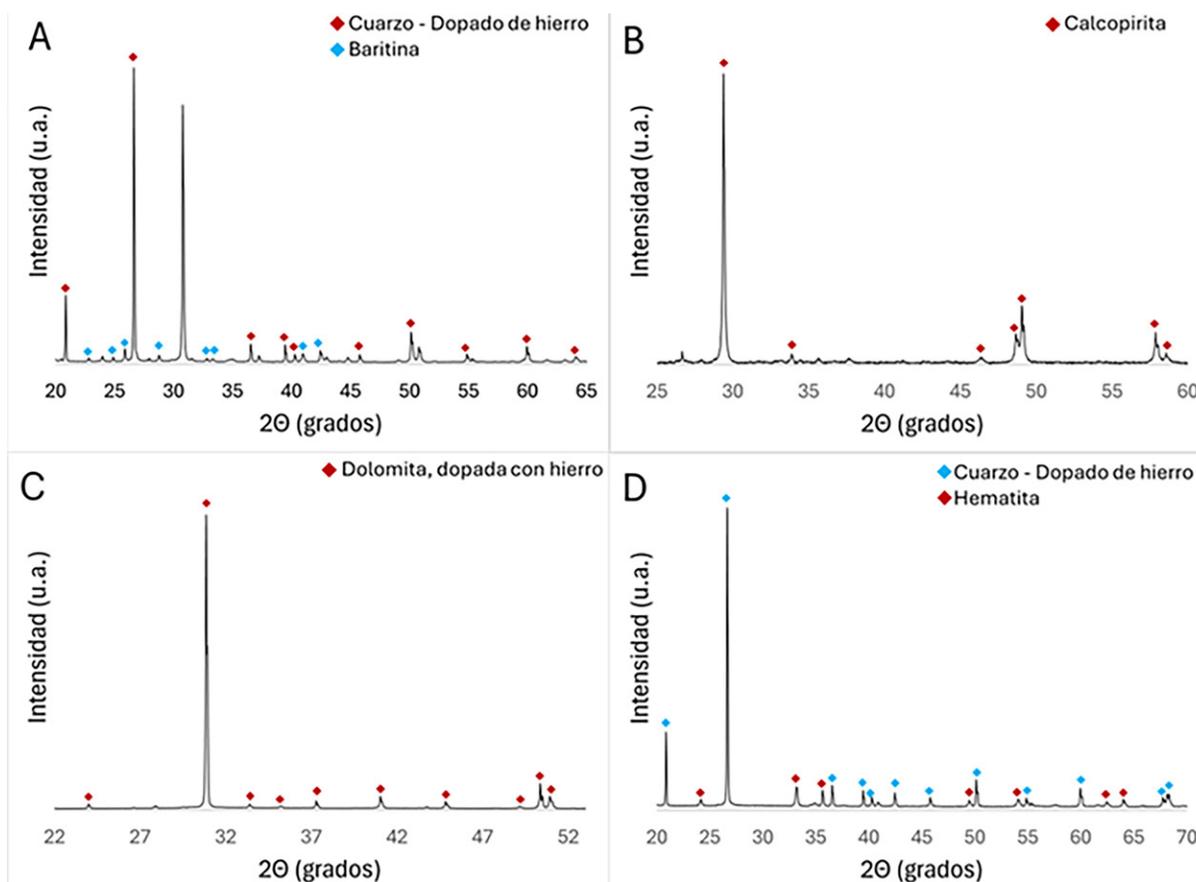


Fig. 9: Resultados de los análisis con DRX. A) Baritina y cuarzo rico en hierro, B) Calcopirita, C) Rosa de dolomita férrica y D) Cuarzo enriquecido con hierro y hematita (jaspe rojo).

Bornita: Se presenta como granos y costras con sus típicas iridiscencias púrpuras, de rojo de cobre y marrón de bronce.

Calcopirita: Como costras cristalinas. La DRX determinó la presencia de calcopirita (Fig. 9b), apoyado por los análisis químicos. Unos fragmentos terrosos casuales de tono violeta resultaron ser cuarzo alfa con hierro, albita y dolomita.

Especularita: Presente en pocas cantidades, principalmente en la parte inferior del tajo, alojada en fracturas y cavidades de las rocas, a veces con cierta forma microbotroidal, o en asocio con arcillas. Algunos ejemplares se presentan algo más grandes, a modo de navajas, con su característico color negro metálico (Fig. 10).

Malaquita: Se le ha reportado en forma casual (Alvarado y Gamboa, 2008).

Esfalerita: Se le ha reportado en forma casual (Alvarado y Gamboa, 2008).

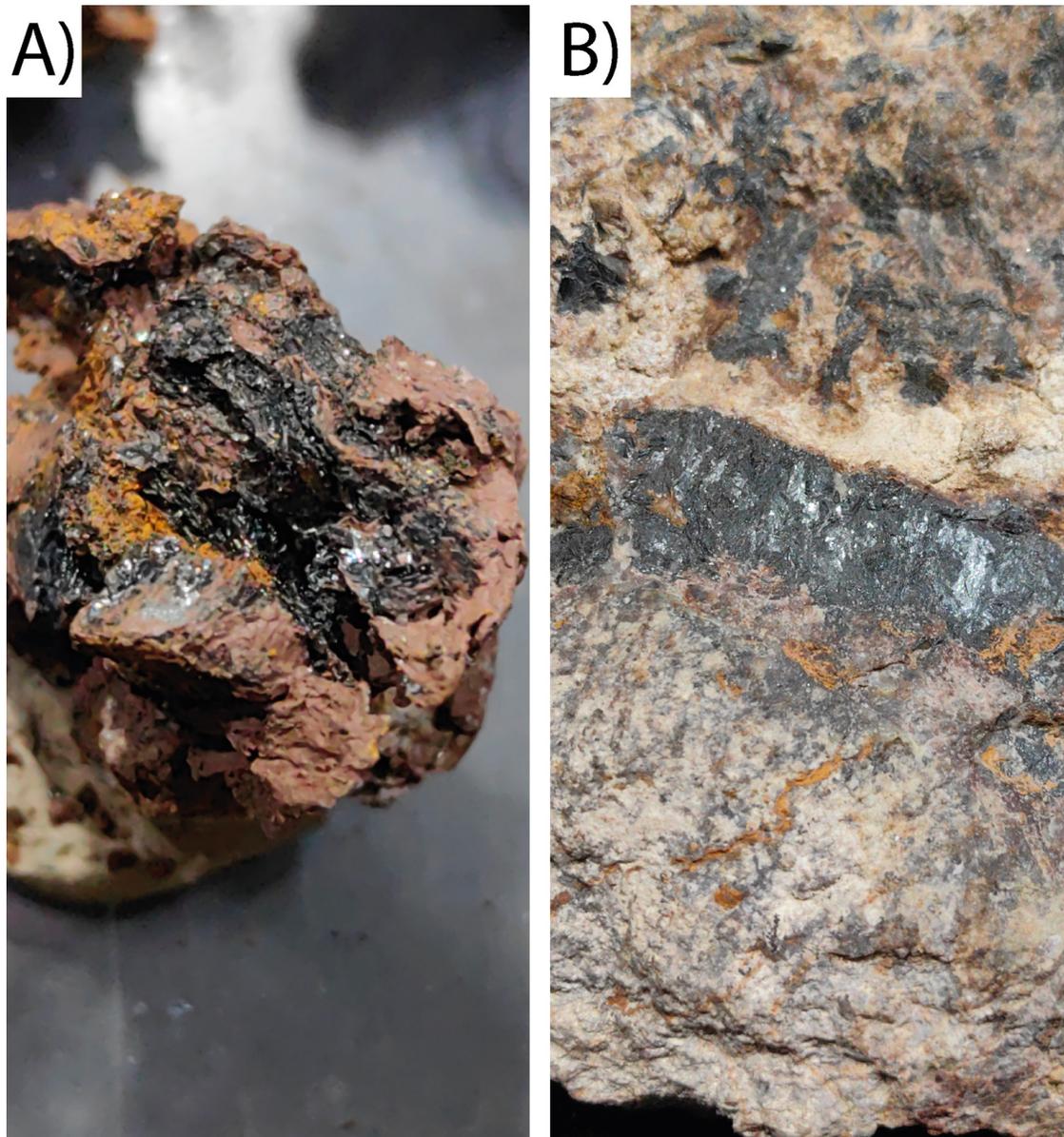


Fig. 10: Especularita. a) relleno de cavidades (2,5 cm de diámetro) y b) relleno de fracturas y diseminada (la vetilla posee 2 cm de ancho).

Geoquímica, alteración hidrotermal y mineralización

Estos cuerpos lávicos poseen localmente sectores con alteración hidrotermal en diferente grado de calcitización (calcita y dolomita), silicificación (cuarzo, calcedonia), cloritización, además de zeolitas (normalmente presentes en las litofíceas), plagioclasas sericitizadas, así como abundante limonita y hematita en las fracturas. Los minerales secundarios representan entre el 1 y el 39 % de la roca. La nontronita suele

aparecer con cierta frecuencia, mientras que la titanita y la adularia son raras. Las zeolitas son principalmente del tipo mordenita, determinada mediante DRX.

La geoquímica de las rocas analizadas (Cuadro 2) apoya los minerales secundarios observados en muestras de mano, petrografía (Cuadro 1) y DRX. Por ejemplo, suelen mostrar valores muy altos de Si en asocio con la silicificación, de Ca y Mg por la calcificación y dolimitización, Al debido a la variada presencia de diversos silicatos (primarios y secundarios), Ti por la titanita, K por la adularia, Fe por la hematita y limonita. Algunas pocas muestras presentan valores elevados de Cl, lo cual se desconoce a qué mineral en concreto puede estar asociado. Los altos valores en S aunado a la presencia de Cu, Zn, Pb y Ag, sugiere que los fluidos hidrotermales movilizaron sulfuros de estos minerales, tal y como se describió en muestras de mano.

La alteración se puede catalogar del tipo deutérica, silicificante y carbonática (Thompson y Thompson, 1996) y más específicamente como un sistema hidrotermal alcalino rico en carbonatos (Hedenquist et al., 2000). Al observar los diagramas de Lippmann (1973) y de Hill y Forti (1997) de estabilidad de los minerales carbonáticos, se puede deducir que el flujo de aguas alcalinas hidrotermales (cálcico-magnésicas) indujo, al bajar la presión parcial del CO₂, que se diera el paso gradual de calcita, a calcita magnésiana y, finalmente, a dolomita.

Las paragénesis mineralógicas de los minerales secundarios, particularmente la mordenita y la laumontita y, en menor grado, la adularia, cloritas e illitas, así como las geodas de amatistas, sugieren temperaturas ≤ 150 °C (Corrêa et al., 1994; Hedenquist et al., 1996; Merino et al., 2001; Gilg et al., 2003). Aunque es un sistema de temperatura moderadamente baja, logró movilizar pequeñas cantidades de Cu, Zn y Ag, tal y como se dijo dos párrafos atrás. Rivier (1979) asocia estas alteraciones con el intrusivo de Escazú, pero al parecer, gran parte de las mineralizaciones son previas a la intrusión, dado que similares mineralizaciones y yacimientos de vetas polimetálicas (Cu-Pb-Zn) se han observado en otras partes del país en similares contextos geológicos (Alvarado y Gans, 2012); la edad de la mineralización al parecer es Miocena Inferior o Media.

Discusión y conclusiones

Las evidencias anteriormente descritas permiten deducir que se trata de cuerpos subvolcánicos que intruyeron a sedimentos inconsolidados y todavía húmedos de la Formación Pacacua (Mioceno Inferior), por lo tanto, coetáneos (Fig. 11). Al parecer se trata de sills, apófisis y un gran cuerpo que puede interpretarse como un criptodomo, lo anterior fundamentado en la existencia de buzamientos primarios (no tectónicos) fuertes (60° y 85°), correspondiendo con pliegues sinvolcánicos y con las rampas de avance o progresión en las lavas. Se estaría así en presencia de varios focos eruptivos, tal y como ya lo habían propuesto Rivier (1979, p. 120) y Denyer y Arias (1991, p. 35), que dieron origen a las espesas secuencias volcano-sedimentarias (ignimbritas, tobas de caída, volcarenitas y volcanoruditas) de la Formación Pacacua, incluyendo las facies distales representadas por la Brecha Verde de Coyolar y Mata de Limón.

La traquiandesita superior posee un espesor de unos 130 m cerca de su supuesta fuente y se adelgaza a unos 10-20 m en su parte distal. Posee textura fluidal-bandeada (laminación planar, cruzada y plegada), locamente perlítica desvitrificada, con rampas de progresión intruidas por chimeneas de brechas de almohadillas y brechas hialoclásticas, posiblemente producto de fracturación hidráulica.

Cuadro 2

Análisis químicos de diferentes rocas del cerro Minas.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Método	ICPMS	ICPMS	ICPMS	ICPMS	ICPMS	X-Ray	X-Ray	X-Ray	X-Ray	X-Ray
Na	355,56	69,59	46,63	60,40	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Mg	1038,43	373,66	16610,99	7829,85	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Al	1703,00	80,85	54,49	441,02	26,00	5767,00	20172,00	13186,00	38706,00	12869,00
Si	2502,62	155,44	20,24	248,29	7098,00	530771,00	841092,00	712680,00	82916,00	106856,00
P	33,59	89,09	0,25	0,00	ND	ND	ND	ND	ND	ND
K	2174,75	49,29	22,73	37,49	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Ca	52096,68	288704,13	50522,87	245646,41	0,16	2985,00	18583,00	2883,00	0,00	152913,00
Sc	1,74	0,64	0,14	0,48	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Ti	87,37	466,96	82,30	401,39	ND	ND	1332,00	978,00	4971,00	ND
V	6,50	1,36	6,35	5,98	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Cr	0,36	0,14	0,09	0,05	ND	ND	ND	ND	390,00	ND
Mn	823,94	2023,24	4082,39	2540,55	0,16	315,00	178,00	98,00	0,00	7123,00
Fe	11151,35	2489,64	20748,58	9484,24	2,00	3762,00	2725,00	1416,00	289398,00	102579,00
Co	4,53	1,25	6,59	5,14	0,40	ND	ND	ND	ND	ND
Ni	1,06	0,47	0,58	1,17	0,04	ND	ND	ND	ND	ND
Cu	428,65	31,69	5,88	3,22	0,05	29,00	160,00	30,00	261617,00	352,00
Zn	31,62	16,46	172,09	33,46	0,07	16,00	32,00	17,00	453,00	819,00
Ge	1,08	0,78	0,42	1,32	0,01	ND	ND	ND	ND	ND
As	0,80	0,53	0,15	0,42	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Rb	5,92	0,15	0,05	0,10	ND	10,00	22,00	12,00	28,00	11,00
Sr	73,06	297,20	193,10	198,25	ND	24,00	14,00	26,00	376,00	912,00
Y	7,97	4,77	2,74	9,37	ND	ND	ND	ND	43,00	25,00
Ag	1,11	0,23	0,08	0,08	1,00	ND	ND	ND	ND	ND
Cd	0,48	0,99	0,45	0,59	ND	ND	ND	39,00	ND	ND
Sn	32,87	0,21	0,08	0,09	0,01	ND	ND	ND	220,00	ND
Ba	1201,20	52,62	8,12	1113,15	ND	185,00	508,00	798,00	38642,00	28930,00
La	5,58	7,98	1,25	12,42	ND	ND	414,00	449,00	1309,00	ND
Ce	7,89	11,10	2,34	19,39	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Pr	1,05	1,32	0,31	2,18	ND	ND	924,00	762,00	ND	ND
Pm	4,16	4,90	1,35	7,91	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Nd	4,18	4,92	1,36	7,91	1,40	ND	1480,00	ND	5019,00	2492,00
Sm	1,00	0,74	0,37	1,39	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Eu	0,37	0,30	0,23	0,47	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Gd	1,20	0,69	0,44	1,45	ND	ND	ND	ND	ND	ND

Cuadro 2

Análisis químicos de diferentes rocas del cerro Minas.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Método	ICPMS	ICPMS	ICPMS	ICPMS	ICPMS	X-Ray	X-Ray	X-Ray	X-Ray	X-Ray
Dy	1,27	0,48	0,33	1,06	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Pb	7,24	2,28	5,06	2,48	2,00	ND	ND	ND	ND	ND
S	ND	ND	ND	ND	0,54	2306,00	5286,00	2723,00	244130,00	11321,00
Se	ND	ND	ND	ND	0,01	ND	6,00	ND	55,00	ND
Zr	ND	ND	ND	ND	1,00	10,00	18,00	18,00	235,00	51,00
Mo	ND	ND	ND	ND	1,00	17,00	14,00	9,00	ND	18,00
Ru	ND	ND	ND	ND	0,01	ND	ND	ND	ND	ND
Rh	ND	ND	ND	ND	0,01	ND	ND	ND	ND	ND
Pd	ND	ND	ND	ND	0,01	ND	ND	ND	ND	ND
Sb	ND	ND	ND	ND	2,00	ND	104,00	ND	ND	ND
Te	ND	ND	ND	ND	2,00	ND	ND	ND	ND	ND
Ta	ND	ND	ND	ND	0,01	ND	ND	ND	ND	ND
w	ND	ND	ND	ND	0,01	ND	ND	ND	ND	ND
Os	ND	ND	ND	ND	0,02	ND	ND	ND	ND	ND
Ir	ND	ND	ND	ND	0,02	ND	ND	ND	ND	ND
Pt	ND	ND	ND	ND	2,00	ND	ND	ND	ND	ND
Au	ND	ND	ND	ND	2,00	ND	ND	ND	ND	ND
Hg	ND	ND	ND	ND	0,02	ND	ND	ND	ND	ND
Bi	ND	ND	ND	ND	2,00	ND	ND	ND	329,00	92,00
Cl	ND	ND	ND	ND	ND	1499,00	ND	ND	23819,00	ND

Aunque la edad estimada de estas lavas y su asociación litoestratigráfica ha variado con los autores desde el Mioceno Inferior hasta el Plio-Pleistoceno, la mejor estimación de los cuerpos lávicos es de edad Miocena Inferior por relaciones estratigráficas y tipos de contactos.

La alteración hidrotermal se puede clasificar como silicificación transición a sericítica con alteración carbonática, no relacionadas con el intrusivo de Escazú, sino que es más antigua, similar a otras mineralizaciones polimetálicas presentes en rocas con similar cronoestratigrafía (Formación La Cruz y Formación Pacacua), tal y como lo mencionan Alvarado y Gans (2012, p. 98). Tanto en el campo, como en la petrografía y la geoquímica (Cuadros 1 y 2), se evidencia que la alteración hidrotermal es diversa y variable en sus contenidos mineralógicos y de elementos, pero no se mapearon las diferentes facies hidrotermales por estar fuera del alcance de la presente investigación.

Aunque se requieren estudios especializados fuera del alcance de la presente investigación, con probabilidad la formación de las megageodas del cerro Minas fue similar a aquellas muy bien estudiadas del Brasil y Uruguay. Aunque todavía hay discusión al respecto, los trabajos sugieren que la reacción del magma con aguas superficiales jugó un rol importante, donde se formó una fase acuosa o carbónica, o ambas desde el magma, a temperaturas inferiores a los 150 °C, que originaron las cavidades o protogeodas (Corrêa et al., 1994; Merino et al., 2001; Gilg et al., 2003). Al utilizar la estabilidad termal de varios minerales (p. ej., Hedenquist et al., 1996), particularmente la mordenita y la laumontita, restringen muy bien el rango a unos 150 °C, apoyado por otros como la adularia, las cloritas y las illitas.

En el caso del cerro Minas, los cuerpos subvolcánicos, al estar intruyendo sedimentos posiblemente saturados en agua, se formaron burbujas de gas a modo de mega-amígdalas (protogeodas). Estos vacíos con el tiempo y bajo la lenta influencia de la percolación de soluciones hidrotermales cargadas en sílice y hierro, así como las aguas meteóricas subterráneas transportando aniones y cationes disueltos de las rocas volcánicas sobreyacentes, favorecieron el crecimiento de cristales en la cámara interior de las cavidades. De ahí que algunos de los minerales y hábitos encontrados en el cerro Minas representan una excepcionalidad hasta el momento a nivel nacional, puesto que estas geodas de amatista son una rareza, no solo por sus dimensiones, sino por el tamaño de los cristales decimétricos de amatista recuperados. Además, se tiene la presencia de calcita rosada y calcita amarillenta, esta última en forma de rosetas. La presencia de soluciones ricas en hierro en la parte final del enfriamiento magmático favoreció, durante el hidrotermalismo, no solo el teñir los cuarzos para formar amatistas y citrinos, sino además el darle los tonos rosados, amarillentos hasta café a las calcitas y, claramente, favoreció la generación de especularita en una etapa más temprana.

Adicionalmente, se puede inferir con cierta confiabilidad, al observar los diagramas de Lippmann (1973) y de Hill y Forti (1997) de estabilidad de los minerales carbonáticos, que el flujo de aguas carbonatadas hidrotermales cálcico-magnésicas a lo largo de las rocas porosas produjo, al disminuir la presión parcial del CO₂, que se dio el paso gradual de calcita, a calcita magnésica y, de ahí, a dolomita. Todo ello favoreció el aumento de la relación Mg²⁺/Ca²⁺ que propició el reemplazo de calcio por magnesio durante su paulatina cristalización. Por ello, se tiene una coexistencia espacio-temporal de ellas en el cerro Minas, incluso en un mismo mineral, tal y como lo evidencian los microanálisis semicuantitativos EDX (espectroscopía de energía dispersiva de Rayos X).

Los reportes de dolomitas son raros en Costa Rica; se le ha encontrado casualmente en vetillas en pozos geotérmicos de Costa Rica y en rocas de los Montes del Aguacate (E. Vega, com. escrita, 2022), así como en la cordillera de Tilarán en drusas de cuarzo (Mixa et al., 2011), todas ellas en claro asocio con hidrotermalismo. La dolomita se ha observado en otras regiones del mundo en mineralizaciones filonianas hidrotermales asociadas con blenda, calcita y baritina (Díaz, 1976; Klein y Hurlbut, 1997), acorde con el caso acá descrito. El aspecto rosáceo a modo de rosa del desierto suele reportarse en minerales tales como la baritina (Klein y Hurlbut, 1997), el yeso (Díaz, 1976; Dud'á y Rejl, 2005) y en la hematita (Aubouin et al., 1975; Klein y Hurlbut, 1997), o en un hallazgo fortuito de calcita en forma de rosas en los Pirineos (Cruset et al., 2021). Sin embargo, a nuestro conocimiento, no se han reportado rosas o al

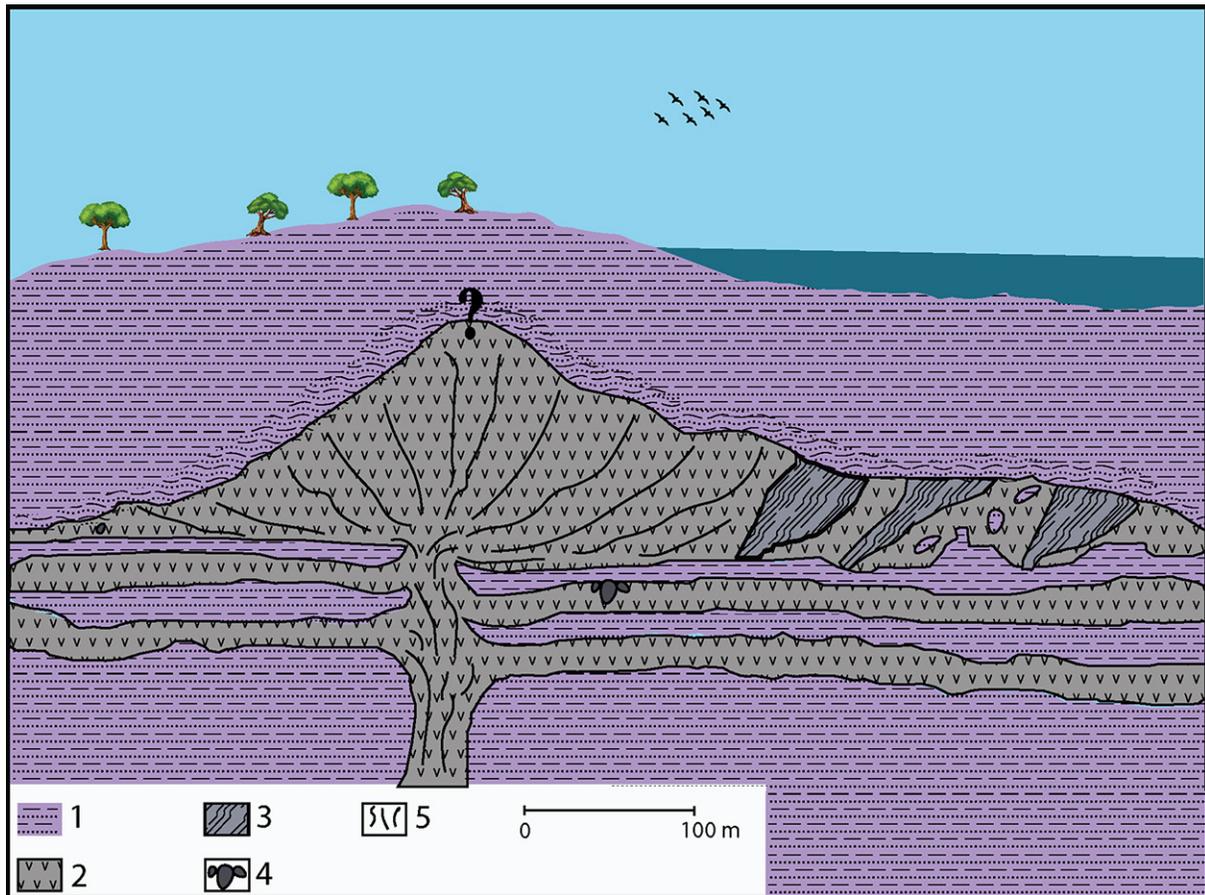


Fig. 11: Interpretación de la estructura subvolcánica durante el Mioceno Inferior a modo de criptodomo con diversas apófisis y chimeneas de brechas hidroclásticas y lavas almohadilladas, dentro de los sedimentos de la Formación Pacacua (modificado de Alvarado y Gamboa, 2008). 1: sedimentos no consolidados de la Formación Pacacua. 2: Cuerpos lávicos a modo de criptodomo y apófisis. 3: Chimeneas de brechas hidroclásticas con almohadillas. 4. Lavas en almohadillas. 5: Contacto deformado con hialoclastitas, alteración hidrotermal y termometamorfismo.

menos no son frecuentes en dolomitas, lo cual resulta interesante de resaltar, pudiendo corresponder con un hallazgo raro o quizás único a nivel mundial y, en tal caso, el primer y único reporte a nivel nacional dado su tamaño macroscópico, aspecto rosáceo y variedad férrica.

Agradecimientos

Se agradece a los estudiantes, hoy colegas, Diana Gamboa, Manuel Mora, Jorge Salazar, Ivan Sanabria, Magdalena Monge, Dennis Sánchez, Andrés Ulloa, Maikol Rojas y Johanna Camacho. Percy Denyer y Teresita Aguilar, quienes en su momento contribuyeron con comentarios. José A. Figuer

aportó información histórica sobre el tajo y algunos aspectos sobre las mineralizaciones. Kevin Núñez, de Geo-CR, amablemente nos suministró la fotografía de la amatista incluida en el presente trabajo. A la Unidad de Difracción de Rayos X, de Escuela de Química (Universidad de Costa Rica), dado que, sin sus análisis, muchas de las conclusiones acá vertidas no habrían sido posibles, lo mismo que a Isabel Pérez-Martín (DRX) y Edgar Rivera (SEM), ambos del *Department of Earth and Climate Sciences*, Middlebury College, EE. UU.

Se agradece a los colegas Jorge Laguna y José Federico Rivera, quienes revisaron el manuscrito y aportaron mejoras. Melissa Sánchez colaboró con las figuras.

El presente trabajo es una contribución al proyecto de investigación 113-C5-083 de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica titulado “Caracterización mineralógica de zonas de alteración hidrotermal y vetas polimetálicas de la región central de Costa Rica” y de la Comisión de Mineralogía del Colegio de Geólogos de Costa Rica, adscrita a la *International Mineralogical Association* (IAM) perteneciente, a su vez, a la *International Union of Geological Sciences* (IUGS).

Referencias

- Alvarado, G. E. (1984). *Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica*. [Tesis de licenciatura]. Universidad de Costa Rica
- Alvarado, G. E., y Gamboa, D. G. (2008). Las lavas del Cerro Minas (Mioceno Inferior): Un ejemplo de cuerpos subvolcánicos coetáneos con la sedimentación de la Formación Pacacua. Presentado en *IX Congreso Geológico de América Central y VI Congreso Geológico Nacional: Programa y resúmenes*. https://www.academia.edu/67287513/Memoria_Programa_y_res%C3%BAmenes_IX_Congreso_Geol%C3%B3gico_de_Am%C3%A9rica_Central
- Alvarado, G. E., y Gans, P. B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogénia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de América Central*, 46, 7-122. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i46.1836>
- Aubouin, J., Brouse, R., y Lehman, J. P. (1975). *Précis de Géologie*. T. 1. Pétrologie. Dunod Université.
- Barrantes, M. (1991). Comentarios petrográficos de algunas rocas aflorantes en la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 75–82. <https://archivo.revistas.ucr.ac.cr//index.php/geologica/article/view/13045/12314>
- Corrêa, T. E., Koppe, J. C., Costa, J. F. C. L., y Moraes, M. A. L. (1994). Caracterização geológica e critérios de prospecção de depósitos de ametista tipo Alto Uruguai, RS. En *Sociedade Brasileira de Geologia, Anais do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 2, pp. 137–138). Camboriú, Brasil. <https://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>
- Cruset, D., Ibañez-Insa, J., Cantarero, L., John, C. M., y Travé, A. (2021). Agregados de cristales de calcita en forma de rosetas rellenas de fracturas en el SE de los Pirineos. Presentado en *X Congreso Geológico de España*. <https://digital.csic.es/handle/10261/252087>
- Denyer, P., y Arias, O. (1991). Estratigrafía de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 1–59. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i12.13039>
- Díaz, C. (1976). *Iniciación práctica a la mineralogía*. Editorial Alhambra.

- Dóndoli, C., y Chaves, R. (1968). *Mapa adjunto al estudio geológico del Valle Central*. Escala 1:150 000. Dirección de Geología, Minas y Petróleo.
- Dud'a, R., y Rejl, L. (2005). *Atlas ilustrado de los minerales*. Susaeta Ediciones.
- Figuer, J. A. (1978). *Gemas de Costa Rica*. [Manuscrito inédito]. San José.
- Gilg, H. A., Morteani, G., Kostitsyn, Y., Preinfalk, C., Gatter, I., y Strieder, A. J. (2003). Genesis of amethyst geodes in basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil): A fluid inclusion, REE, oxygen, carbon, and Sr isotope study on basalt, quartz, and calcite. *Mineralium Deposita*, 38, 1009-1025. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0371-2>
- Hedenquist, J. W., Izawa, E., Arribas, A., y White, N. C. (1996). *Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration*. Poster Series, Special Publication Number 1. The Society of Resource Geologists.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., y Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *SEG Reviews*, 13, 245–277.
- Hill, C. A., y Forti, P. (1997). *Cave minerals of the world*. National Speleological Society.
- Klein, C., y Hurlbut, C. S. (1997). *Manual de mineralogía. Basado en la obra de J. D. Dana* (4ta ed.). Ediciones Reverté.
- Merino, E., Dutta, P., Ripley, E. M., y Wang, Y. (2001). *High-temperature, closed-system origin of agates in basalts: New evidence*. [Resumen]. Geological Society of America, Annual Meeting.
- Lippmann, P. (1973). *Sedimentary carbonate minerals*. Springer-Verlag.
- Mixa, P., Dobeš, P., Žáček, V., Lukeš, P., y Quintanilla, E. (2011). Epithermal gold mineralization in Costa Rica, Cordillera de Tilarán – Exploration geochemistry and genesis of gold deposits. *Journal of Geosciences*, 56, 81–104. <http://doi.org/10.3190/jgeosci.090>
- Morice, A. (2010). Estudio exploratorio para el establecimiento de una metodología para la caracterización geotécnica de material de un tajo, basado en el ensayo de absorción [Tesis de licenciatura]. Instituto Tecnológico de Costa Rica.
- Rivier, F. (1979). Geología del área norte de los cerros de Escazú, cordillera de Talamanca – Costa Rica. *Informe Semestral*, enero–junio, 99–137.
- Soto, D., y Alvarado, G. E. (2012). Peperitas en Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 47, 55-68. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i47.6486>
- Thompson, A. J. B., y Thompson, J. F. H. (Eds.). (1996). *Atlas of alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration mineral*. Geological Assn of Canada.