

Geología Superficial de la Zona Mineralizada Dos Carlos, Pachuca, Hidalgo Surface Geology of the Dos Carlos Mineralized Zone; Pachuca, Hidalgo

O. Mondragón-Mondragón^a , J. C. Escamilla-Casas^b , L. E. Ortiz-Hernández^b , E. M. Uribe-Alcántara^b 

^a Pasante de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, 42184, Pachuca, Hidalgo, México.

^b Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, 42184, Pachuca, Hidalgo, México.

Resumen

En la zona mineralizada Dos Carlos, Distrito Minero Pachuca- Real del Monte, afloran rocas volcánicas y cuerpos intrusivos del Mioceno, pertenecientes a la Sierra de Pachuca. Los rasgos geológicos y estructurales observados sugieren cuatro eventos geológicos principales: 1) instauración de la roca de caja, 2) emplazamiento de cuerpos intrusivos, 3) deformación frágil y 4) mineralización. En campo, se identifican diferentes litologías: cuerpos ígneos intrusivos félsicos a intermedios, variando en composición desde cuarzolita, micro-granodiorita, micro-diorita porfídica y granitoide rico en cuarzo; así como rocas extrusivas intermedias. Las observaciones en la deformación frágil sugieren la existencia de un régimen transtensional, asociado con la Falla Santa Gertrudis, constituyendo un sistema de fallas lateral izquierdo, muy probablemente de escala regional.

Palabras Clave:

Sierra de Pachuca, Geología, Dos Carlos.

Abstract

In the area of the Dos Carlos mineralized zone, Pachuca-Real del Monte Mining District, Miocene volcanic and intrusive rocks of the Sierra de Pachuca crop out. The observed geologic and structural features suggest four main geologic events: 1) host rock formation, 2) emplacement of intrusive bodies, 3) brittle deformation, and 4) mineralization. In the area of study, diverse lithologies can be identified: felsic to intermediate intrusive bodies ranging in composition from quartzolite, micro-diorite, porphyric micro-diorite and quartz rich granitoid, as well as intermediate extrusive rocks. Likewise, new findings suggest that the brittle deformation denotes the instauration of a transtensional regime, associated with the Santa Gertrudis Fault in a left lateral faulting-system, very likely of regional scale.

Keywords:

Sierra de Pachuca, Geology, Dos Carlos.

1. Introducción

El Distrito Minero Pachuca-Real del Monte (DMPRM) se ubica en la porción Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en el segmento Centro-Meridional del Estado de Hidalgo y es considerado un yacimiento de clase mundial por su producción de plata a lo largo de cuatro siglos de explotación. El DMPRM es un depósito epitermal de baja e intermedia sulfuración que se aloja en rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Camprubí and Albinson, 2006), afectadas por deformación frágil. Otros autores definen al DMPRM como un relleno de filones en bandas, comúnmente

con brechamiento polifásico, y que, hacia la superficie, se presenta como un ramaleo o diseminado (McKee, *et al.*, 1992).

En particular, los sistemas epitermales representan un escenario ideal para explorar la relación entre procesos de deformación y mineralización, ya que es posible reconocer evidencias de fluidos hidrotermales que circularon y precipitaron a través de espacios generados por fallamiento.

En este trabajo, se presenta la cartografía geológica superficial, a semi detalle (escala 1:2000, 3.373 km²) de la porción noreste de la zona mineralizada Dos Carlos. En el área de estudio se identificaron: a) intrusiones ígneas intermedias de micro-diorita porfídica mostrando hasta tres etapas de

*Autor para la correspondencia: jocesca@uaeh.edu.mx

Correo electrónico: Omondragon1995@outlook.com (Ovaldo Mondragón Mondragón), jocesca@uaeh.edu.mx (José Cruz Escamilla Casas), leoh44@hotmail.com (Luis Enrique Ortiz Hernández), edgar_uribe8920@uaeh.edu.mx (Edgar Misael Uribe Alcántara)

mezcla de magmas y asimilación magmática acusada por la presencia de xenolitos; b) cuerpos félsicos: diques que varían en composición desde cuarzolita a silexita, cuerpos de granitoide rico en cuarzo y micro-granodiorita; y c) andesita porfídica de piroxeno, ocasionalmente argilizada y cloritizada.

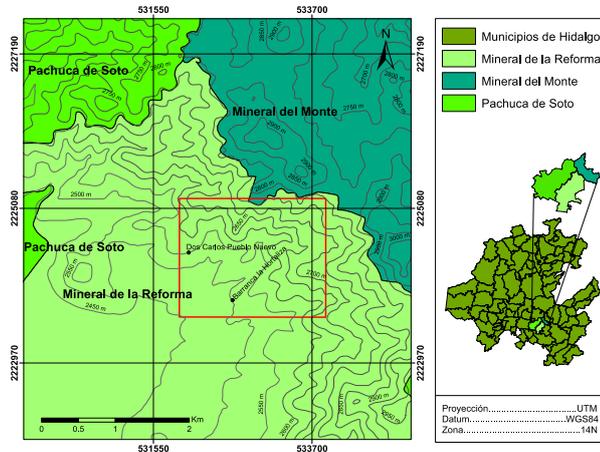


Figura 1: Mapa de localización de la Zona Mineralizada Dos Carlos, el rectángulo en rojo indica la zona estudiada.

En el área de estudio (Figura 1, 2 y Anexo 1), las estructuras de deformación frágil observadas evidencian la existencia de un sistema de fallas normales con orientación NO-SE y de un segundo sistema de fallas de desplazamiento combinado, normal y lateral izquierdo, con orientación preferencial NE-SO. La interpretación de la cinemática de las fallas, sugiere que la región estudiada corresponde a una porción de un sistema de fallas de desplazamiento lateral izquierdo, asociado a la falla Santa Gertrudis, estructura principal del DMPRM.

Por otro lado, la interpretación geológica que se presenta, se sustenta en la correlación de los datos superficiales obtenidos en este estudio con la limitada información publicada por autores anteriores, e.g. (Thornburg, 1945); (Wisser, 1951), (Geyne *et al.*, 1963), (Sánchez Rojas, *et al.*, 2005) entre otros. Finalmente, los resultados de este trabajo, dan soporte al modelo geológico transtensivo regional que se propone, arrojando luz sobre el entendimiento de la génesis del DMPRM.

1.1. Trabajos Previos

El DMPRM ha sido sujeto a intensa explotación minera y en la actualidad es común encontrar obras mineras activas y abandonadas (Figura 2). Consecuentemente, el DMPRM ha sido objeto de diversos estudios geológicos, en su mayoría inéditos y los recientes son escasos, entre los que destaca el elaborado por Geyne *et al.* (1963), quienes estimaron que el emplazamiento de las rocas ocurrió durante el Oligoceno temprano al Plioceno, y asignan una edad de 23.7 a 21.6 Ma para la pre-mineralización. Particularmente, en la zona mineralizada Dos Carlos, identificaron las siguientes litologías: andesita de olivino en forma de diques, pórfido cuarcífero de grano grueso, pórfido cuarcífero de grano fino en forma de diques y cuerpos más grandes con buena estructura fluidal y bordeados localmente por brecha intrusiva, pórfido de dacita hornbléndica en forma de diques y cuerpos de mayor

tamaño de aspecto masivo y con cantidades variables de cuarzo. El cuerpo intrusivo con estructura fluidal fue descrito y denominado como intrusivo alaskítico La Blanca. Los echados de las estructuras fluidales de este cuerpo convergen a profundidad, lo que sugiere una forma de embudo. Adicionalmente, las observaciones en los laborios subterráneos confirman el angostamiento de este cuerpo a profundidades mayores. Además, Sánchez Rojas *et al.* (2005) en la zona mineralizada Dos Carlos identificaron depósitos pumicíticos y variedades de andesita.

En 1992, McKee *et al.* demostraron que la etapa hidrotermal se asocia con actividades volcánicas e intrusivas y concluyeron que la formación de vetas en el DMPRM es contemporánea al episodio final de fallamiento y emplazamiento de diques, obteniendo una edad K-Ar de 20.3 ± 0.5 Ma, a partir de una roca andesítica alterada hidrotermalmente, con alto contenido de adularia, alterada hidrotermalmente y asociada a la veta Maravillas, que se ubica hacia el norte de Pachuca, tiene 4 km de longitud, con rumbo $N70^\circ E$ y echado variable entre 70° y 78° al S.

Por otra parte, los fundamentos de la interpretación de la geología estructural y su influencia en la mineralización en el DMPRM se basan en los trabajos de Thornburg (1945). Posteriormente Wisser, (1951) interpretó que un fuerte movimiento a rumbo de las fallas mayores se asocia con la mineralización. Sin embargo, Geyne *et al.* (1963) presentan evidencias, a partir de modelos que implican la rotación de bloques de falla, de que todo tipo de movimiento de bloques es virtualmente posterior al emplazamiento de la mineralización y agruparon las vetas en dos sistemas, norte-sur y este-oeste.

En la interpretación de Brizuela (1973), se considera un esfuerzo compresivo regional, orientado NE-SO, como el responsable de tal deformación. Sánchez Rojas *et al.* (2005) presentaron una reinterpretación geológica del DMPRM en la que destacan los siguientes eventos: a) En un periodo inicial la Sierra de Pachuca comenzó a hundirse formando flancos SO y NE a lo largo de las fallas Vizcaína, Rosario Viejo y Santa Gertrudis, el lado norte de la falla Vizcaína llegó a ser una plataforma deprimida y casi horizontal, y b) episodio de hundimiento de la cuenca Cerezo-Zumate, dejando la plataforma Real del Monte en su posición original, que continuó desarrollándose y generó fallas normales culminando con la mineralización metálica. Subsecuentemente, ocurrió una etapa adicional de fallamiento normal de grado menor, seguido por un significativo fallamiento de desplazamiento lateral; generando el hundimiento de la Sierra de Pachuca a lo largo del lado sur de la falla Vizcaína, conocido como depresión central, y el hundimiento del bloque NO de la falla Vizcaína, que evolucionó en la cuenca Cerezo-Zumate, donde se empezaron a depositar las rocas de la Formación Cerezo y poco después se emplazaron diques de pórfido cuarcífero de grano fino y seguido de diques de pórfido cuarcífero de grano grueso. El rumbo de los diques como de las fallas normales son subparalelos entre sí. El fallamiento de tipo normal con componentes laterales se presenta con diversas orientaciones, siendo el más importante el de rumbo preferencial NO-SE representado por las fallas Capula-Arévalo, Vizcaína y Pabellón, entre las más importantes, y a este sistema se asocian estructuras mayores mineralizadas con dirección Este-Oeste principalmente en el extremo Oeste del DMPRM (Figura 2).

De acuerdo con Sánchez Rojas *et al.* (2005), el último sistema de fallas es de orientación NE-SO, el cual es contemporáneo con el cierre de los procesos mineralizantes ya que existen estructuras de este sistema que se encuentran mineralizadas como las fallas Santa Ana, Argentina, Camelia, Mora, Analco, Rosario y Santa Gertrudis, la cual está mineralizada en parte, y otras como la Fe, Veracruz y Casualidad que son estériles y cortan a las estructuras mineralizadas.

Por otro lado, la falla Santa Gertrudis se asocia con la zona mineralizada Dos Carlos por su afloramiento como falla combinada, con componentes normal y dextral, y un rumbo variable entre N55°E y S58°O. Muy probablemente la falla Santa Gertrudis sea una falla posterior a la mineralización.

Posteriormente, Escamilla-Casas *et al.* (2016) interpretaron que durante el Oligoceno-Pleistoceno se emplazaron diques en la Sierra de Pachuca bajo un régimen de esfuerzos subsecuentemente asociado a la deformación frágil. Camprubi (2018) establece que las vetas en el DMPRM reducen su espesor y carecen de mineralización hidrotermal a profundidad y que las vetas más profundas alcanzan los 800 m. Más recientemente, Escamilla Casas *et al.* (2018, 2019) establecieron que la deformación se comporta como un continuo pulsante y que, en la región, se ha instaurado un régimen transtensivo.

2. Geología

El DMPRM se aloja en la Sierra de Pachuca (SP), la cual se localiza en el segmento centro-meridional del Estado de Hidalgo. A su vez, la (SP) se ubica en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, en el centro oriente del territorio mexicano. La SP está constituida por una secuencia de aproximadamente 2000 m de rocas volcánicas del Cenozoico que sobreyacen discordantemente a sedimentos del Cretácico (Grupo el Morro). Las rocas volcánicas de la SP constituyen sucesiones discordantes entre sí de flujos de lava, brechas, depósitos piroclásticos de composición principalmente andesítica y en menor proporción riolítica y dacítica, así como intrusiones (mayormente diques). Ocasionalmente, hacia los flancos de la SP se han descrito flujos de basalto (Seegerstrom, 1956), (Geyne *et al.*, 1963), (Sánchez-Rojas *et al.*, 2005).

De acuerdo con Sánchez Rojas *et al.* (2005), la SP forma una estructura sinclinal que abarca diferentes eventos volcánicos separados por periodos de inactividad, intemperismo, erosión y fallamiento. En la Carta Geológico-Minera Pachuca (Sánchez Rojas *et al.*, 2005) se establece que la SP tuvo una actividad volcánica comprendida entre el Oligoceno temprano y el Mioceno, continuando durante el Plioceno con el intenso vulcanismo asociado a la evolución de la FVTM.

Inicialmente, Geyne *et al.* (1963) reconocieron diez formaciones en la SP y de acuerdo con su posición estratigráfica, de la más antigua a la más joven, son: Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis, Vizcaína, Cerezo, Tezuantla, Zumate y San Cristóbal, de las cuales, las ocho primeras corresponden al Grupo Pachuca, el cual fue originalmente propuesto por Seegerstrom (1961) y posteriormente modificado por Geyne *et al.* (1963). Posteriormente, Sánchez Rojas *et al.* (2005) propusieron una

reinterpretación de la columna estratigráfica y reagruparon ocho de las formaciones mencionadas en tres unidades, como sigue: la Riolita Santiago que equivale a la formación Santiago, To-A-BvA que agrupa a las formaciones Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína y la unidad Tm R-TR que incluye a las formaciones Tezuantla y Cerezo.

Así mismo, Sánchez Rojas *et al.* (2005), distinguen tres distritos mineros con características genéticas similares: 1) el Distrito Minero Pachuca-Real del Monte, separado en las zonas mineralizadas San Juan Pachuca, Álamo, La Purísima y Dos Carlos; 2) el Distrito Minero de Mineral del Chico dividido en las zonas mineralizadas de San Sebastián Capulines, Carboneras y Plan Grande y 3) el Distrito Minero de Capula-Arévalo dividido en las zonas mineralizadas de Capula, San José Tepene, San Juan del Gallo y Santa Rosa. Dentro de la misma interpretación, destacan los siguientes eventos que conforman la evolución tectónica de la SP: a) en un periodo inicial, la Sierra de Pachuca comenzó a hundirse formando flancos SO y NE formando la falla Vizcaína, Rosario Viejo y Santa Gertrudis, el lado norte de la falla Vizcaína conformó una plataforma deprimida y casi horizontal; b) subsecuentemente ocurrió el hundimiento de la cuenca Cerezo-Zumate, dejando la plataforma Real del Monte en su posición original, continuó desarrollándose acompañados por el fallamiento normal extenso y culminando con la mineralización metálica, después de la mineralización metálica siguió hundiéndose la cuenca Cerezo-Zumate, hubo fallamiento normal de menor grado, seguido por fallamiento lateral de importancia. El hundimiento de la Sierra de Pachuca a lo largo del lado sur de la falla Vizcaína es conocido como depresión central, el hundimiento del bloque NO de la falla Vizcaína evolucionó a la cuenca Cerezo-Zumate en donde se empezaron a depositar las rocas de la Formación Cerezo (Figura 2). Subsecuentemente, se emplazaron diques de pórfido cuarcífero de grano fino y diques de similar composición, pero de grano grueso. El rumbo de los diques, así como de las fallas normales son subparalelos entre sí, y preferentemente NO-SE.

3. Materiales y Métodos

El desarrollo del presente trabajo se llevó a cabo utilizando los métodos y técnicas convencionales de la exploración geológica en campo. La base topográfica utilizada se obtuvo del INEGI, pero fue modificada de escala 1:50,000 y equidistancia de 20m entre curvas de nivel a escala 1:2000 y equidistancia de 5m entre curvas de nivel. Se utilizó un navegador portátil GPS Garmin e-Trex 10 para la ubicación de las estaciones de colecta de rocas, afloramientos y datos de estructuras geológicas. Para el manejo de datos y generación de mapas y secciones geológicas se utilizaron los programas computacionales ArcMap 10.5, AutoCAD Map3D 2019 y el editor de gráficos vectoriales Adobe Illustrator CC 2019. Para el análisis de datos de estructuras geológicas se utilizaron los programas Stereonet y Faultkin. Los fundamentos teóricos descritos por Petit (1987) y Doblas (1998) se aplicaron para la determinación de la cinemática de las fallas a partir de estructuras menores, para el análisis del desplazamiento de las fallas y orientación de los esfuerzos principales se aplicaron los fundamentos establecidos por Allmendinger *et al.* (2012). Las descripciones de las unidades de roca se sustentan por las

observaciones hechas en muestras observadas en campo y a través de secciones delgadas de roca mediante estudio petrográfico.

4. Geología Superficial de la Zona Mineralizada Dos Carlos

4.1. Litología

La zona mineralizada Dos Carlos, al noreste del municipio de Mineral de la Reforma, se caracteriza por una topografía que oscila entre los 2455 y 2800 msnm, destacando el positivo topográfico cerro Dos Carlos Pueblo Nuevo y el negativo topográfico la barranca La Hortaliza. Las unidades litológicas que afloran en el área de estudio del presente trabajo y de acuerdo con su posición estratigráfica, de la más antigua a las más jóvenes, son (Anexo 1):

1) La unidad de roca volcánica más antigua está constituida por andesitas porfídicas de piroxeno. Particularmente, estas rocas afloran en las inmediaciones del cerro Dos Carlos Pueblo Nuevo y ocasionalmente, presentan piroxeno y anfíbol en asociación, con coloraciones variables desde gris claro a oscuro (roca sana) y coloraciones verdes, rojizas y marrón por efecto de la alteración hidrotermal. Se distingue una alternancia entre la alteración argílica y cloritización y la presencia de cristales anhedrales de plagioclasa. En esta unidad están emplazados cuerpos intrusivos de micro-diorita porfídica, micro-granodiorita y diques félsicos. Los planos de flujo observables en esta unidad presentan dos actitudes preferenciales, N5°-76°E y echados 22°-84° al SE, y N28°- 90°O y echados 47°- 60°SO. Los planos de flujo son subparalelos a los diques.

2) Cuerpo de micro-granodiorita con estructura fluidal, ocasionalmente cubierto por depósitos de tefra de composición dacítica. Este cuerpo aflora en la parte topográficamente más alta y es predominante en la zona de estudio. En sus inmediaciones, se ubica el tiro San José. Presenta un color gris claro a rosado, rara vez blanco, es de grano fino con cristales de biotita y otros ferromagnesianos irreconocibles. En esta roca se observa un espejo de falla que permite determinar que el cuerpo fue afectado por una falla normal con componente lateral izquierdo.

3) Intrusiones, sobre todo diques y en menor escala cuerpos irregulares de cuarzolita o silexita, con espesores variables de 1.5 – 3 m hasta 31 – 36 m. Estos cuerpos están expuestos predominantemente a lo largo del camino a La Rufina (Anexo 1), presentan cristales de piroxeno y biotita, alteración por caolinización de moderada a intensa y oxidación en menor proporción; estas intrusiones generan extensas áreas de alteración, principalmente argílica, en los contactos con la roca encajonante. Es importante destacar que el tamaño de grano es más fino hacia los bordes y más grueso hacia el centro, lo que indica un enfriamiento paulatino. Los diques tienen actitudes preferenciales NNO-SSE, NO-SE y E-O (N12°-89°O).

4) Granitoide rico en cuarzo color café claro a amarillo, muy intemperizado como consecuencia de la alteración por oxidación y lo deleznable de la roca, distinguible por su textura de grano grueso (5-30mm), con abundantes cristales anhedrales de cuarzo, plagioclasa euahedral y ocasionalmente cristales de biotita. Los planos de flujo muestran dos actitudes geológicas preferenciales, N53°-80°E con echado desde 78°-89°SE y N10°- 62°W y echado 86° SW. Esta unidad aflora en

la porción noreste del área de estudio y se presenta en masas irregulares.

5) Micro-diorita porfídica verde oscuro, con abundantes cristales euahedrales de plagioclasa, clorita y con menor proporción de óxidos de hierro. Esta unidad aflora hacia el área de la barranca la Hortaliza y se encuentra bordeando diques de cuarzolita. Ocasionalmente, en las inmediaciones del cerro Dos Carlos Pueblo Nuevo, al noroeste del área de estudio, la roca contiene vestigios de xenolitos y xenolitos reabsorbidos, ambos de litología indeterminada. Esta unidad sobreyace subhorizontalmente a las lavas andesíticas.

6) La unidad aflorante más reciente son los depósitos de tefra (depósitos de caída, lapilli, etc.) de composición predominantemente dacítica, gris a gris claro, que sobreyacen discordantemente a la micro-granodiorita.

7) Depósitos epiclásticos, compuestos de material retrabajado de las rocas preexistentes, café a ocre, mediana a pobremente consolidados y con abundantes horizontes subparalelos de calcita.

4.2. Geología Estructural

Las observaciones en campo revelan la presencia de dos sistemas de fallas, el primero constituido por fallas normales, paralelas entre sí, con orientaciones preferentes N50°- 60°O y echados 34°-74°SO correspondiendo a las fallas 3, 6 y 7 (Anexo 1), cuyos bloques descendentes se desplazaron hacia el SO; el segundo sistema conformado por fallas normales y normales-lateral izquierda, también paralelas entre sí, con un rumbo N5°-82°E y echados 51°-89° SE, cuyos bloques descendentes se desplazaron hacia el SE, fallas 1, 2, 4 y 5 (Anexo 1).

4.3. Mineralización

Debido a que en la zona de estudio no se observaron vetas aflorantes y con la finalidad de mostrar su comportamiento en superficie, se proyectaron aquellas identificadas en el subsuelo por Geyne *et al.* (1963) como: Dos Carlos, No. 5, Santa Gertrudis, Tom Q y Santa Gertrudis No. 16. Las vetas mencionadas pertenecen al sistema E-O y fueron descritas en el subsuelo a 2360 msnm (Anexo 1), con extensiones a profundidad que oscilan entre los 150 a 590 m y espesores variables entre 0.5 a 30 m. La veta Santa Gertrudis es el límite norte de las vetas norte sur y noroeste-sureste.

5. Resultados

5.1. Petrografía

El análisis petrográfico en muestras seleccionadas de las unidades litológicas descritas en el presente trabajo (Tabla 1, Figura 3, 4, 5, 6 y 7), arroja los siguientes resultados:

1. En las rocas extrusivas intermedias, la presencia de minerales accesorios como piroxenos y anfíboles, indica el proceso magmático de cristalización fraccionada. Por otra parte, es notable el contenido de minerales accesorios, principalmente clorita y sericita, característico de los depósitos epitermales.
2. Las rocas intrusivas félsicas presentan minerales de la roca encajonante, tal como piroxenos, que fueron asimilados durante la trayectoria del magma

ascendente, de la misma forma la presencia de vestigios de xenolitos en la micro-diorita porfídica evidencia la asimilación magmática.

- Debido a la formación de cristales zonados y/o no homogéneos de plagioclasa, acusan la mezcla de magmas.

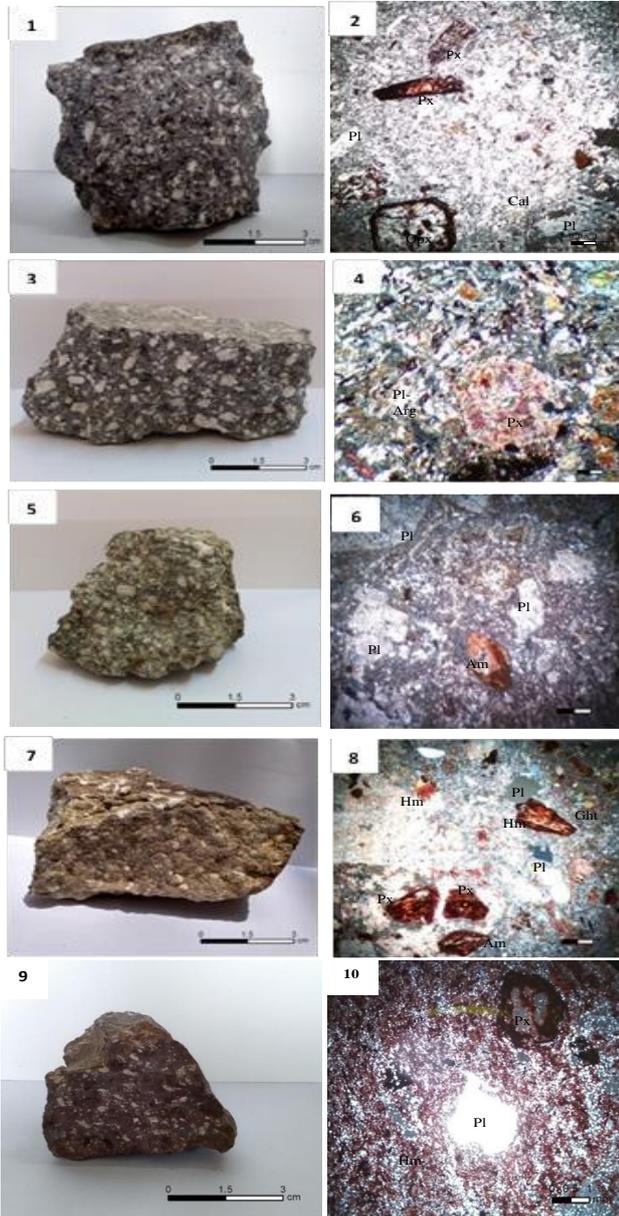


Figura 3: Imágenes de la roca volcánica intermedia y sus diversas alteraciones: 1. Andesita porfídica de piroxeno, 2. Cristales de oligoclasa, piroxenos, ortopiroxenos, calcita, sericita. Se observa reemplazamiento de minerales ferromagnesianos (XLP), 3. Andesita porfídica de piroxeno argilizada, 4. Piroxenos y plagioclasas altamente argilizadas (LPP), 5. Andesita porfídica de piroxeno y anfíbol cloritizada, 6. Granos de plagioclasa, anfíbol, goethita y clorita abundante (XLP), 7. Andesita de piroxeno y anfíbol argilizada y oxidada, 8. Bordos de corrosión en cristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, hematita y goethita (XLP), 9. Andesita de piroxeno oxidada y silicificada, 10. Granos de plagioclasa, piroxeno con reemplazamiento de óxidos de hierro (XLP). Las microfotografías fueron tomadas con un campo de visión en aumento 4x10.1P ∞/-, Pl: plagioclasa, Pl – Arg: Plagioclasa argilizada, Px: piroxeno, Opx: ortopiroxeno, Am: Anfíbol, Hm: Hematita, Ght: Goethita, Chl: Clorita, Sr: Sericita, Cal: calcita.

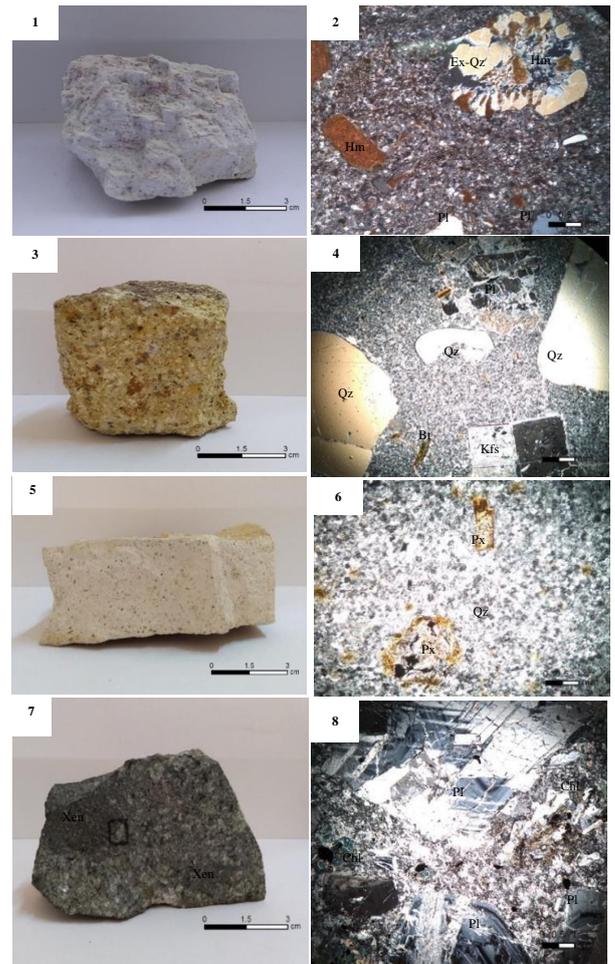


Figura 4. Imágenes de rocas intrusivas: 1. Micro-granodiorita (cuerpo intrusivo félsico principal del cerro Dos Carlos Pueblo Nuevo), 2. Exsoluciones de cuarzo, cristales de plagioclasa subhedrales de composición desconocida y óxidos de hierro (XLP), 3. Granitoide rico en cuarzo, holocristalino, 4. Cristales de plagioclasa con macla polisintética, feldespato potásico con macla Carlsbad (sanidino), granos de cuarzo con textura de reabsorción (XLP), 5. Dique con textura de grano fino, 6. Cristales de piroxeno con alteración por óxidos de hierro, en una matriz micro-cristalina de cuarzo (XLP), 7. Micro-diorita porfídica con presencia de xenolitos, 8. Cristales zonados de plagioclasa de composición variable: oligoclasa, andesina y labradorita, con abundante clorita (XLP). Las microfotografías fueron tomadas con un campo de visión en aumento 4x10.1P ∞/-, Pl: Plagioclasa, Kfs: Feldespato potásico-sanidino, Px: piroxeno, Qz: cuarzo, Ex – Qz: Exsoluciones de cuarzo, Bt: biotita, hem: hematita, Ght: goethita, Chl: clorita.

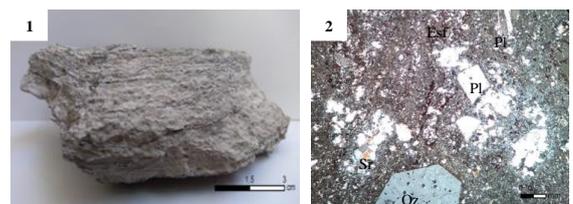


Figura 5. 1) Tefra de composición dacítica. 2) Microfotografía con campo de visión en aumento 4x10.1P ∞/- (XLP), mostrando cristales anhedrales de cuarzo, microcristales de cuarzo, granos de plagioclasa con macla polisintética, sericita y esferulitas (Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Sr: sericita, Esf: esferulitas).

Tabla 1. Clasificación modal de muestras de roca con base en el porcentaje de estimación visual (Q- cuarzo, A- feldespatos alcalinos, P- plagioclasa). Referirse al Anexo 1 para su localización.

| Muestra | Roca | Q | A | P |
|---------|---------------------------|----|----|----|
| E20 | diorita | 0 | 1 | 40 |
| E26 | cuarzolita o silexita | 50 | 0 | 3 |
| E47 | granitoide rico en cuarzo | 30 | 1 | 11 |
| E11 | granodiorita | 50 | 10 | 35 |
| E104 | andesita | 1 | 0 | 10 |
| E71 | andesita | 1 | 0 | 20 |
| E6 | andesita | 1 | 0 | 30 |
| E19 | andesita | 1 | 0 | 30 |
| E24 | andesita | 1 | 0 | 30 |

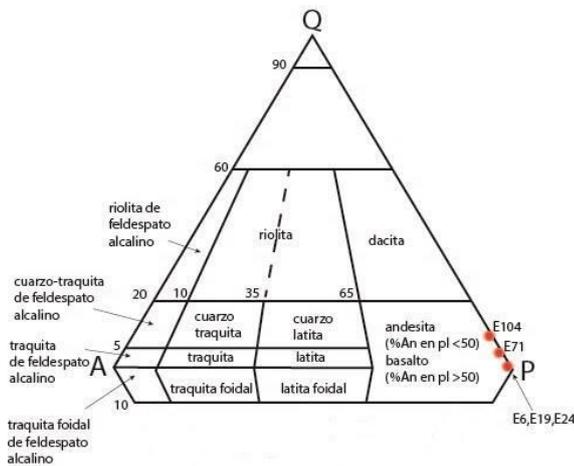


Figura 6. Diagrama mostrando la nomenclatura correspondiente a las muestras de rocas volcánicas, clasificación QAPF de Le Maitre et al. (2002). Por la ausencia de feldespatoides únicamente se muestra la región QAP.

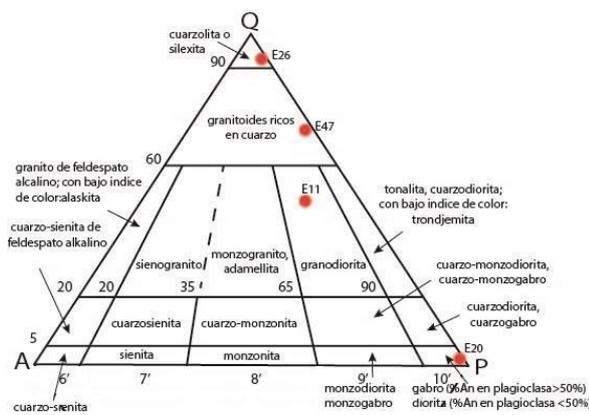


Figura 7. Diagrama mostrando la nomenclatura de las rocas ígneas plutónicas del área estudiada, clasificación QAPF de Le Maitre et al. (2002). Por la ausencia de feldespatoides únicamente se muestra la región QAP

5.2. Deformación frágil.

Las observaciones en campo ayudan a formular un modelo de deformación frágil de la zona de estudio como sigue: a partir de la orientación preferencial de los diques, se infiere que su emplazamiento en la roca encajonante estuvo controlado por un régimen de esfuerzos en la corteza tal que la máxima extensión es perpendicular a tal orientación, NE-SO (Anexo 1 y Figura 8). Subsecuentemente, y bajo el mismo régimen distensivo, tuvo lugar el primer evento de fallamiento normal, el cual produjo que los bloques descendentes se desplazaran al SO, generando planos de falla subparalelos a los diques y a las vetas principales (dibujo superior del modelo mostrado en la Figura 8). Posteriormente ocurrió la etapa de fallamiento normal y normal-lateral izquierda, la cual se asocia con el régimen transtensivo regional y se desarrollan fallas por ruptura y las rampas de relevo. El sistema regional, muy probablemente, es transtensivo lateral izquierdo E-O el cual implica a la falla Santa Gertrudis y a sus diversas etapas de reactivación.

6. Discusión y Conclusiones

Trabajos previos sugieren que, en el DMPRM el fallamiento normal con rotación de bloques, seguido de movimientos laterales son los eventos de deformación frágil responsables de generar zonas favorables para la mineralización, considerando esfuerzos netamente extensionales. En este trabajo, se concluye que los movimientos descritos anteriormente pertenecen a un régimen transtensivo regional con componente lateral izquierdo que, al instaurarse, dio origen a zonas de transferencia (rampas de relevo) con orientaciones subparalelas a las vetas, y de igual forma, a fallas subordinadas N-S y E-O.

La descripción e identificación de la litología en el área de estudio, permite establecer que el contacto entre la microgranodiorita con ubicua estructura fluidal y los depósitos de tefra, aflora en zonas aledañas y puede ser utilizado para fines de correlación estratigráfica. Lo anterior servirá de base para trabajos futuros. Las diferentes litologías pueden ser el resultado de tres procesos magmáticos, a saber: mezcla de magmas, asimilación magmática y cristalización fraccionada.

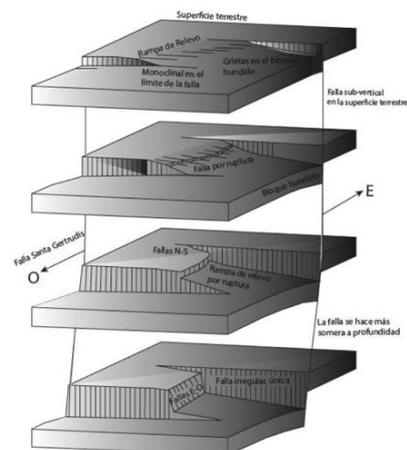


Figura 8: Modelo simplificado que sintetiza las etapas de la deformación frágil en el área de estudio, adaptado del modelo de rampas de relevo de Peacock y Parafitt (2002).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado durante el desarrollo de los proyectos de investigación: “Determinación del Comportamiento de la Deformación Frágil de la Sierra de Pachuca” y del proyecto “Análisis de la Lluvia como Detonador de la Ocurrencia de Deslizamientos en el Terreno”. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias emitidos por un revisor anónimo, mismos que permitieron mejorar el manuscrito.

Referencias

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., Fisher, D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*: Cambridge University Press, Cambridge, England.

Brizuela, L. V., 1973. Primer informe y programa de exploración parcial del Distrito Minero de Pachuca-Real del Monte. Reporte Inédito. Compañía Real del Monte y Pachuca.

Camprubí, A. and Albinson, T., 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 58(1), 27–81. DOI: 10.18268/bsgm2006v58n1a2.

Camprubi, A., 2018. Una excepcional acumulación de plata. Los yacimientos epitermales de Pachuca-Real del Monte, Hidalgo. In: Canet Miquel, C. (Ed.), *Guía de campo del Geoparque de la Comarca Minera*, Instituto de Geofísica, Cd. México, pp. 65–80. doi: 10.32775/Bk.GuideCM.cap5.65.

Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295(1–2), 187–197. doi: 10.1016/S0040-1951(98)00120-6.

Escamilla Casas, J.C., Ortiz-Hernández, L. E., Cruz-Chávez, E., Castro Mora, J., 2016. Emplazamiento de diques magmáticos y su interpretación tectónica: ejemplos en rocas terciarias de la Sierra de Pachuca., *Tópicos de Investigación en Ciencias de la Tierra y Materiales*, 3.120-127.

Escamilla Casas, J.C., Meneses Meneses, E., Uribe Alcántara, E. M., Ortiz Hernández, L. E., Montiel Palma, S., Ortega Reyes, A. O., 2018. Geología y Deformación Frágil de los Cerros La Sotolera y la Crucita, al Oriente de

Pachuca. *Tópicos de Investigación en Ciencias de la Tierra y Materiales*, 5, 53-58.

Escamilla Casas, J. C., Meneses Meneses, E., Uribe Alcántara, E. M., 2019. Reactivación de Fallas Geológicas en Respuesta al Cambio de los Esfuerzos en la Corteza: Ejemplos del Oriente de la Sierra de Pachuca’, *Pädi Boletín Científico de Ciencias Básicas e Ingeniería del ICBI*, 6(12), pp. 81–85. doi: 10.29057/icbi.v6i12.3436.

Geyne, A.R., Fries Jr., C., Segerstrom, K., Black, R.F., Wilson, I.F., 1963. *Geology and Mineral Deposits of the Pachuca-Real del Monte District, State of Hidalgo, Mexico*. Publication 5E, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, México, D. F.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin., B, Le Bas., M.J, Bonin., B, P. Bateman., G, Bellieni., G, Dudek., A, S. Efremova., J, Keller., J, Lameyre., J, Sabine., P.A. Schmid, Sorensen, H., Wolley, A.R., 2002. *Igneous rocks a classification and glossary of terms*: Cambridge University Press, Cambridge, United States, pp. 21-39.

McKee, E. H., Dreier, J. E. and Noble, D. C., 1992. Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real del Monte, Mexico: An example of space-time association of volcanism and epithermal Ag-Au vein mineralization, *Economic Geology*, 87(6), 1635–1637. DOI: 10.2113/gsecongeo.87.6.1635.

Petit, J. P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 59-608.

Peacock, D.C.P., Parafitt, E.A., 2002. Active relay ramps and normal fault propagation on Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Structural Geology*, 24, 729-742.

Sánchez Rojas, L. E., Arredondo Mendoza, J. A. and Cardoso Vázquez, E. A., 2005. *Carta Geológico-Minera Pachuca, F14D81 Escala 1:50,000*, Estado de Hidalgo., Servicio Geológico Mexicano. Pachuca. DOI: 10.1017/CBO9781107415324.004.

Segerstrom, K., 1961. Geología del suroeste del estado de Hidalgo y del noreste del estado de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(3-4), 147-168.

Thornburg, C., 1945. Some applications of structural geology of mining in the Pachuca-Real del Monte area, Pachuca silver district, México. *Economic Geology*, 40(4), 283-297.

Wisser, E., 1951. Tectonic analysis of a mining district, Pachuca, México. *Economic Geology*, 46, 459-477

ANEXO 1

