Diaclasas de enfriamiento en el intrusivo Peña de Bernal, Querétaro

Shunshan Xu: sxu@geociencias.unam.mx
Ángel F. Nieto Samaniego: autor para correspondencia afns@geociencias.unam.mx
Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Blvd. Juriquilla No. 3001. Querétaro, Querétaro, México, C. P. 76230,
Isidro Loza Aguirre: isidro.loza@ugto.mx
Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología, División de Ingenierías-Campus Guanajuato, Universidad de Guanajuato, Guanajuato, México, C. P. 36000

Resumen

Las diaclasas de enfriamiento son típicamente fracturas por tensión (fracturas de modo I). A menudo, se forman paralelas al esfuerzo principal compresivo mínimo. En las rocas ígneas, comúnmente la extensión se genera por contracción a medida que la roca se enfría. En Peña de Bernal, se estudiaron las diaclasas de enfriamiento en seis órdenes de magnitud. Se analizaron diaclasas con magnitudes de kilómetros, metros y centímetros. El patrón de las fracturas no es similar en las diferentes escalas de observación. A escalas 1:10000-1:50000, la orientación preferente de diaclasas NW-NNW fue persistente, cruzando todo el cuerpo intrusivo. Según sus tamaños, se distinguen dos grupos de diaclasas en estas escalas. El tamaño promedio de las diaclasas llega a 600 m en el grupo grande y a 185 m en el grupo pequeño. A escalas 1:200-1:1000, las diaclasas que muestran patrones ortogonales tienen un tamaño promedio de 20 m. A la escala de afloramiento, las diaclasas de decenas de metros a centímetros presentan patrones ortogonales y poligonales. A todas las escalas, las diaclasas secundarias siempre forman ángulos grandes con las más antiguas. Las razones espaciado/longitud varían de 0.1 a 1.1. Proponemos que las diaclasas se formaron de las más grandes a las más pequeñas, gradualmente, a medida que ascendió el magma a la superficie. El tamaño de las diaclasas se redujo y su densidad aumentó con el tiempo, con ello se formaron seis generaciones de diaclasas de enfriamiento.

Palabras clave: Diaclasas de enfriamiento, orden de diaclasas, espaciado de diaclasas, orientación de diaclasas, Peña de Bernal.

Abstract

Cooling joints are typically tensional fractures (mode I fractures). They often form parallel to the maximum compressive principal stress. In igneous rocks, extension is often generated by contraction as the rock cools. At Peña de Bernal, we study cooling joints with longitudes of kilometers, meters and centimeters (six orders of magnitude). We found that the fracture pattern is not similar at different scales. At the scales 1:10,000-1:50,000, the preferred orientation of NW-NNW joints was remarkably persistent across the entire intrusive. According to their magnitudes, two groups of joints are distinguished at these scales. The average size reaches 600 m for the large group, and 185 m for the small group. At 1:200-1:1000 scales, the joints showing orthogonal patterns have an average size of 20 m. At the outcrop scale, the joints of magnitudes of ten meters to centimeters present orthogonal and polygonal patterns. At all scales, we find that secondary joints always have high angles to older joints. The spacing/length ratios range from 0.1 to 1.1. Based on the obtained results, we propose that the largest to smallest joints were gradually formed as magma rose from depth to the surface. Thus, the size of the joints was reduced, and the density of the joints increased with time forming six generations of cooling joints.

Keywords: *Cooling joints, joint order, joint spacing, joint orientation, Peña de Bernal*

Artículo arbitrado

Recibido:	Aceptado:
15 de octubre de 2021	27 de octubre de 2021

Introducción

La Peña de Bernal está ubicada en las coordenadas 20.717° N; 99.941° W y 2050 msnm, en el municipio de Ezequiel Montes, en el estado de Querétaro. Fue declarada área de reserva natural por el Gobierno del Estado de Querétaro en el año 2007 (Figura1). El pueblo de Bernal está en un valle poco profundo orientado norte-sur, de aproximadamente 15 a 20 km de ancho. El límite norte del valle está rodeado por colinas y por el característico domo dacítico hipabisal, que forma la Peña de Bernal (Aguirre Díaz et al., 2013). Desde el 30 de septiembre de 2009, la Peña de Bernal ha sido incluida en la lista de Sitios del Patrimonio Cultural (UNESCO, 2009), con el fin de preservar las tradiciones de los pueblos otomí y chichimeca, así como la propia Peña de Bernal. Además, es conocida como la entrada principal a la Sierra Gorda, una cordillera que fue declarada como Reserva de la Biósfera por la UNESCO en 2001.

En rocas ígneas plutónicas e hipabisales, generalmente se desarrollan tres grupos (*sets*) de diaclasas causadas por fuerzas de tensión, como resultado del enfriamiento (cf., Cloos, 1922; Price y Cosgrove, 1990). La clasificación y distribución de diaclasas en rocas intrusivas, de acuerdo con Closs (1922), son C=Cruzada, desarrollada perpendicular a la dirección de esfuerzo principal (σ_1) y paralela a la dirección de estiramiento; L=Longitudinal, desarrollada paralela a la dirección de esfuerzo principal (σ_1) y perpendicular a la dirección de estiramiento, y H= horizontal, desarrollada subhorizontal, cerca del ápice o cúpula de un intrusivo.

Dos *sets* de diaclasas son a menudo verticales y perpendiculares entre sí, mientras que uno será aproximadamente horizontal (*sheet joints*). Las diaclasas dividen la roca en bloques más o menos prismáticos, por lo que se facilita la extracción de losas de roca (Eshwaraiah y Upadhyaya, 1990). El propósito de este estudio es proporcionar información detallada de la organización espacial de las diaclasas del intrusivo Peña de Bernal, en un intento de reconocer las características del proceso de fracturamiento ocurrido durante el emplazamiento del intrusivo. Con ese fin, se identificó el orden cronológico en que se formaron los *sets* de diaclasas, considerando su escala y distribución, así como la asociación de su formación a distintas profundidades que tuvo el intrusivo durante su emplazamiento.

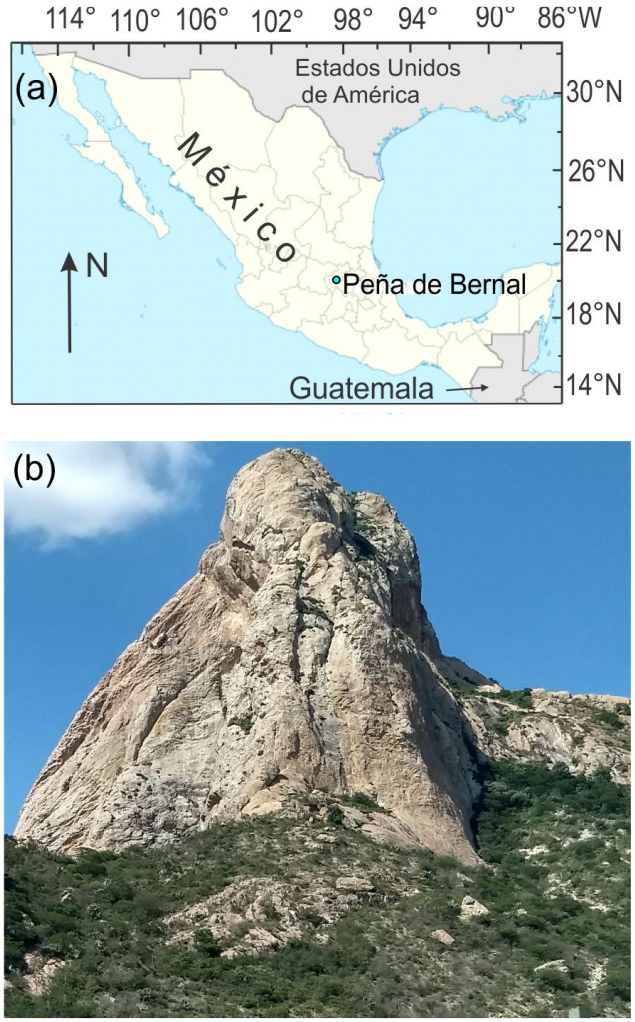


Figura 1. (a) Ubicación de la Peña de Bernal en México, el área de estudio está resaltada en el círculo azul pequeño. (b) Vista panorámica hacia el norte del monolito de la Peña de Bernal, fotografía tomada por Xu, S.

Marco geológico del área de estudio

El área de estudio se encuentra en el límite de dos provincias geológicas: el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de edad mesozoica que forma la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico

Transmexicano de edad Mioceno–Cuaternario (Siebe et al., 2006; Fitz Díaz et al., 2018). Los dos eventos de deformación más importantes que afectan el área de estudio son la Orogenia Laramide, ocurrida según varios autores desde el Cretácico Tardío hasta el Paleógeno (De Cserna, 1989; Eguiluz de Antuñano et al., 2000) y la extensión cenozoica ocurrida en la Mesa Central (e. g., Ferrari et al., 2018). Un mapa geológico simplificado de la zona de la Peña de Bernal se muestra en la Figura 2.

Las imágenes de los modelos digitales de elevación (MDE) obtenidos del Programa USGS 3D Elevation (3DEP), verificadas por mediciones con altímetro en la base y en la cima de la Peña de Bernal dan una altura de 315 m en el lado norte de la peña (Figura 2c). Aguirre Díaz et al. (2013) describen a Peña de Bernal como una roca ígnea leucocrática que intrusiona rocas sedimentarias marinas mesozoicas. Su estudio muestra que es un domo dacítico endógeno tipo espina, que se emplazó en las rocas mesozoicas. El cuerpo dacítico de la Peña de Bernal incluye tres fuentes volcánicas (cuellos) que se alinean con orientación N40°E, en un área alargada de ~3.5 x 1.5 km (Figura 2b). La dacita es una roca cristalina, de color gris a gris claro cuando está fresca y marrón cuando está intemperizada. Se observa una textura porfídica**,** casi holocristalina (80 % en volumen de cristales y 20 % en volumen de matriz vítrea) con un conjunto mineral de piroxeno, hornblenda, biotita, plagioclasa y cuarzo, además de apatito y circón como accesorios (Aguirre Díaz et al., 2013). Las edades K-Ar y Ar-Ar obtenidas por Aguirre Díaz et al. (2013) indican una edad de 8.7 ± 0.2 Ma, ubicándola en el Mioceno tardío. El cuerpo dacítico presenta diaclasas por enfriamiento que se describirán a continuación.

Metodología

La información bibliográfica y cartográfica relevante fue analizada con la finalidad de conocer y evaluar la información geológica disponible, así como planificar el trabajo de campo. Toda la información cartográfica fue recopilada críticamente a la escala 1: 50 000 (Romo Ramírez, y Martínez Esparza, 2007; Bermeo Sánchez y Ramírez García, 2005); a partir de esto, se elaboró el mapa geológico básico.

Además, se utilizaron los modelos digitales de elevación (MDE) obtenidos del Programa USGS 3D Elevation (3DEP). La precisión vertical absoluta de las imágenes publicadas más recientemente de los MDE del Programa de Elevación 3D (3DPE) alcanza los 3.1 m (https://pubs.usgs.gov/of/2014/1008/). Así, se utilizó el *software* Global Mapper v21.1 (http://www.globalmapper.com) para medir las diferencias topográficas en el intrusivo.

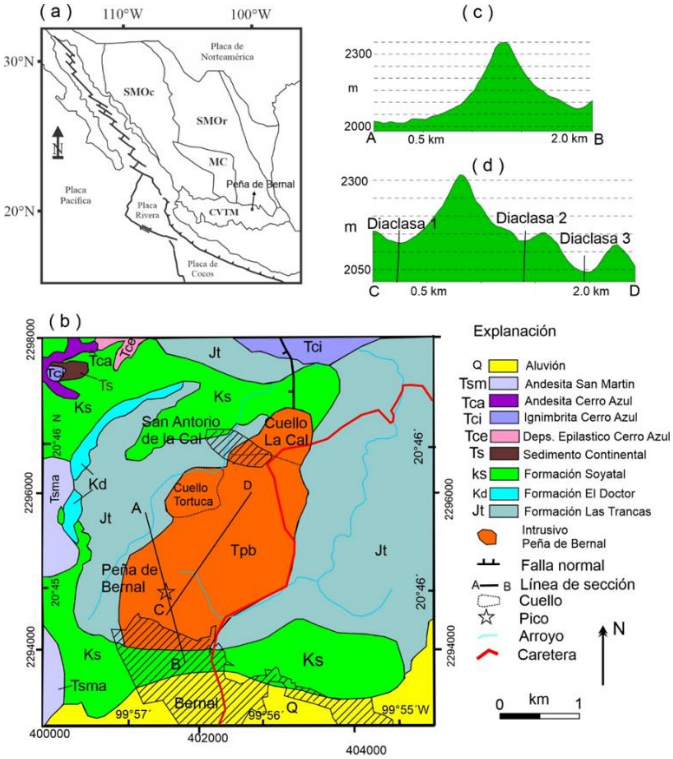


Figura 2. (a) Mapa que muestra la posición de la Peña de Bernal con respecto a algunas de las provincias geológicas de México (modificado de Aguirre Díaz et al., 2013) (b) Mapa geológico del domo dacítico de la Peña de Bernal y su entorno (modificado de Aguirre Díaz et al., 2013). Se indican las líneas de las secciones A–B y C-D que se muestran en las Figuras 2c y 2d. (c) y (d) Secciones topográficas transversales de la Peña de Bernal elaboradas en este trabajo. Las ubicaciones de las secciones se muestran en la Figura 2b.

Se utilizaron las imágenes de *Google Earth* para interpretación de las diaclasas. La digitalización de las imágenes se ha aplicado a análisis de fracturas y fallas desde muchos años (cf., Rees, 2012; García Palomo et al., 2008). Las propiedades geométricas de las diaclasas que se midieron son el espaciado, la longitud de la traza y la orientación. El

espaciado es la distancia entre las diaclasas individuales dentro de un conjunto de ellas. El método usado fue tomado de la propuesta de Priest (1993), que considera como el espaciamiento entre dos fracturas, a la distancia promedio entre las líneas rectas que promedian el rumbo de cada una de las fracturas. Así se llama espaciamiento perpendicular de conjuntos (*normal set spacing*). Si X_d es un valor aleatorio del espaciamiento de conjuntos para un conjunto cuya normal forma un ángulo agudo δ con la línea de muestreo, entonces el espaciado de conjuntos normal X_n es,

$$X_d = X_n \cos\delta \quad (1)$$

Para este trabajo, estos parámetros se obtuvieron mediante la digitalización de la imagen utilizando el programa Image-Pro-Plus en las imágenes y fotos.

Resultados

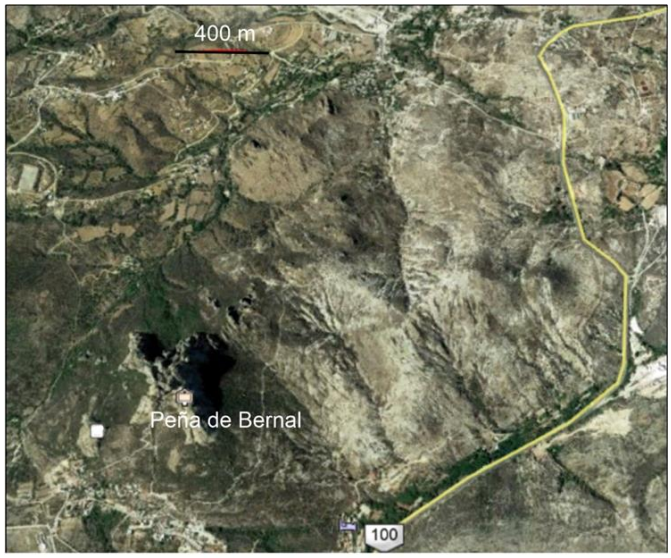
Diaclasas a escala de 1:10,000 a 1:50,000

En escalas 1:10,000 a 1:50,000, en el intrusivo, se puede identificar un sistema de diaclasas subverticales muy prominentes, con orientación de N30°W-N70°W (Figura 3). El rumbo de este sistema de diaclasas forma un ángulo alto (más de 60°) con respecto al eje mayor del intrusivo Peña de Bernal (N40°E). Se denomina a este tipo de diaclasas como diaclasas transversales. Por otro lado, hay escasas diaclasas de orientación de NE o N-S, la mayoría de ellas se encuentran cerca del contacto con las rocas mesozoicas.

El grupo de diaclasas N30°W tiene un tamaño mayor a 1,000 m y espaciado de 250 m a 350 m. El tamaño mayor medido de las diaclasas llega a 1350 m, con tamaño promedio de 600 m. Su orientación es persistente en el todo intrusivo (diaclasas color verde en Figura 3b). En el perfil topográfico, las diaclasas de este grupo presentan relieve en forma de V (Figura 2d). El grupo N70°W (color negro en Figura 3b) tiene tamaño promedio de 185 m, tamaño máximo de 600 m y espaciado de 20 a 80 m. Se desarrollaron más o menos sincrónicamente con el cambio de sucesión de un cuello volcánico a otro. La orientación y el espaciamiento de estas diaclasas es casi constante en áreas grandes, pero hay zonas en donde cambian en espacios cortos.

Diaclasas a escala de 1:200 a 1:1000

En el rango de escalas 1:200 a 1:1000, se observan diaclasas ortogonales que cubren dos órdenes de magnitud de longitud (150 m – 5 m). Las diaclasas ~N20-50°E/~90 ° (color negro en Figura 4b) se desarrollaron entre las diaclasas N10°-60°W/~90° (color verde en Figura 4b). Es decir, las diaclasas N10°-60°W son más antiguas ya que detuvieron la propagación de las diaclasas ~N20-50°E. En la misma figura se ven casos con dos *sets* de diaclasas que se cortan mutuamente, lo que indica que se formaron de manera simultánea. Estas observaciones señalan que las diaclasas formadas en diferentes tiempos pueden tener el mismo azimut.



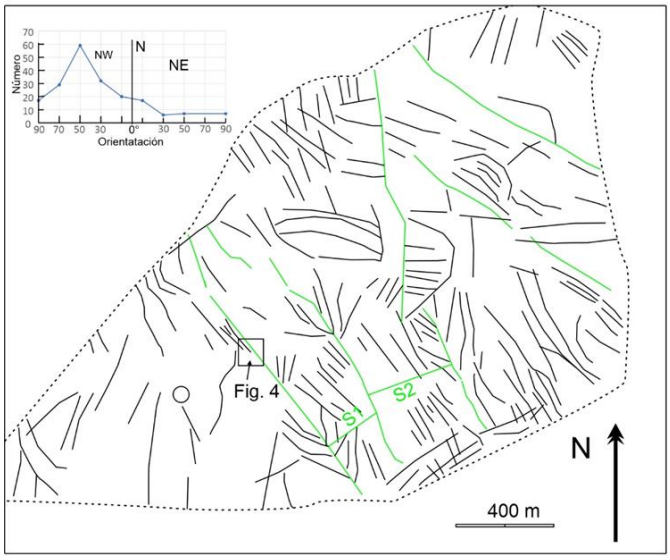


Figura 3. (a) Imagen obtenida de *Google Earth image Landsat/Copernicus*. (b) Resultado de la interpretación de diaclasas

en observadas en Figura 3a. Las diaclasas en color verde son el grupo de longitud grande. Las diaclasas en color negro son del grupo de longitud pequeña.

Diaclasas encontradas en afloramiento

La observación de las rocas expuestas en la superficie es importante. En el trabajo de campo se pueden observar diaclasas de una decena de metros de longitud, hasta centimétricas. Se observó dos tipos (Figura 5): diaclasas con dos *sets* perpendiculares. En unos casos, un *set* de diaclasas termina en los límites de otro, en forma de escalera; en esos casos, las diaclasas transversales son más jóvenes. También se observaron casos con dos *sets* de diaclasas que se cortan mutuamente; este patrón indica la formación simultánea de los dos *sets* de diaclasas.

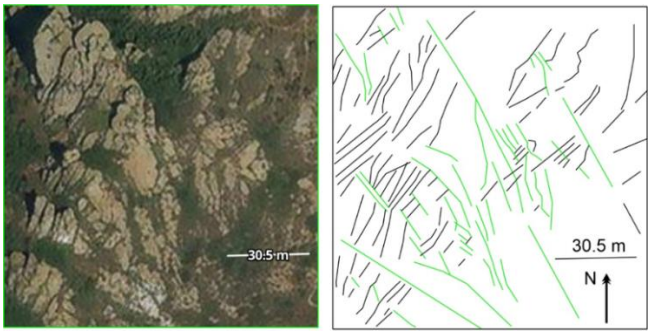


Figura 4. (a) Acercamiento a diaclasas en Peña de Bernal, la ubicación se indica en la Figura 3. (b) Diaclasas ortogonales interpretadas desde la imagen mostrada en (a).

Otro tipo de diaclasas son poligonales (Figura 5c). Los polígonos típicamente tienen 4 a 7 lados. En presencia de diaclasas más antiguas, dos lados de cada polígono son perpendiculares a la junta antigua. Este tipo de arreglos a menudo se encuentran en basaltos (cf., Xu et al., 2020), pero las juntas columnares también pueden formarse en otros tipos de roca (cf., Michol et al., 2008). Se considera que son resultado de la propagación de *cracks* en derrames de lava, durante el enfriamiento (cf., Phillips et al., 2013).

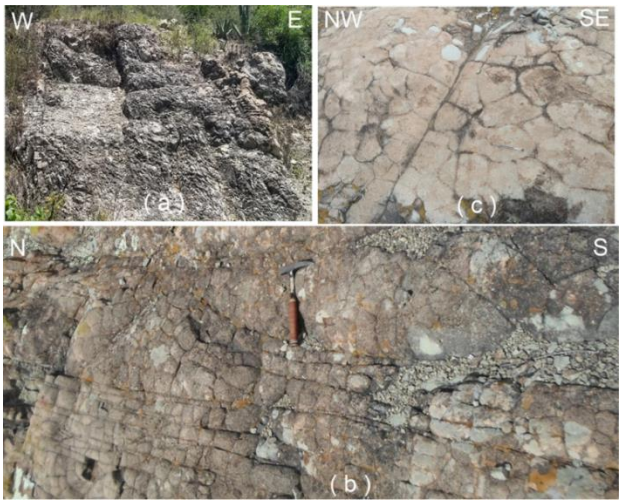


Figura 5 (a) Fotografía que muestra diaclasas ortogonales de longitud de metros. (b) Foto que muestra diaclasas ortogonales de longitud de centímetros. (c) Foto que muestra diaclasas poligonales de longitud de centímetros. Fotografías tomadas por Xu, S.

Se presentan datos en escalas de metros a centímetros en la Figura 6. En 6a, se observa que la máxima frecuencia de diaclasas se ubica en N60-70°W, seguida por una concentración en N10-20°E. En 6b, la máxima frecuencia de diaclasas es N20-30°W, seguida por una concentración en N60-70°E. En ambas zonas hay dos orientaciones principales casi ortogonales.

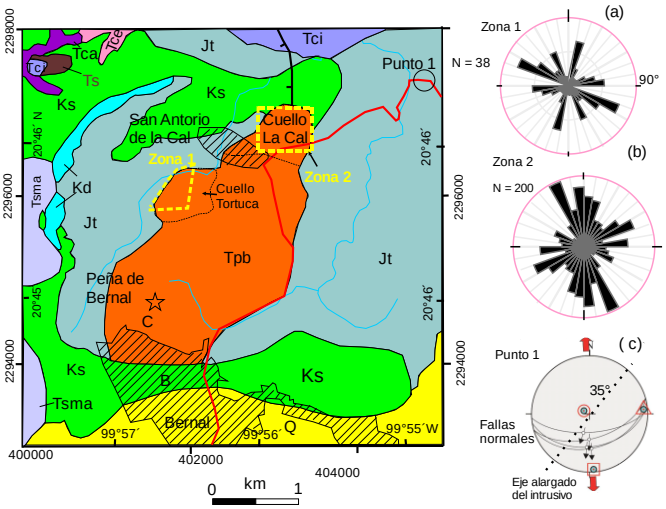


Figura 6. (a) y (b) Diagramas de roseta que muestran el rumbo de las diaclasas con tamaños de metros a centímetros, medidas en afloramiento. (c) Inversión de datos de estría de falla en las rocas mesozoicas; se muestran planos de falla, estrías y ejes principales de esfuerzo. Fuente: Elaboración a partir del mapa de Aguirre Díaz et al. (2013).

Razón entre espaciado y longitud

Los términos espaciamiento de diaclasas y espaciamiento medio de diaclasas se utilizan a

menudo en la descripción y evaluación de macizos rocosos. El espaciamiento de las diaclasas en las rocas ígneas puede oscilar entre algunos centímetros y muchos metros. En nuestro análisis recopilamos datos de cinco conjuntos con espaciados que abarcan seis órdenes de magnitud (Tabla 1). Los resultados indican un valor mínimo de 0.1 de la razón entre espaciado y longitud (valor *r*). Valores en las escalas pequeñas son mayores que los valores de las grandes. El valor máximo es 1.1 y se encuentra en la escala mínima (longitud de centímetros).

Tabla 1. Razones espaciado/longitud de las diaclasas.

Escala	Long. (m)	Orientación	Espaciado/Longitud (r)
1:10000-1:50000	1000-1350	NW	0.18-0.26
	100-600	NW	0.10-0.48
	150-600	NE	0.10-0.52
1:100-1:1000	7-22	NW	0.11-0.23
	6-38	NE	0.11-0.38
1:20	1-10	NS	0.25-0.3
1:0.5-1:1	0.01-1	NS	0.20-1.10

Fuente: elaboración propia.

Discusión

Los cuerpos ígneos intrusivos pueden fracturarse mostrando diferencias en relación con la densidad de fracturas, el número de conjuntos de diaclasas y su distribución. La densidad de fracturas en la corteza terrestre disminuye con la profundidad (cf., Price 1966; Ramsay y Huber 1987).

La Peña de Bernal se emplazó cuando estaba casi sólida (Aguirre Díaz et al., 2013). El análisis de paleoesfuerzos, obtenidos por inversión de datos de fallas normales en las rocas mesozoicas, ubicadas cerca del intrusivo, indica una extensión orientada casi N-S (Figura 6c), que es consistente con el régimen tectónico del Cinturón Volcánico Transmexicano. La extensión tiene un ángulo de 35° con el eje alargado del intrusivo. Esto muestra que el intrusivo pudo experimentar emplazamiento forzado. Por otro lado, las diaclasas NW que forman un ángulo grande con el eje alargado del intrusivo, son tipo cruzadas, de acuerdo con Cloos (1922). Se considera este tipo de diaclasas como las primeras fracturas en una intrusión. Basándose en los datos observados en este trabajo, se propone un modelo que explica la formación de las diaclasas con diferentes órdenes de longitud (Figura 7).

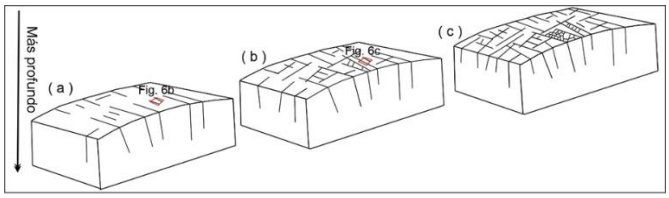


Figura 7. Modelo conceptual elaborado en este estudio, de formación de las diaclasas en la Peña de Bernal. (a) Las diaclasas más grandes de orientación de N30°-70°W cruzando el intrusivo en el nivel más profundo, antes del emplazamiento final. (b) Las diaclasas ortogonales se formaron entre las diaclasas más antiguas, durante el ascenso en estado sólido. (c) Las diaclasas ortogonales y poligonales observadas en los afloramientos se formaron al final.

Las diaclasas más grandes con orientación N30°-70°W se formaron en el nivel más profundo (Aguirre Díaz et al., 2013), antes del emplazamiento final (Figura 7a). La alineación de estas diaclasas NW-NNW en varios cuellos del intrusivo de edad similar, apunta a la presencia de un campo de esfuerzos regional que controlaba la propagación de las diaclasas más antiguas. El enfriamiento por debajo de la temperatura de solidificación induce la acumulación de tensiones, lo que resulta en diaclasas macroscópicas localizadas (Lamur et al., 2018). A medida que ascendió el magma solidificado se formaron las diaclasas ortogonales de tamaño medio, debido al enfriamiento (Figura 7b). Durante ese tiempo, la tensión por enfriamiento se acumuló en los bloques formados entre las diaclasas más grandes y más antiguas; así, diaclasas nuevas y más pequeñas se formaron dentro de dichos bloques. Por último, cuando el magma llegó a la superficie, se formaron las diaclasas ortogonales y poligonales, las que indican que la tensión horizontal era homogénea (Figura 7c). Las diaclasas se formaron sucesivamente, en varios ciclos, que liberaron tensiones acumuladas por el enfriamiento paulatino de la roca.

Conclusiones

Comprender la distribución local y regional, el carácter físico y el origen de las diaclasas es una parte importante de la comprensión de la geología y la geomorfología de un área. Al observar las diaclasas de Peña de Bernal en diferentes escalas, se pueden distinguir fácilmente diaclasas antiguas

y jóvenes. A escalas 1:10000 – 1:50000, dominan las diaclasas con direcciones N40°W-N60°W. A escalas 1:200-1:1000, las diaclasas con patrones ortogonales tienen orientaciones NE y NW, con tamaño promedio de 20 m. A escala de afloramiento, las diaclasas observadas tienen longitudes de una decena de metros a centímetros, con patrones ortogonales y poligonales. A todas las escalas, encontramos que las diaclasas secundarias siempre se intersectan con las diaclasas más antiguas en ángulos altos. Las razones espaciado/longitud (r) varían de 0.1 a 1.1. Los datos obtenidos nos permiten interpretar que las diaclasas se formaron gradualmente, de las más grandes a las más pequeñas debido al enfriamiento de la roca, a medida que el magma ascendió. Así, el tamaño de las diaclasas se reduce con el tiempo, formando seis generaciones de diaclasas de enfriamiento.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto UNAM PAPIIT-102919. Agradecemos a Iván Antonio Romero Núñez **y** Miguel Felipe de Jesús Salas su ayuda en los trabajos de campo.

Referencias

Aguirre Díaz, G.J., Aguillón Robles, A., Tristán González, M., Labarthe Hernández, G., López Martínez, M., Bellon, H. y Nieto Obregón, J. (2013). *Geologic setting of the Peña de Bernal Natural Monument, Querétaro, México: An endogenous volcanic dome*. Geosphere, *9*(3), 557–571.

Bermeo Sánchez, G. y Ramírez García, G. (2005). *Carta geológica-minera y geoquímica de la carta San Pablo Tolimán, clave (F14-C57) escala 1:50,000*: Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

Cloos, E. (1922). *Tektonik des Granits von Gorkau (Kr. Nimptsch)* en *Schlesien. Tektonik und Magma*. Untersuchungen zur Geologie der Tiefen. Abh. Preuss. Geol. L-A NF 89:91–102.

De Cserna, Z. 1989, *An outline of the geology of Mexico*, en Bally, A. y Palmer, A., *The Geology of North America—An overview*. Geol. Soc. Am., p. 233-264.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M. y Marrett, R. (2000), *Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México.* Bol. Soc. Geol. Mex. *53*, 1-26.

Engelder, T., Fischer, M.P. y Gross, M.R. (1996). *Loading configurations and driving mechanisms for joints based on the Griffith energy-balance concept*. Tectonophysics, *256*, 253-277.

Eshwaraiah, H.V. y Upadhyaya, V.S. (1990). *Influence of rock joints in the performance of major civil engineering structures.* En Rossmanith, H. P., Mechanics of Jointed and Faulted Rock, CRC Press, https://doi.org/10.1201/9781003078975

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Navarro, M., López Quiroz, P. y Luna, L. (2018). *Cartografía geológica digital y base de datos geocronológica del cinturón volcánico transmexicano y áreas contiguas*. Terra Digitales, *2*(1), un mapa.

Fitz Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez Arriaga, E. y Chávez Cabello, G. (2018). *The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics*. Earth-Sci. Rev.*183*, 56-84.

García Palomo, A., Zamorano, J J., López Miguel, C., Galván García, A., Valerio, V.C., Ortega, R. y Macías, J.L. (2008). *El Arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México Central*. Rev. Mex. de Cienc. Geol. *25*, 158-178.

Lamur, A., Lavallée, Y., Iddon, F.E., Hornby, A.J., Kendrick, J.E., von Aulock, F.W. y Wadsworth, F.B. (2018). *Disclosing the temperature of columnar jointing inlavas*. Nat. Commun. *9*(1), 1432, doi:10.1038/s41467-018-03842-4.

Müller, G. (1998*). Starch columns: analog model for basalt columns*. J. Geophys. Res. Solid Earth *103*, 15239–15253.

Michol, K.A., Russell, J.K. y Andrews, G.D.M. (2008*). Welded block and ash flow deposits from Mount Meager, British Columbia, Canada*. J. Volcanol. Geotherm. Res. *169*, 121–144.

Palmström, A. (1995,). *RMi - a rock mass characterization system for rock engineering purposes* [tesis doctoral no publicada], Universidad de Oslo.

Phillips, J.C., Humphreys, M.C.S., Daniels, K.A., Brown, R.J. y Witham, F. (2013). *The formation of columnar joints produced by cooling in basalt at Staffa*. Scotland. Bull. Volcanol. *75* (6), 715, DOI: 10.1007/s00445-013-0715-4.

Price, N.J. (1966). *Fault and joint development*. Pergamon Press, Oxford, 176 pp.

Price, N.J. y Cosgrove, J.W. (1990). *Analysis of geological structures*: Cambridge University Press.

Priest, S.D. (1993). *Discontinuity analysis for rock Engineering*. Chapman and Hall.

Ramsay, J.G., y Huber, M.I. (1987). *The Techniques of Modern Structural Geology*, *Vol. 2: Folds and Fractures*. Academic Press.

Rees, W.G. (2012). *Physical Principles of Remote Sensing*. Cambridge University Press.

Romo Ramírez, J.R., y Martínez Esparza, G. (2007). *Carta Geológico-Minera Tequisquiapan F14-C67, escala 1:50000: México, Estado de Querétaro e Hidalgo*. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía, 1 mapa.

SECTUR (2014). *Agenda de competitividad del destino turístico, Estado de Querétaro, Pueblo Mágico de Bernal*. http://www.sectur.gob.mx/programas/gestion-de-destinos/productos-turisticos/tesoros-coloniales/queretaro.

Siebe, C., Macías, J.L. y Aguirre Díaz, G.J., eds. (2006). *Neogene–Quaternary Continental Margin Volcanism: A Perspective from Mexico*. Geological Society of America Special Paper 402.

Xu, S-S., Nieto Samaniego, A.F. y Alaniz Álvarez, S.A. (2020). *Column-normal fracture features of the basaltic joints in Santa Maria Regla, Hidalgo State, Mexico*. J. South Am. Earth Sci., *101*. 102611. doi: https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102611.