



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geología

Evolución del relieve del Graben de Cítala, sector nororiental del Bloque Jalisco.

Tesis

Que para optar por el grado de:

Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Jorge Luis Zavala Rivera

Director de Tesis:

**Dr. Miguel E. Castillo
(Instituto de Geología, UNAM)**

Miembros del Comité Tutor:

**Dra. Barbara M. Martiny
(Instituto de Geología, UNAM)**

**Dra. Elisa Fitz
(Instituto de Geología, UNAM)**

**Dr. Luca Ferrari
(Centro de Geociencias, UNAM)**

**Dr. Peter Schaaf
(Instituto de Geofísica, UNAM)**

Ciudad Universitaria, CD. MX., Mayo de 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Dedicada a mis padres Luis Enrique Zavala y María Rivera, así como a mi hermana Viry, quienes fueron un apoyo fundamental y sin ellos esto no habría sido posible.

A la señora Paz y el señor Miguel, gracias por todo el apoyo que me brindaron en este proceso y en especial a mi compañera de vida Tania.

Muchas gracias a todos mis amigos y compañeros por formar parte de mi crecimiento académico y personal (Emmanuel, Marco, Marisa, Sam, Hermes y Ulises).

Quisiera extender mi más sincero agradecimiento al director de tesis y al comité tutor por sus enseñanzas y aportaciones, en especial a las Doctoras Barbara Martiny y Elisa Fitz.

Por último, pero no menos importante tengo un gran agradecimiento por mi universidad y casa de estudios, por haberme dado la oportunidad de adquirir conocimiento y todo el aprendizaje que me ha dado y me hizo la persona que soy el día de hoy, GRACIAS MI QUERIDA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.

Índice	Página
Resumen	I
Abstract	III
Capítulo I. Introducción	1
1.1 Presentación del tema	1
1.2 Planteamiento del problema	2
1.3 Justificación	2
1.4 Hipótesis	2
1.5 Objetivos	3
1.6 Materiales y métodos	3
Capítulo II. Marco teórico	4
2.1 Métodos geomorfológicos	4
2.1.1 Morfometría	4
2.1.1.1 Morfometría y actividad tectónica	7
2.1.2 RockSchmidt	9
2.2 Métodos geológicos	14
2.2.1 Geoquímica	14
2.2.2 Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	19
2.3 Prueba estadística Kolmogorov-Smirnov para dos muestras	22
Capítulo III. Geología	23
3.1 Tectónica regional	23
3.2 Contexto geológico general	25
3.3 Estratigrafía	28

3.4 Geología estructural	30
Capítulo IV. Metodología	33
4.1 Obtención de información gráfica y documentada	33
4.2 Trabajo de campo	34
4.3 Trabajo de laboratorio	35
4.4 Análisis de información	37
4.4.1 Geoquímica	37
4.4.2 Geocronología	37
4.4.3 Resistencia de los materiales	37
4.4.4 Morfometría	37
4.4.5 Prueba estadística Kolmogorov-Smirnov para dos muestras y gráficos de dispersión de datos morfométricos	41
4.5 Elaboración de la cartografía geológica y geomorfológica ---.....	42
Capítulo V. Resultados	43
5.1 Geoquímica	43
5.1.1 Elementos mayores y menores	43
5.1.2 Elementos traza	47
5.2 Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	49
5.3 Petrografía	55
5.4 Resistencia de los materiales	63
5.5 Morfometría	65
5.6 Prueba estadística Kolmogorov-Smirnov para dos muestras y gráficos de de dispersión de datos morfométricos	71

5.7 Cartografía geomorfológica	78
Capítulo VI. Discusión y conclusiones	80
6.1 Discusión de los resultados	80
6.1.1 Caracterización de las rocas volcánicas de los grupos Vulcanismo no diferenciado y Tizapán	80
6.1.2 Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	82
6.1.3 Valor R y características petrográficas de las rocas	83
6.1.4 Morfometría	83
6.1.5 Prueba estadística de Kolmogorov-Smirnov y gráficos de dispersión de datos morfométricos	86
6.1.6 Geomorfología del Graben de Cítala	87
6.1.7 Evolución del relieve	95
6.2 Conclusiones	96
Referencias bibliográficas	99
Apéndice. Cartografía geomorfológica	112

Resumen

El Graben de Cítala se localiza en el sector occidental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana y junto con el Rift Tepic Zacoalco y el Rift de Colima representan la unión triple del Bloque Jalisco. Esta estructura se desarrolló dentro de un régimen extensional durante el Plioceno - Pleistoceno, aunque estudios geológicos y sísmicos recientes sugieren que probablemente se trate de una estructura activa. Por lo tanto, el relieve del Graben de Cítala ha tenido una evolución tectónica y volcánica compleja, controlada por la interacción entre las placas oceánicas de Rivera y Cocos y el bloque cortical de Jalisco. Este trabajo pretende explicar la evolución del relieve del Graben de Cítala mediante la integración de métodos propios de la geomorfología (análisis de resistencia de los materiales, morfometría y cartografía geomorfológica) y de la geología (geoquímica de elementos mayores y traza, geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar , cartografía geológica y petrografía). Los métodos geológicos se llevaron a cabo con el fin de caracterizar los cuerpos de roca que afloran en el área de estudio y entender las relaciones espacio-temporales que guardan entre ellos, mientras que los métodos geomorfológicos se realizaron con el objetivo de entender el efecto que tiene el vulcanismo y la tectónica sobre formas del relieve del Graben de Cítala.

Los resultados arrojados por la metodología empleada muestran que: 1) las rocas analizadas corresponden a basaltos, andesitas basálticas y andesitas generadas en un ambiente de arco magmático, en un período que comprende del Mioceno Tardío - Pleistoceno Temprano y que son afectadas por tres etapas de deformación extensional, 2) los datos de resistencia de los materiales y la petrografía muestran que, existe una relación entre el tamaño de grano de la matriz, el grado de intemperismo y la resistencia de las rocas, según la composición de las mismas y el grupo litológico al que pertenecen, 3) los datos morfométricos indican que, las formas del relieve más afectados por la tectónica extensional son las que se ubican en el norte del área de estudio en el sector occidental y, 4) el relieve del Graben de Cítala está constituido por 37 unidades geomorfológicas, de las cuales 29 son endógenas, 6 exógenas y 2 mixtas.

En conclusión, la génesis y evolución del relieve del Graben de Cítala están vinculadas a procesos vulcano-tectónicos suscitados entre el Mioceno Tardío y el Pleistoceno

Temprano, los cuales constituyen un relieve volcánico complejo afectado por 3 etapas de deformación extensional, dos en el Plioceno (siendo la primera etapa responsable de la formación del Graben de Cítala) y la última en el Pleistoceno. Dichas etapas se manifiestan principalmente como fallas normales que intensifican tanto los procesos erosivos-acumulativos fluviales, como los procesos gravitacionales. Los primeros tuvieron como consecuencia principal la formación de abanicos aluviales coalescentes, mientras que los segundos propiciaron la conformación de taludes al pie de los escarpes.

Palabras clave: Graben de Cítala, evolución del relieve, geoquímica, geocronología ⁴⁰Ar-³⁹Ar, resistencia de los materiales, morfometría.

Abstract

The Cítala Graben is located on the western sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt and in conjunction with the Tepic-Zacoalco and Colima rifts, represents the triple junction of the Jalisco Block. This structure developed under an extensional regime during the Pliocene - Pleistocene, although recent geological and seismic studies suggest that it is still active. Therefore, the relief of the Cítala Graben has had a complex tectonic and volcanic evolution, controlled by the interaction of Rivera and Cocos oceanic plates and the crustal block of Jalisco. The objective of this research is to explain the landscape evolution of the Cítala Graben by using geomorphological (resistance analysis of materials, morphometry and geomorphological mapping) and geological methods (geochemistry of major and trace elements, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology, geological mapping and petrography). Geological techniques were focused on the analysis of the volcanic rocks that crop out in the study area, in order to understand their space-time relationships. Geomorphological methods were carried out in order to understand the effect of volcanism and tectonics on landforms of the Cítala Graben.

The results show that: 1) the rocks analyzed correspond to basalts, basaltic andesites and andesites generated in a magmatic arc environment, in a time span from the Late Miocene to the Early Pleistocene, that are affected by three stages of extensional deformation, 2) the resistance data of the materials and the petrography show that there is a relationship between the grain size of the matrix, the degree of weathering and the resistance of the rocks, according to their composition and the lithological group to which they belong, 3) morphometric data indicates that the landforms most affected by extensional tectonics are located in the northern part of the study area, specifically in the western sector and, 4) the relief of the Cítala Graben is made up of 37 geomorphological units, 29 of which are endogenous, six exogenous and two mixed.

In conclusion, the genesis and landscape evolution of the Cítala Graben are linked to Late Miocene – Early Pleistocene vulcano-tectonic processes, resulting in a complex volcanic landscape affected by three stages of extensional deformation, two in the Pliocene (the first linked to the formation of the Cítala Graben) and the last one in the Pleistocene. These stages are expressed as normal fault systems, which have intensified both the erosive-

cumulative fluvial and gravitational processes. The first had as a main consequence the formation of coalescing alluvial fans, while the second led to the formation of scree cones at the foot of the volcanic escarpments.

Key words: Cítala Graben, landscape evolution, geochemistry, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology, resistance of materials, morphometry.

Capítulo I. Introducción

El Graben de Cítala (GC) se localiza en el Estado de Jalisco al suroeste del Lago de Chapala (Figura 1), desde el punto de vista geológico se ubica en el sector occidental de la provincia geológica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), y es considerado el punto triple del Bloque Jalisco (BJ). El relieve de esta zona ha tenido una evolución tectónica y volcánica compleja (Ferrari *et al.*, 2012), controlada por la interacción entre las placas oceánicas Rivera y Cocos y el bloque cortical de Jalisco (Gómez *et al.*, 2005). Los procesos tectónico-volcánicos suscitados entre el Mioceno y Pleistoceno en el área de estudio, han configurado un relieve volcánico complejo, afectado por un intenso fallamiento normal evidenciado por grandes desniveles altitudinales que limitan una extensa planicie constituida por depósitos aluviales y gravitacionales.

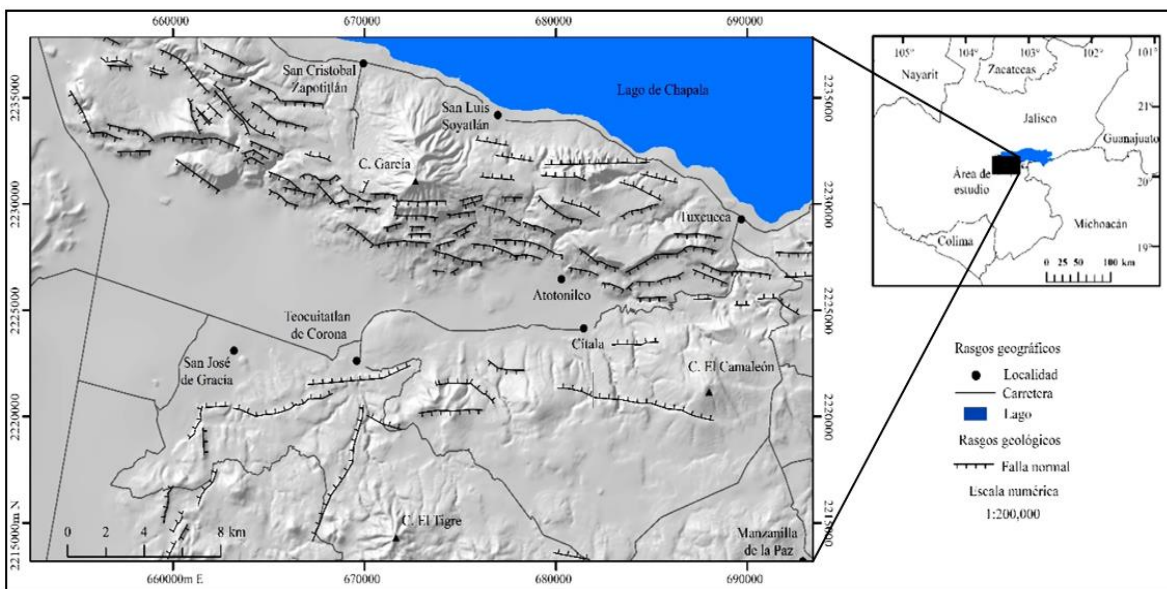


Figura 1. Localización del área de estudio.

1.1 Presentación del tema

El objetivo de esta tesis es entender la evolución del relieve del GC a partir de los procesos geológicos que configuraron esta zona. Para ello, es necesario implementar un análisis integral donde se incluyan métodos propios de la geología (geocronología, petrografía, geoquímica y cartografía geológica) y geomorfología (morfometría, análisis de

resistencia de los materiales y cartografía geomorfológica), a partir de los cuales sea posible explicar la configuración actual del relieve en el GC.

1.2 Planteamiento del problema

En las últimas dos décadas se han desarrollado estudios de geoquímica, petrología, paleomagnetismo y estratigrafía del BJ con el fin de entender las condiciones tectónicas, vulcanológicas y sismológicas de este sector. También existen trabajos enfocados en los grábenes desarrollados al interior de los rifts de Colima, Tepic-Zacoalco y Chapala. Sin embargo, se carece de información geológica y geomorfológica que permita entender las repercusiones de la actividad tectónica y volcánica en el relieve del GC.

1.3 Justificación

Es importante realizar un estudio a detalle del GC a partir del cual sea posible entender el papel de la actividad tectónica y volcánica en la evolución del relieve, ya que ésta estructura geológica corresponde al actual punto triple del BJ y no ha sido estudiada de manera exhaustiva. Además, los estudios morfométricos, geocronológicos, petrológicos y geoquímicos permitirán complementar la información geológica y geomorfológica del sector noreste del BJ.

1.4 Hipótesis

La deformación extensional inducida por la dinámica tectónica de las placas de Cocos y Rivera en los límites del BJ generó un intenso fallamiento que tuvo como consecuencia la formación del GC, vulcanismo fisural y modificaciones en el sistema fluvial preexistente, dichos acontecimientos reconfiguraron el relieve del GC. A partir de métodos isotópicos aplicados en los materiales de origen volcánico y con base en un análisis geológico-geomorfológico es posible establecer una secuencia cronológica aproximada de las formas del relieve en el GC. Así mismo, la geoquímica, petrografía, morfometría y las pruebas de resistencia de los materiales permitirán comprender la influencia de la actividad tectónica y volcánica en la evolución del relieve del GC.

1.5 Objetivos

General:

- ✓ Explicar la evolución del relieve del GC a partir del análisis de las geoformas, controles geocronológicos y caracterización geológica de los materiales volcánicos que lo componen.

Particulares:

- ✓ Conocer el contexto geológico del área de estudio.
- ✓ Realizar el análisis cuantitativo del relieve (morfometría)
- ✓ Obtener edades absolutas con base en la datación de los productos volcánicos.
- ✓ Evaluar la edad relativa de los cuerpos de roca con base en pruebas de resistencia de las materiales in situ.
- ✓ Caracterizar los materiales volcánicos del graben mediante la geoquímica y petrografía.
- ✓ Elaborar el mapa geomorfológico de la zona de estudio.

1.6 Materiales y métodos

- ✓ Recopilar información gráfica y documentada en tesis, artículos científicos, libros y la página web del INEGI.
- ✓ Realizar análisis morfométricos en el software ArcGis 10.1 ESRI® con base en un MDE de 20 m de resolución obtenido a partir de los metadatos obtenidos del INEGI.
- ✓ Efectuar el análisis de los datos morfométricos mediante gráficos binarios y la prueba estadística Kolmogorov-Smirnov para dos muestras.
- ✓ Obtener edades absolutas por el método isotópico Ar^{40} - Ar^{39} .
- ✓ Elaborar el análisis de resistencia de los materiales mediante mediciones realizadas en trabajo de campo y con ayuda del esclerómetro *RockSchmidt* tipo N
- ✓ Caracterizar los materiales volcánicos a partir de la descripción petrográfica de secciones delgadas y análisis geoquímicos.

Capítulo II. Marco teórico

En este capítulo se describen las distintas técnicas utilizadas para la elaboración de esta investigación. Éstas se dividen en dos: geomorfológicas y geológicas. Las primeras son: morfometría, resistencia de los materiales y cartografía geomorfológica, esta última descrita a fondo en el Apéndice. Las segundas son: petrografía, geoquímica y geocronología.

2.1 Métodos geomorfológicos

2.1.1 Morfometría

Lugo (1988) menciona que la morfometría hace referencia a métodos matemáticos útiles para el estudio de la superficie terrestre, así como para comprender los procesos endógenos y exógenos actuales. Estos métodos se basan en la cuantificación de elementos del relieve como: longitud, superficie, volumen, altura (absoluta y relativa), pendiente, orientación y otros elementos numéricos. Huggett (2007) agrega que la morfometría es la rama de la geomorfología que estudia de manera cuantitativa las formas que configuran la superficie terrestre, además de ser un componente fundamental de los análisis terrestres y estudios del modelado del relieve. Autores como Pike *et al.* (2008) llaman a esta técnica geomorfometría e indican que se encarga de analizar de forma cuantitativa los parámetros hidrológicos, climáticos, meteorológicos y orográficos de la superficie terrestre. Como conclusión se puede decir que la morfometría permite la elaboración de mapas específicos que contribuyen a la construcción del conocimiento geomorfológico.

Mapas morfométricos

Este tipo de cartografía temática es interpretativa y expresa de forma cuantitativa parámetros específicos del relieve. A continuación, se hace una breve mención de estos mapas y la información que proporcionan, así como sus principios de elaboración. Cabe mencionar que en esta investigación se construyeron de forma automatizada a partir de un sistema de información geográfica (SIG).

Hipsométrico

Este mapa también llamado altimétrico se elabora a partir de definir la altura máxima y mínima de una zona, después se establecen los intervalos altitudinales con los que se trabajará a partir de criterios que están en función de las características geomorfológicas de la zona. La ventaja de este documento cartográfico es que simplifica la lectura de la topografía del área de estudio, además de proporcionar información básica para el estudio de los procesos exógenos, morfoestructuras y morfogénesis.

Pendientes

Este mapa morfométrico hace referencia a la inclinación del relieve y permite visualizar de manera sintética la variación de las pendientes en el terreno, su unidad de medida es en porcentaje o grados. Algunas de las ventajas que ofrece este mapa es una primera delimitación de rasgos del relieve, la inferencia de cambios en la litología del área en cuestión y la detección de fallas normales. Este documento cartográfico se basa en transformar las distancias entre curvas de nivel en valores de pendientes (Lugo, 1988) a partir de la función trigonométrica $\tan \Theta = \text{cateto opuesto} / \text{cateto adyacente}$. La problemática para la elaboración de este documento cartográfico es establecer los rangos de los valores que estarán en función de la escala, la equidistancia entre curvas de nivel, las condiciones fisiográficas y de los objetivos del trabajo.

Energía del relieve

La energía del relieve expresa la intensidad relativa de la actividad endógena en relación con la exógena y se obtiene dividiendo la superficie de interés en figuras geométricas de las mismas dimensiones. De cada figura se debe obtener la diferencia máxima de altura para después establecer los rangos para trabajar. Altos valores de energía pueden asociarse a zonas de mayor actividad tectónica y valores bajos a superficies estables (Lugo, 1988) o superficies de acumulación. Este tipo de mapa morfométrico debe de complementarse con estudios geológicos, tectónicos y sísmicos (*Ibidem*).

Órdenes de corrientes

Hace referencia al número de afluentes que se concatenan a una corriente de agua. Su elaboración es muy sencilla, consiste en identificar y marcar todas las corrientes fluviales de la cuenca. Una vez realizado lo anterior se procede a asignar un orden a los afluentes siguiendo los principios propuestos por Strahler (1965):

- ✓ Las corrientes en las que no confluye ningún tributario se denominan como orden 1.
- ✓ Cuando dos afluentes del mismo orden confluyen dan lugar a una corriente de orden superior. Así, dos afluentes de orden 2 dan lugar a uno de orden 3, pero un afluente de orden 2 con otro de 1 se mantendrán como 2.

Este mapa parte de la suposición de que los órdenes de las corrientes son reflejo de un proceso evolutivo del relieve. Por lo tanto, las corrientes de orden 1 son las más jóvenes y forman valles incipientes, mientras que las órdenes mayores reflejan las etapas más antiguas de desarrollo de la red de drenaje y en muchos casos son indicadores de estructuras geológicas de régimen frágil sobre las que se desarrollan o emplazan las corrientes fluviales.

Densidad de drenaje

También conocida como densidad de la red fluvial, se refiere a la suma de todos los cauces fluviales de una porción de la superficie terrestre, dividida entre el área de la misma, y da como resultado valores con una unidad de medida de km/km^2 (Lugo, 2011). Los valores de la densidad de drenaje pueden estar vinculados a la estructura geológica, relieve, clima, cubierta vegetal, suelo y permeabilidad. El mapa se realiza dividiendo en figuras geométricas un área determinada y se cuantifica la longitud en km de las corrientes fluviales que están dentro de cada figura. El resultado es un mapa que muestra la distribución de los valores de densidad de corriente en un área determinada.

Densidad de disección del relieve

Este mapa tiene por objetivo resaltar la acción erosiva de las corrientes fluviales en el relieve (*Ibidem*) y hace referencia a la disección vertical generada por los ríos en un área.

Por lo tanto, su unidad de medida se expresa en m/km^2 o km/km^2 . Lugo (1998) menciona que la profundidad de la erosión es un reflejo de un proceso de un tiempo determinado, con mayor intensidad en unas zonas que en otras y que está en función de las condiciones litológicas, estructurales, tectónicas y climáticas.

Densidad de fracturamiento

Este mapa morfométrico hace referencia a la cantidad de fracturamiento dentro de un área y es expresado en km/km^2 (Lugo, 1988). Este mapa refleja resalta las zonas de mayor intensidad de fracturamiento, es decir, los sectores más afectados por la actividad tectónica.

2.1.1.1 Morfometría y actividad tectónica

La geomorfología tectónica se enfoca en el estudio entre procesos tectónicos y la construcción o modelado de la superficie terrestre (Burbank y Anderson, 2001). Por más de un siglo en el área de la geomorfología se construyeron numerosos modelos conceptuales sobre la evolución del relieve bajo distintos regímenes climáticos y tectónicos. Sin embargo, en las décadas pasadas se desarrollaron técnicas que han revolucionado la geomorfología tectónica, entre éstas se encuentran la determinación de edades de algunas características del paisaje y la cuantificación de los movimientos de la corteza; estos métodos en conjunto han permitido evaluar los mecanismos y tasas de los procesos geomórficos (*Ibidem*).

Burbank y Anderson (2001) mencionan que, con las nuevas técnicas cuantitativas es posible entender el balance entre las tasas de agregación de materiales a la corteza y las tasas de erosión de los mismos. Para esto, la geomorfología tectónica se ayuda de estudios morfométricos, sísmicos, climáticos, geocronológicos, geológico-estructurales, hidrológicos, entre otros. Un ejemplo de las nuevas técnicas, es la cuantificación de la incisión de los ríos sobre sus lechos en ambientes tectónicos activos (*Ibidem*), ya que los levantamientos de la corteza producen una respuesta erosiva en la red fluvial (Adamas, 1985; Whipple *et al.*, 1999; Snyder, *et al.*, 2000). Es decir, un levantamiento genera un exceso de volumen y un incremento de pendiente, traducido en mayor energía que favorece a la tasa de erosión e incisión de los ríos (Godínez, 2016). Actualmente existen algunos índices de inclinación de los ríos que se utilizan para analizar la actividad tectónica.

A continuación, se explican las bases teóricas del *Stream gradient index (SL)* y del *Normalized channel steepness index (k_{sn})*:

- ✓ ***Stream gradient index***: También conocido como índice de gradiente de los ríos y propuesto por Hack en 1973. Este índice normaliza la pendiente de los cauces de los ríos para encontrar anomalías en una cuenca hidrográfica, además de mostrar las heterogeneidades producto de contactos litológicos, el macizo rocoso, procesos de remoción en masa sobre el lecho del río y la presencia de actividad tectónica (Godínez, 2016).

Este índice se obtiene con la siguiente ecuación:

$$SL = (\Delta H \times L) / \Delta L$$

Donde ΔH y ΔL corresponde a la elevación y distancia entre 2 puntos del lecho principal respectivamente y L es la distancia desde la divisoria hasta el punto medio del trayecto del cauce principal (Castillo *et al.*, 2019).

Valores elevados de este índice corresponden a ríos localizados en sistemas montañosos y a transectos donde los ríos presentan un cambio abrupto en la pendiente (Godínez, 2016).

- ✓ ***Normalized channel steepness index***: También conocido como índice normalizado de inclinación de los ríos, este índice fue propuesto para evaluar la respuesta de los ríos ante forzamientos tectónicos y toma en cuenta la pendiente del canal, el área de drenaje, la concavidad del canal y un valor de concavidad de referencia observado en otros ríos (*Ibidem*).

A continuación, se explica una primera ecuación con las variables geomorfológicas mencionadas.

$$S = k_s A^{-\theta}$$

Donde S es la pendiente del canal, A el área de drenaje, θ la concavidad del canal y k_s es el índice de inclinación del río (Flint, 1974; Kirby y Whipple, 2001; Godínez, 2016).

Sin embargo, Wobus *et al.* (2006) normalizó el índice de inclinación del canal (k_s) usando el área de drenaje y una concavidad de referencia. Este ajuste en la ecuación permite analizar y comparar los valores obtenidos, con datos de ríos (bajo la influencia de la actividad tectónica) localizados en otras partes del mundo.

El índice k_{sn} se calcula mediante la ecuación siguiente:

$$k_{sn} = k_s A_{cent}^{(\theta_{ref} - \theta)}$$

Donde S es la pendiente del canal, A_{cent} es el valor del área de drenaje en el punto medio del perfil, θ es la concavidad del río y θ_{ref} es la concavidad de referencia. Esta última, se ha observado que en varios ríos tiene valores entre 0.35 y 0.65, por lo que se toma el valor promedio de 0.45 como concavidad de referencia según Snyder *et al.* (2000), Kirby y Whipple (2001), Kirby *et al.* (2003) y Wobus *et al.* (2006).

Una vez explicado el índice k_{sn} se puede decir que altos valores de éste se relacionan a zonas con prominentes levantamientos tectónico (Godínez, 2016).

2.1.2 RockSchmidt

El *RockSchmidt* (RS) es un instrumento diseñado por E. Schmidt en 1948 para realizar pruebas de dureza de concreto *in situ* (Day y Goudie, 1977; Day, 1980) y posteriormente utilizado para obtener valores de dureza de las rocas (Özkan, 2008). En los años 60's fue implementado por primera vez dentro del contexto geomorfológico (Goudie, 2006) y desde entonces se ha empleado en diversos estudios de dataciones relativas (en el rango del Holoceno), estudios de intemperismo y los efectos de los esfuerzos de las rocas sobre las formas del relieve (Ericson, 2004; Goudie, 2006; Goudie, 2013). Así mismo está

herramienta se ha utilizado para entender cómo el tipo de roca influye sobre las formas del relieve de una manera cuantitativa (por ejemplo: la relación existente entre los esfuerzos de la roca y la estabilidad de las laderas, la forma de la pendiente o las geoformas) (Viles *et al.*, 2011; Borrelli *et al.*, 2007; Selby, 1980; Synowiec, 1999). Otra aplicación del RS es determinar las propiedades mecánicas de los materiales rocosos y su dureza superficial (Özkan y Bilim, 2008).

Operatividad y medición del valor R

El mecanismo de operación del RS es simple: un pistón realiza una serie de impactos contra la superficie de la roca y la distancia de rebote del pistón es medida directamente por una escala numérica o electrónica que muestra rangos desde 10 a 100 Mpa y es conocido como valor R (Goudie, 2006; Özkan y Bilim, 2008).

Las mediciones llevadas a cabo por el RS tipo N se hacen mediante un sistema digital que registra los valores. Dichas mediciones pueden descargarse a un equipo de cómputo y ser posteriormente analizados. Además, los valores obtenidos con este modelo de martillo son independiente a la dirección del impacto (Goudie, 2013) lo que hace más práctica su implementación. Aunque es una herramienta fácil de usar los procedimientos desarrollados no están claramente definidos. Por lo tanto, es necesario tener en cuenta las siguientes recomendaciones:

- 1) *Número de impactos*: no está bien establecido, pero autores como Matthews y Shakesby (1984) sugieren obtener al menos 15 valores R en cada punto de muestreo para obtener un promedio de los impactos registrados. Sin embargo, Aydin (2009) menciona que se debe de tomar la lectura de 20 impactos, cada uno con 2 cm de separación en un área de 268 cm². Otros autores como Katz *et al.* (2000) y Gupta (2009) recomiendan tomar de 32 a 40 impactos y descartar los más bajos, o realizar la lectura de 50 impactos y descartar los 10 más altos y más bajos.
- 2) *Dimensiones del bloque*: esta característica puede tener cierta influencia sobre las lecturas del valor R por lo que Demirdag *et al.* (2009) mediante pruebas de

laboratorio demostraron que las dimensiones del bloque sobre los cuales se mide el valor R tiene que ser mayor a un metro cúbico.

- 3) *Peso del bloque:* Summer y Nel (2002) sugieren que los bloques de rocas donde se deben llevar a cabo las pruebas deben ser mayores a 25 kg para que la determinación del rebote sea preciso y consistente.

Ventajas y limitaciones del RS

Aunque las aplicaciones en geomorfología del RS son diversas y han incrementado en las últimas 5 décadas, también tiene ventajas y limitaciones. Las ventajas del RS son su portabilidad, su peso que oscila entre los 1.7 y 2.3 kg, su costo relativamente bajo, su simplicidad para operarlo, su fácil calibración y que las evidencias empíricas de estos valores pueden correlacionarse con otras propiedades de las rocas (Day y Goudie, 1977; Goudie, 2006; Mol, 2014). Las limitaciones son su extremada sensibilidad a discontinuidades en la roca (fracturas, foliación y laminación), la sensibilidad de la prueba ante contenidos de humedad (especialmente en rocas débiles), y que los resultados pueden estar influenciados por la textura superficial de las rocas (superficies más planas = valores R más altos y superficies rugosas = valores R más bajos). Otra limitante señalada por Williams y Robinson (1983) es que el valor R es significativamente más bajo en rocas alteradas.

Valor R y rocas ígneas

En la actualidad existen un substancial número de valores R obtenidos mediante el RS en diferentes partes del mundo y sobre distintos tipos de rocas (Goudie, 2006), esta información ha servido como referencia para hacer una relación entre el valor R y el tipo de roca o la resistencia de ésta. En el último de los casos los valores R y los esfuerzos uniaxiales compresivos (EUC) obtenidos permitieron construir a Selby (1993) una clasificación de las rocas por su dureza, y los rangos van de débiles a muy duras (Selby, 1993). En la Tabla 1 se muestran los valores R promedio para basalto y andesita en varias partes del mundo, mientras que en la Tabla 2 se muestran los valores R y EUC para rocas ígneas y sedimentarias, los cuales permiten clasificarlas en tres categorías: moderadamente dura, dura y muy dura.

Tabla 1. Valor R promedio para basaltos y andesitas		
Roca	Lugar	Valor R promedio
Basalto	Turquía	61.8-66.0
Basalto	Grecia	42.4
Basalto	Islandia	67.3
Basalto	Isla Marion, Antártica	64
Basalto	Sur de África	62
Basalto	Turquía	52.4
Basalto	Isla Lord Howe, Australia	53.2-62.3
Andesita	Turquía	54-61

Tabla 1. Se muestra el valor R promedio para basaltos y andesitas en otras partes del mundo. Modificado de Goudie (2006).

Tabla 2. Valor R y ECU para rocas ígneas y sedimentarias			
Descripción de las rocas	ECU	Valor R	Características de las rocas
Moderadamente dura	50-100	40-50	Roca sedimentaria competente
Dura	100-200	50-60	Rocas ígneas competentes
Muy dura	>200	>60	Rocas ígneas densas de grano fino y basalto

Tabla 2. Clasificación de rocas ígneas y sedimentarias en función del valor R y los ECU. Modificada de Selby (1993).

Valor R e intemperismo

Goudie (2006) menciona que el RS ha sido implementado en diversos trabajos sobre intemperismo, tales como: cambios en las tasas de intemperismo a través del tiempo, inestabilidad de laderas, efectos en las formas del relieve y clasificación del grado de intemperismo. El desarrollo del paisaje y el intemperismo de las rocas están estrechamente relacionadas, debido que las debilidades en las rocas y el material removido por distintos factores erosivos como el agua, viento o hielo crean nuevas formas del relieve dependiendo de la disposición de material y el depósito del mismo (Mol, 2014). Las investigaciones en geomorfología resultan complicadas cuando se trata del SH, debido a que es difícil extrapolar las observaciones a distintas escalas cuando se trata de intemperismo (Figura 2). Además, las cambiantes condiciones ambientales hacen aún más compleja su extrapolación (*Ibidem*).

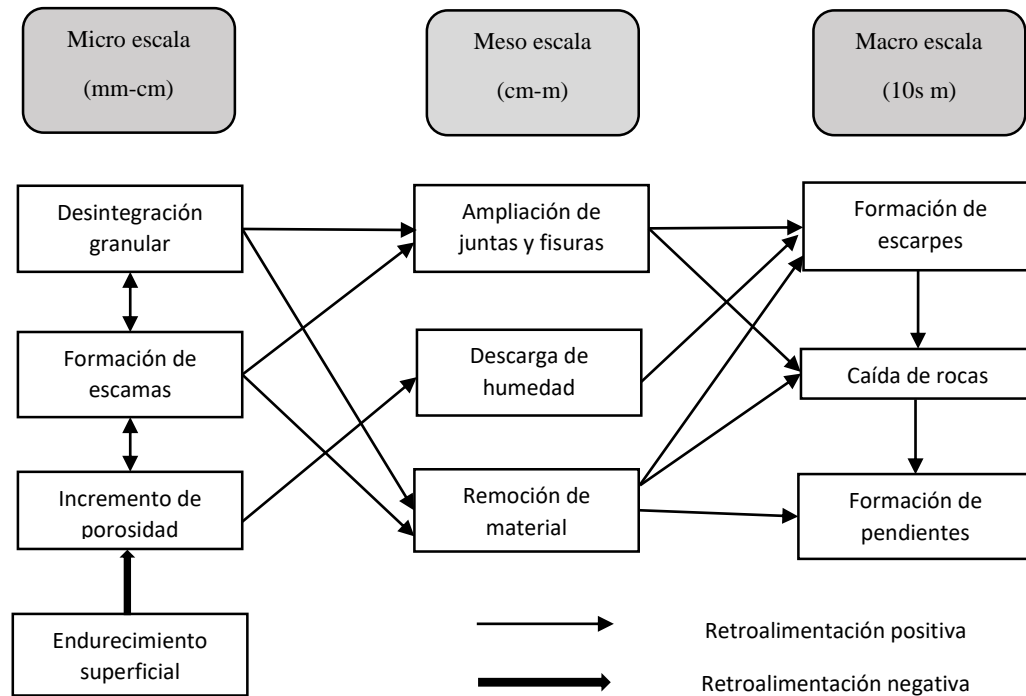


Figura 2. Representación de los complejos mecanismos de retroalimentación dentro del intemperismo. Modificado de Mol y Viles (2012).

Mol (2014) menciona que el intemperismo de las rocas está influenciado por 4 factores principales: el promedio de esfuerzos térmicos a los cuales está sujeto el material, la presencia o ausencia de agua, el desarrollo de actividad microbiana sobre o por debajo de la superficie de la roca y los ciclos químicos que causan desintegración de la matriz mineral. Dichos factores son controlados a su vez por las condiciones ambientales de cada lugar. Las clasificaciones de intemperismo se basan en valores obtenidos con el RS, éstos se usan para establecer rangos que determinan el grado de intemperismo (Goudie, 2006). Un ejemplo de lo anterior fue propuesto para las andesitas de Turquía por Karpuz y Pasamehmetoglu (1997) (Tabla 3).

Tabla 3. Grados y etapas de intemperismo en las andesitas de Ankara			
Grado	Etapas de intemperismo de la roca	Descripción del material	Valor R
Roca			
I	Fresca/no alterada	Señales no visibles de intemperismo. No presenta cambios en su coloración ni profundas y largas discontinuidades.	54-61
II	Ligeramente manchada/ ligeramente alterada	Exhibe una descoloración menor a 50%	39-54
III	Completamente manchada/ Alterada	Completamente descolorada, masa de roca debilitada por la apertura de los granos, aumento del espacio de discontinuidades e incipiente desarrollo de suelo en las fracturas.	28-39

Tabla 3. Grados y etapas de intemperismo de acuerdo al valor R. Modificado de Karpuz y Pasamehmetoglu (1997).

2.2 Métodos geológicos

2.2.1 Geoquímica

La geología es una ciencia multidisciplinaria que se complementa de otras disciplinas como la física y la química. La geoquímica de rocas ígneas proporciona información que permite entender los procesos de generación y evolución de magmas en ambientes tectónicos. Así mismo ayuda a construir interpretaciones petrológicas. Desde el punto de vista de la geoquímica los elementos son considerados mayores y traza de acuerdo a su concentración en las rocas. A continuación, se muestran algunos ejemplos de elementos mayores y traza.

Los elementos mayores se presentan como óxidos y los más comunes son:

- ✓ SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, MnO, P₂O₅ y quizá los volátiles H₂O y CO₂.

Los elementos traza se presentan en partes por millón y son:

- ✓ Metales de transición (Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu y Zn), lantánidos (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Yb, Lu) y Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Bs, Hf, Ta, Pb, Th, y U.

Elementos mayores

Los elementos mayores se presentan en concentraciones por encima del 0.1% en peso y tienen un control sobre la mineralogía y las relaciones entre cristalización y fundido en sistemas ígneos. Éstos también controlan propiedades de magmas y rocas, como la viscosidad, densidad y difusividad (Winter, 2014). Éstos son frecuentemente utilizados para: 1) clasificar a las rocas ígneas, 2) estudiar el control que tiene la química sobre las propiedades físicas del sistema cristal-fundido y 3) realizar estudios de evolución química de fundidos y minerales durante los procesos de cristalización o fusión.

El análisis de estos elementos se realiza mediante diagramas de variación de 2 y 3 componentes y permite obtener una clasificación química de las rocas, además de entender procesos relacionados a la evolución de los magmas (*Ibidem*). Así mismo, estos elementos junto con algunos traza se utilizan para identificar ambientes tectónicos de rocas ígneas (Rollinson, 1993).

Diagramas de 2 componentes

Los diagramas de variación utilizados en esta investigación son el TAS (Total álcalis vs sílice) para rocas volcánicas propuesto por Le Bas *et al.* (1986) y los Harker. El primero se utiliza para dar una clasificación litológica de las rocas, mientras los segundos son usados generalmente para entender los procesos de cristalización fraccionada ligados a la evolución de los magmas.

Los diagramas Harker se construyen graficando el % en peso de sílice contra otro óxido mayor y fueron elaborados por Harker en 1909. Estos diagramas deben ser analizados cuidadosamente pues en la interpretación de las tendencias relacionadas a los procesos de cristalización fraccionada se asume que estos análisis representan lavas cogenéticas, emitidas desde una misma cámara magmática en varias etapas de evolución progresiva (Winter, 2013). Harker propuso que las proporciones de SiO₂ incrementa continuamente conforme el magma evoluciona. Por lo que los magmas con los porcentajes más bajos de sílice pueden corresponder con magmas parentales (*Ibidem*). Así mismo, el magma puede evolucionar conforme asciende.

Las maneras en las que un magma puede variar su composición son distintas, pero si se considera que los cristales son removidos desde el fundido, el proceso se llama

cristalización fraccionada, es decir, los cristales se forman y se separan del magma por hundimiento lo que genera una evolución del líquido que escapa periódicamente a la superficie (Winter, 2013).

Diagrama AFM de 3 componentes

El diagrama triangular más utilizado por los petrólogos ígneos es el *AFM*, en éste cada vértice corresponde a el 100% de una variable. Las variables son A (álcalis: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) y M (MgO). El valor de cada variable se determina sumando el porcentaje en peso de cada variable para después ser recalculada a 100% y saber qué proporción le corresponde (Rollinson, 1993). El diagrama *AFM* es utilizado para distinguir entre series de rocas toleíticas y calco-alcálicas en magmas subalcalinos, esta distinción se lleva a cabo con ayuda del límite establecido por Irvine y Baragar en 1971 (*Ibidem*). Uno de los inconvenientes con este diagrama es que no representa del todo la química de la roca, debido a que los valores de estas tres variables son recalculados y por sí solas representan menos del 50% del peso total de los óxidos mayores que constituyen la roca (Rollinson, 1993).

Elementos traza

Estos elementos se encuentran muy diluidos y forman fases separadas, así mismo actúan estrictamente como sustitutos de elementos mayores y menores (Winter, 2013). La concentración y distribución de estos elementos también es utilizada para estudiar la evolución de magmas, ya que son considerados trazadores que ayudan a restringir las fuentes o a discriminar entre algunos procesos magmáticos (Rollinson, 1993 y Winter, 2013). En este proyecto de investigación la concentración de los elementos traza se utiliza para entender el ambiente tectónico en el cual se generaron los magmas extruidos a superficie y que dan origen a distintas morfologías.

Elementos traza en zonas de subducción

Las zonas de subducción representan los principales sitios de fraccionamiento. Los elementos pares se comportan coherentemente durante una fusión de manto normal y pueden llegar a ser fuertemente desacoplados de distintas maneras durante los procesos de

deshidratación y durante condiciones de fundidos hidratados del *slab* y en la cuña del manto. Por lo tanto, los elementos litófilos de iones grandes (LILE por sus siglas en inglés) como K, Rb, Th, U y Ba, además las tierras raras ligeras son transferidas desde la *slab* a la cuña del manto, donde se concentran mediante fluidos hidratados y estabilizados en fases hidratadas como la hornblenda y flogopita (Saunders *et al.*, 1991). Eventualmente son extraídos de la cuña como magmas que contribuyen al engrosamiento cortical. Por otra parte, los elementos de alta resistencia al campo (HFSE por sus siglas en inglés) como Nb, Ta, Ti, P, Zr son insolubles en fluidos hidratados, además son remanentes en la *slab* en subducción y en las partes adyacentes del manto (*Ibidem*).

Los elementos fraccionados resultan de la interacción entre fases minerales específicas (hornblenda, flogopita, rutilo, esfena) y fluidos hidratados. Por lo tanto, el magmatismo de subducción de la cuña del manto contribuye predominantemente en la química esperada (Saunders *et al.*, 1991). Muchos magmas intraoceánicos y continentales muestran altas concentraciones de LILE respecto a los HFSE y se ha sugerido que la descomposición de las fases minerales hidratadas en la corteza oceánica en subducción libera volátiles que transportan los elementos más solubles (LILE) a la cuña del manto (Saunders *et al.*, 1980; Pearce, 1983; Gill, 1981), la cual es un importante contribuyente de material a los fluidos ascendentes o al fundido.

El flujo de elementos puede dividirse en 2 campos: 1) los derivados de la *slab* en subducción (basaltos oceánicos subducidos + sedimentos) y 2) los derivados de la cuña del manto (Saunders *et al.*, 1991). Estudios sugieren que los arcos oceánicos se sustentan en litosfera joven y empobrecida además de astenósfera. En estos ambientes el flujo dominante puede ser derivado de la *slab* (Hole *et al.*, 1984; Ewart y Hawkesworth, 1987), mientras en los arcos continentales los componentes más importantes son litosféricos o sublitosféricos derivados de la cuña del manto (Saunders *et al.*, 1980; Hawkesworth, 1982; Pearce 1983; Hickey *et al.*, 1986; Rogers y Hawkesworth 1989; Hawkesworth y Ellam 1989; Hickey *et al.*, 1989).

Diagramas multielementales

En los diagramas multielementales normalizados con el N-MORB (Mid ocean ridge basalt) se pueden identificar ciertas anomalías en las concentraciones de los elementos traza relacionados a magmas de subducción (Wood *et al.*, 1979; Tarney *et al.*, 1979; Sun, 1980; Thompson *et al.*, 1983), así mismo, los diagramas de Tierras Raras normalizados con la condrita de McDonough y Sun (1995) son usados para inferir el fraccionamiento de las plagioclasas a partir de su anomalía en europio.

En el trabajo de Saunders *et al.* (1991) titulado “*Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas*” se presentan diagramas multielementales para basaltos y andesitas de arcos de islas oceánicas y continentales normalizados con el MORB (Figura 3), y se encontró que:

- 1) Casi en todos los patrones se presentan anomalías negativas Nb y Ta, debido a su baja movilidad en zonas de subducción, la cual se relaciona a la baja solubilidad de éstos elementos en fluidos hidratados.
- 2) Existe una mayor abundancia de los LILE respecto a los HFSE por su carácter móvil en fluidos hidratados.
- 3) Los magmas continentales tienen mayor abundancia de elementos LILE y HFSE que sus contrapartes oceánicas.

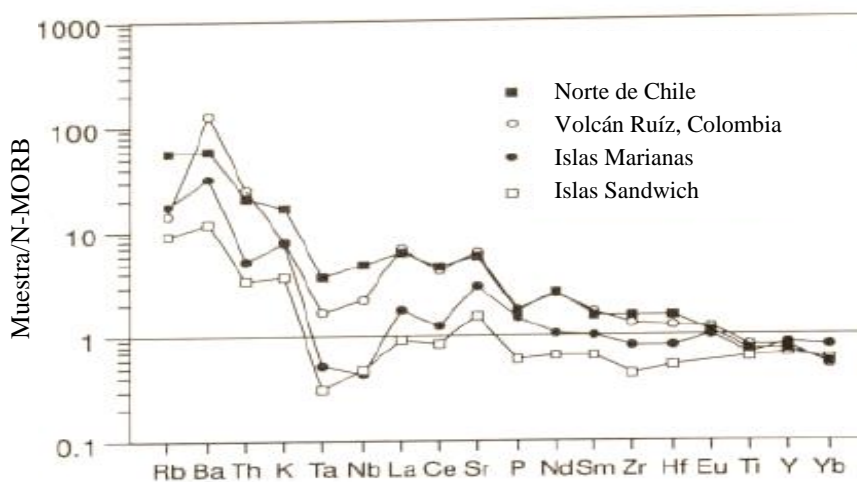


Figura 3. Análisis representativos de basaltos y andesitas basálticas de arcos oceánicos (Islas Sandwich e islas Marianas) y arcos continentales (Norte de Chile y Volcán Ruíz, Colombia). Tomado de Saunders *et al.* (1991).

Aunado a lo anterior, y basado sobre una revisión de estudios sobre la geoquímica en zonas de subducción Zheng (2019), explica que el enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) y Th respecto a las tierras raras pesadas (HREE) en magmas de subducción, se debe a que las tierras raras ligeras y el Th son insolubles en agua, pero solubles en fundidos hidratados. En conclusión, los LILE, las LREE y el Pb son categorizados como elementos móviles en fluidos (Kogiso, *et al.*, 1997; Kessel *et al.*, 2005), mientras el Nb, Ta, Ti, Zr y Hf (todos ellos HFSE) son usualmente vistos como elementos inmóviles en los fluidos de zonas de subducción, ya que son retenidos en el slab en subducción (Tatsumi *et al.*, 1986; Brenan *et al.*, 1994; Keppler, 1996; Zheng, 2019).

2.2.2 Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

El método de datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

El método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es aplicado en general a rocas ígneas, de 0.1 Ma o incluso más jóvenes (Renne *et al.*, 1997; Hicks *et al.*, 2012) y no tiene un límite en cuanto a muestras de mayor edad (McDougall, 2014). Una de las técnicas más implementadas es la fusión total y es una variante del método K/Ar y fue descrita por primera vez por Marris y Turner en 1966 (Faure, 1986; Mc Dougall, 2014). Supera algunas de las limitaciones que tiene el método convencional K-Ar, ya que el ^{40}Ar y ^{39}Ar son medidos por un espectrómetro de masas después de que la alícuota ha sido irradiada en un reactor nuclear y el ^{39}K se ha transformado en ^{39}Ar . Además, el problema de heterogeneidad en las muestras y la necesidad de medir las concentraciones de K y Ar han sido eliminados (Faure, 1986). Las razones por las cuales la técnica de Ar/Ar ha ido sustituyendo al convencional K/Ar es por el incremento de sensibilidad de los espectrómetros de masas, la obtención de mediciones más precisas del Ar, y la capacidad de calentar la muestra por pasos y así poder determinar la historia térmica de las rocas y poder saber si la muestra ha sido recalentada y ha perdido argón.

Esta técnica de datación se basa fundamentalmente en el método K-Ar (Faure, 1986; Lee, 2014) y su principio es la formación de ^{39}Ar por la irradiación de neutrones rápidos sobre muestras portadoras de ^{39}K en un reactor nuclear (Faure, 1986; Dickin, 2005). Cuando una muestra es irradiada con neutrones, isótopos de ^{39}Ar son formados por una reacción que involucra captura de neutrones y emisión de protones (*Ibidem*). La vida media

del ^{39}Ar es de 269 años, por lo cual podría considerarse como un isótopo estable para análisis de espectrometría de masas (Dickin, 2005).

La producción de ^{39}Ar a partir de ^{39}K durante la irradiación se expresa como:

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta t \int_{\min e}^{\max e} \varphi_e \sigma_e de \quad [\text{ec. 1}]$$

Donde Δt es el tiempo de irradiación, φ_e es la densidad de flujo de neutrones con energía e y σ_e es la sección transversal de captura de ^{39}K para neutrones de energía e . La producción debería integrarse en el rango total de energías de neutrones, lo cual es un cálculo muy difícil en la práctica. Por lo tanto, el procedimiento normal es utilizar una muestra de edad conocida como monitor de flujo (*Ibidem*).

Si se toma la siguiente ecuación de decaimiento para K-Ar,

$$^{40}\text{Ar}^* = (\lambda_{\text{EC}}/\lambda_{\text{total}})^{40}\text{K}(e^{\lambda_{\text{total}}t} - 1) \quad [\text{ec. 2}]$$

Y se divide a ambos lados por la producción de ^{39}Ar a partir de ^{39}K

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} \left(\frac{\lambda_{\text{EC}}}{\lambda_{\text{total}}} \frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K} \Delta t \int \varphi_e \sigma_e de} \right) (e^{\lambda_{\text{total}}t} - 1) \quad [\text{ec. 3}]$$

Sin embargo, el término entre paréntesis grandes es el mismo para la muestra y el estándar. Por lo tanto, se refiere a ella como una cantidad única, cuya J (parámetro de irradiación) recíproca puede evaluarse como una constante (Mitchell, 1968). Entonces para el estándar:

$$J = \frac{e^{\lambda t} - 1}{^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}} \quad [\text{ec. 4}]$$

Donde t es conocido, si reordenamos [ec. 3] para muestras de rendimientos de edades desconocidas, se obtiene la siguiente ecuación para determinar la edad:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[J \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} \right) + 1 \right] \quad [\text{ec. 5}]$$

Donde J es el parámetro de fluencia de neutrones, ^{39}Ar es el argón producido desde la irradiación del ^{39}K (McDougall, 2014).

En esta técnica solo son necesarias las mediciones de las relaciones isotópicas, a partir de las cuales se puede determinar una edad, por lo que este enfoque es más preciso que la medición de la edad K/Ar (Faure, 1986; Dickin, 2005, McDougall, 2014). En la actualidad existen sistemas de extracción automatizados y espectrómetros de masas que hacen posible realizar una serie de mediciones en cristales individuales para entender si hay una única población ígnea juvenil o para diferenciar entre cristales más antiguos (McDougall, 2014).

Otra variante de la técnica Ar/Ar es conocida como calentamiento por pasos, en ésta se lleva a cabo la liberación de argón a partir de incrementos sucesivos en el calentamiento de la muestra y como consecuencia se obtienen una serie de edades para una sola muestra (Faure y Mensing, 2005). Esta técnica es más precisa que la de fusión total, ya que la desgasificación progresiva permite identificar subsistemas anómalos y excluirlos de los resultados con comportamientos adecuados, así mismo se utiliza para entender la pérdida o exceso de Ar en las muestras (Dickin, 2005). La pérdida de argón puede ser ocasionada por procesos geológicos como metamorfismo, intemperismo, recalentamiento por un cuerpo intrusivo, la influencia de un sistema hidrotermal o por factores derivados de la preparación y manejo de la muestra, mientras el exceso de argón puede ser heredado por procesos de metamorfismo o contaminación, que provocan que las edades obtenidas sean mayores a las esperadas (Cerca, 1998).

Los resultados obtenidos con la técnica de calentamiento por pasos, se presentan mediante una gráfica cuyo eje Y representa la edad obtenida en Ma y el eje X el porcentaje acumulado de ^{39}Ar liberado en cada incremento de temperatura, esta gráfica es conocida como espectro de edad (Turner *et al.*, 1966). Si el espectro presenta una forma de “U” indica exceso de ^{40}Ar y si presenta una forma escalonada sugiere una pérdida parcial de argón radiogénico.

2.3 Prueba estadística Kolmogorov-Smirnov para dos muestras

Es una prueba no paramétrica que se utiliza para comprobar si la distribución de los datos contenidos en 2 muestras (x y y) de una misma variable es diferente o similar. Se parte de la idea, de que la primera muestra tiene un tamaño m con una función de distribución acumulada $F(x)$, y que la segunda muestra tiene un tamaño n con una función de distribución acumulada $F(y)$, posteriormente se obtienen las proporciones acumuladas para cada intervalo, y después se calcula la discrepancia máxima (D) entre las proporciones acumuladas de $F(x)$ y $F(y)$. Después, se obtiene el valor crítico (D_c) mediante la fórmula: $D_c = \alpha / \sqrt{m + n}$, donde α corresponde al valor indicado en la tabla de niveles de significancia del test de Kolmogorov-Smirnov (K-S), cabe mencionar que para este trabajo se utilizó una significancia de 0.05. Por último, se compara D y D_c para interpretar el resultado, teniendo en cuenta las siguientes 2 hipótesis:

- Hipótesis nula (H_0): La distribución de los valores de una misma variable en ambas muestras no es diferente
- Hipótesis alternativa (H_1): La distribución de los valores de una misma variable en ambas muestras es diferente.

Con base en lo anterior se explica que si $D > D_c$, entonces se rechaza H_0 y se acepta H_1 .

Capítulo III. Geología

3.1 Tectónica Regional

La tectónica del oeste de México y del BJ se caracteriza por la dinámica de subducción existente entre la placa de Norteamérica y las placas oceánicas Cocos y Rivera (Figura 4), estas últimas de diferente edad, (Schaaf *et al.*, 1995; Rosas *et al.*, 1996; Spica *et al.*, 2014), ángulo de subducción y vectores de convergencia (Kostoglodov y Bandy, 1995; Pardo y Suárez, 1995; Manea *et al.*, 2006; Pérez *et al.*, 2008; Soto *et al.*, 2009; Andrews *et al.*, 2011; Abbott, 2014; Spica *et al.*, 2014). Estudios tomográficos muestran la geometría de las placas Rivera y Cocos, además de su ángulo de subducción. Estas características particulares de las placas determinan en gran medida los límites del BJ (Soto *et al.*, 2009).

La dinámica de subducción de la placa Rivera (a partir de 5 a 10 Ma al presente) bajo la Norteamericana generó un proceso de *rifting*, acompañado de deformación extensional que separa al BJ de la placa norteamericana y el Bloque Michoacán (BM) (Bandy *et al.*, 2000; Ferrari y Rosas, 2000). Por lo tanto, la tectónica del BJ está controlada por una unión triple localizada al sur de Guadalajara y constituida por los rifts de Colima, Tepic-Zacoalco y el GC.

El BJ es un fragmento cortical que se separa ~2 mm/año (Selvans *et al.*, 2011) respecto a las placas de Norteamérica y Rivera, a través de dos zonas de deformación extensional continental y a lo largo de una zona de subducción en su límite costero con la placa oceánica de Rivera (Stock, 1993). Las zonas de deformación corresponden al rift Tepic-Zacoalco (RTZ) y al rift de Colima (RC), que a su vez representan los límites norte y este respectivamente del BJ (Figura 4). La localización exacta de los límites del BJ no es del todo clara debido a la secuencia de rocas volcánicas del sector occidental de la FVTM que se encuentran por encima de los basamentos de los bloques Jalisco y Michoacán, y la Sierra Madre Occidental (SMO) (Delgado, 1992a; Delgado, 1992b). Lo anterior es explicado por la migración Mioceno-Cuaternaria del frente volcánico de la FVTM hacia la trinchera (Ferrari *et al.*, 2001) lo que hace difusa la delimitación del BJ. La migración del frente volcánico se relaciona al proceso de *rollback* de la placa Rivera, que ha sido respaldado por estudios sísmicos recientes (Soto *et al.*, 2009; Ferrari *et al.*, 2011; Spica *et al.*, 2014).

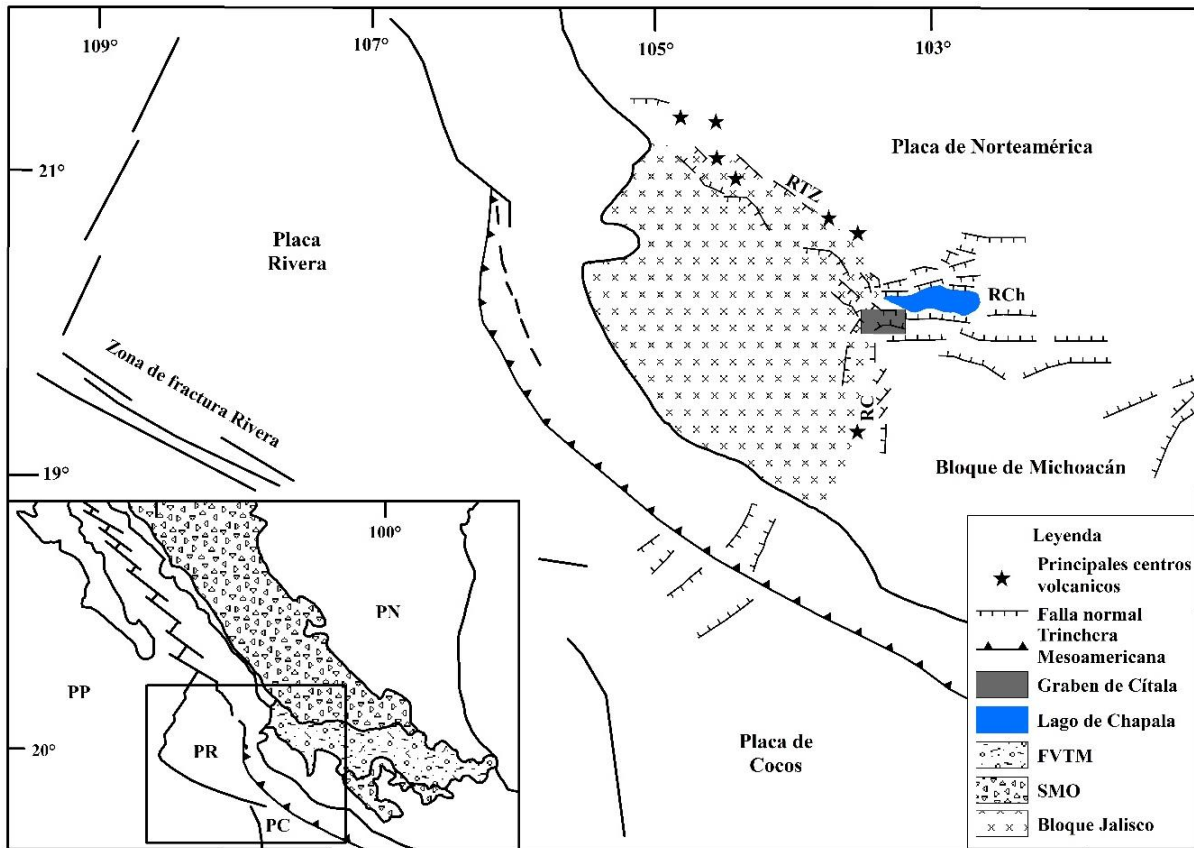


Figura 4. Contexto geodinámico del B.J. RTZ: Rift Tepic Zacoalco, RCh: Rift de Chapala, RC: Rift de Colima, PN: Placa de Norteamérica, PP: Placa del Pacífico, PR: Placa Rivera, PC: Placa de Cocos, FVTM: Faja Volcánica Trans-Mexicana, SMO: Sierra Madre Occidental. Modificado de Rosas (1997).

Las estructuras de rift ligadas al B.J. junto con los procesos de subducción han producido variaciones espacio temporales del vulcanismo en el B.J. y el sector oeste de la FVTM (Spica *et al.*, 2014). Análisis geoquímicos de muestras de lava indican composiciones contrastantes, rocas calcoalcalinas relacionadas a la subducción y alcalinas ligadas a un ambiente intraplaca (Ferrari *et al.*, 2000).

La naturaleza, edad y relaciones mutuas entre los rifts de Colima, Tepic-Zacoalco y Chapala son controversiales. Autores como Luhr *et al.* (1985), Allan *et al.* (1991) y Moore *et al.* (1994) consideran que los rifts constituyen una unión triple activa que separa el B.J. de la porción cortical de México, mientras que autores como Ferrari *et al.* (1994) y Rosas *et al.* (1997) consideran que los rifts corresponden a antiguas fallas que fueron parcialmente reactivadas entre el Mioceno Tardío y Cuaternario en respuesta a las fuerzas de límites de placas (*slab pull*, *ridge push* y *trench suction*).

3.2 Contexto geológico general

El BJ que está compuesto por rocas metasedimentarias (~160-120 Ma), sedimentos marinos (~130-140 Ma), granodioritas (~130 Ma), el batolito de Puerto Vallarta (BPV) (~80-90 Ma), dioritas, granodioritas y granitos (~ 59-63-74 Ma), tobas de flujos de ceniza silícica (~58-83 Ma), además de basaltos, ignimbritas y basaltos alcalinos que corresponden a las sucesiones recientes (~11 Ma al presente) de la FVTM (Valencia *et al.*, 2013). Los límites del BJ se desarrollaron en el Paleógeno a consecuencia del levantamiento inducido por el batolito de Puerto Vallarta (Rosas *et al.*, 1996); evidencias de esto es la exposición de 1000 a 2500 m de las rocas de la corteza media del batolito y el hallazgo de conglomerados anteriores al Mioceno Tardío que descansan sobre el BPV en el interior de la trinchera de Manzanillo (Rosas *et al.*, 1996).

Posterior al levantamiento, durante el Mioceno Medio y Tardío el límite norte del BJ fue reactivado por una tectónica transcurrente relacionada a la apertura del Golfo de California (Ferrari, 1995) que fue remplazada a finales del Mioceno por una tectónica extensional que formó al RTZ que separa al BJ de la provincia de la SMO (Figura 5). El RTZ es un sistema de fallas extensionales no conectadas de tendencia NW-SE con diferente geometría y edad (Mioceno Tardío a Cuaternario) (Rosas *et al.*, 1996 y Ferrari *et al.*, 1994) que originaron estructuras de medios grábenes y grábenes. Entre éstas se encuentra el medio graben de Amatlán de Cañas caracterizado por la presencia de volcanes Plioceno-Cuaternarios de composición alcalina y calcoalcalina sobre 100 m de espesor de conglomerados graníticos, que indica que para el Plioceno la mayoría de las depresiones tectónicas ya estaban desarrolladas (*ibídem*). Por otra parte, el medio graben de Zacoalco se originó en dos pulsos extensionales: uno durante el Plioceno y otro durante el Cuaternario, evidencia de esto son las fallas que cortan rocas de esta edad, lo que sugiere una actividad tectónica activa (Rosas *et al.*, 1996).

El límite este del BJ es el RC que se desarrolló durante el Plioceno y se extiende desde la unión triple hasta mar adentro sobre las costas de Manzanillo (Allan *et al.*, 1991) (Figura 5). Este rift separa al BJ del BM y se divide en 2 sectores: norte y sur, siendo el punto de referencia el complejo volcánico de Colima (Rosas *et al.*, 1996). El sector norte está constituido por el medio graben de Amacueca con una tendencia al NE y el graben de Sayula

con orientación N-S que respalda la idea de la extensión este-oeste a principios del Plioceno (*ibídem*) y el emplazamiento de rocas volcánicas alcalinas.

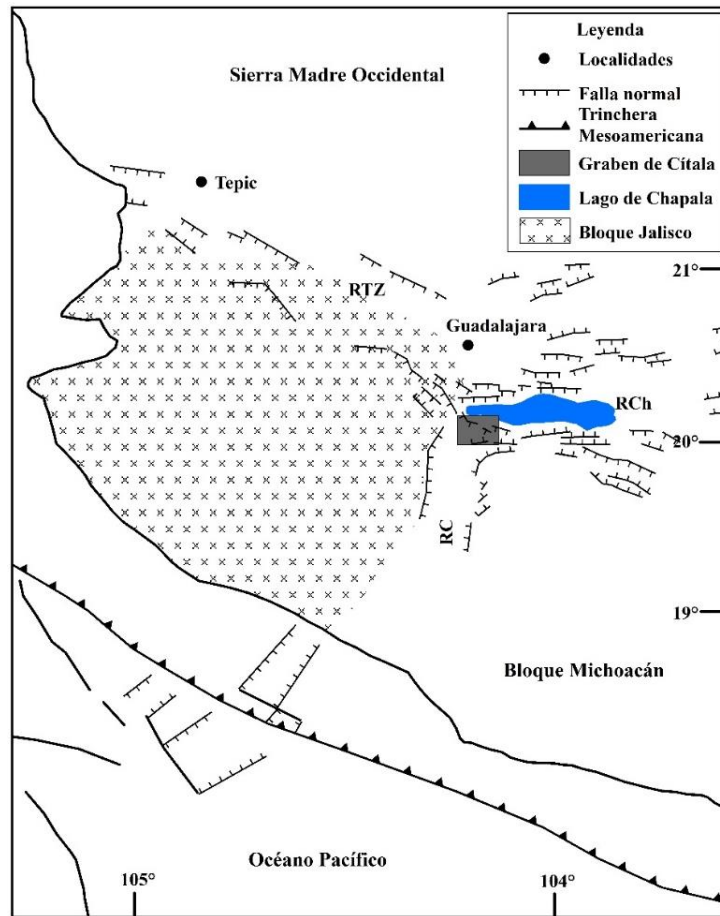


Figura 5. Límites del Bloque Jalisco. RTZ: Rift Tepic Zacoalco, RCh: Rift de Chapala, RC: Rift de Colima. Modificado de Rosas *et al.* (1996).

El rift de Chapala (RCh) (Figura 5) es definido por Delgado (1992a) como un sistema de canales tectónicos relacionados a horsts paralelos a los grábenes de Chapala y Cítala. El graben de Chapala (GCh) se desarrolló durante el Plioceno Tardío como parte de un evento de un bloque fallado (Delgado y Urrutia, 1985). Por su parte, Rosas (1991) interpretó el origen del GCh como una cuenca *pull apart* producto de un sistema transtensional derecho. Los límites del GCh son al norte los sistemas de fallas de Ajijic y Cosalá, al sur el sistema de fallas La Angostura y fallas relacionadas, al oeste con el flanco NE del medio graben de Zacoalco mientras que al este se encuentra limitado por una serie de volcanes de Plioceno-Cuaternarios emplazados en fallas de tendencia noroeste-sureste (Delgado, 1992a).

Al sur del GCh se localiza el GC que representa la unión triple del BJ. Este graben es una estructura que se desarrolló posterior al Mioceno Tardío y se mantuvo activa hasta el Pleistoceno, sin embargo, Garduño *et al.* (1993) indican que probablemente sea una estructura activa. Las dimensiones del GC son aproximadamente 30 km de longitud y de 7 a 18 km de ancho en la parte este y oeste respectivamente. La extensión cortical en la parte este del graben es de 1.26 km mientras que en el sector oeste es de 2.92 km (Delgado, 1993), lo que representa un mayor adelgazamiento de la corteza en su porción occidental. El GC está delimitado al norte por el Sistema de Fallas de Cítala y una estructura horst que lo separa del GCh, al este por el volcán El Camaleón y las fallas curvas del Sistema Las Cebollas (Delgado y Urrutia, 1985; Delgado 1992a). Sin embargo, Delgado (1992a) observó que el GC se une más al este al GCh cerca de la localidad de Tizapán. El límite oeste del GC es un sector plano donde coincide con el graben de Sayula y el medio graben de Zacoalco cerca de la localidad de Zacoalco de Torres (Delgado y Urrutia, 1985; Delgado 1992a).

Las sucesiones volcánicas de la FVTM presentes en el GC, comienzan con un extenso vulcanismo de composición máfica a intermedia que originan a los Grupos Tizapan y Vulcanismo no diferenciado del Mioceno-Plioceno (VND), además de sedimentos lacustres depositados en un intervalo de tiempo de 11 a 8 Ma en cuencas tectónicas, lo cual concuerda con la reactivación extensional de los límites del BJ (Delgado, 1993). Las edades K-Ar determinadas por Delgado (1992b) para el grupo VND son de 6.3 a 4.5 Ma, así mismo este grupo litológico es afectado por fallamiento y se distribuye al norte y sur del GC (Figura 6). Posteriormente, en el Mioceno Tardío - Plioceno Temprano se emplazan rocas de composición ácida asociadas a depósitos de caída y a flujos de piroclásticos mezcladas con sedimentos lacustres que en conjunto son nombrados Grupo Chapala (Delgado, 1992a y Rosas *et al.*, 1997). Este grupo fue afectado por dos eventos de fallamiento, el primero antes de su compactación y el segundo durante su diagénesis. Los grupos Chapala y Tizapán en conjunto conforman el vulcanismo bimodal de la zona de estudio (Delgado 1992a). En el Plioceno temprano se emplazaron basaltos y andesitas calcoalcalinas del Grupo Travesaño en el sureste del área de estudio (Figura 6), seguido de un *hiatus* volcánico entre 4 y 2.7 Ma (*Ibidem*). Para el Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano se emplazan los basaltos y andesitas del Grupo Zacoalco, éstas rocas constituyen volcanes escudo, domos de lava y conos de lava morfológicamente bien conservados. El Grupo Zacoalco es afectado por fallas

normales de tendencia E-W, ejemplo de esto se observa en el volcán Cerro García datado en 1.7 Ma y que se ubica en la zona centro norte del área de estudio (Delgado 1992a).

Las evidencias geológicas que sugieren que la unión triple es activa son deslizamientos en los principales escarpes de fallas, modificaciones en la geometría de los ríos y volcanes de lodo. Dichas evidencias se reportaron para el sistema de fallas de Ajijic y la falla de Pajacurán en el GCh, y para el sistema de fallas La Lima que se encuentran en el medio graben de Zacoalco (Pacheco *et al.*, 1999). Así mismo, existe evidencia de actividad sísmica en la cercanía del punto triple en los pasados 500 años, siendo el más reciente el sismo ocurrido en el medio graben de Zacoalco en 1997 (*Ibíd.*).

3.3 Estratigrafía

La secuencia estratigráfica del área de estudio se compone de 5 unidades volcánicas, además de los depósitos gravitacionales y aluviales (Figura 6). Las primeras 4 unidades se emplazan en un lapso de tiempo de 10.1 a 4 Ma, seguido de un *hiatus* volcánico entre 4 y 2.7 Ma. La última unidad se emplazó en un periodo de 2.7 a 1.4 Ma. Las edades de las unidades fueron determinadas por Delgado (1992a, 1992b) a partir de métodos isotópicos y estudios paleomagnéticos.

Vulcanismo no diferenciado (Mioceno Tardío – Plioceno Temprano)

Se trata de andesitas y basaltos con edades que van de 6.3 a 4.5 Ma. Esta unidad está afectada por el fallamiento y su extrusión está relacionada con volcanes monogenéticos, volcanes escudo, conos cineríticos, vulcanismo fisural, domos de lava y conos de lava (Delgado, 1992a).

Grupo Tizapan (Mioceno Tardío - Plioceno Temprano)

Grupo compuesto por andesitas y basaltos (los más primitivos de la región de Chapala) con edades que varían entre 10.1 y 4.4 Ma (Delgado 1992b). Esta unidad fue extruida por volcanes monogenéticos, volcanes escudo, conos cineríticos, conos de lava, domos de lava y lavas de vulcanismo fisural (*Ibíd.*). Esta unidad se distribuye principalmente al SE del GC.

Grupo Chapala (Mioceno Tardío - Plioceno Temprano)

Delgado (1992a) menciona que esta unidad se encuentra constituida por rocas volcánicas de composición ácida, relacionada a depósitos de caída y flujos piroclásticos que se mezclaron con sedimentos lacustres depositados de manera simultánea a la actividad volcánica que conformó al Grupo Tizapan. La edad de este grupo fue determinada entre 6.7 a 4.2 Ma y está afectada por 2 eventos de fallamiento: el primero antes de su formación y el segundo durante su diagénesis (*Ibidem*). Este grupo junto con el de Tizapan representan el vulcanismo bimodal de la zona de estudio.

Grupo Travesaño (Plioceno Temprano)

Son basaltos y andesitas de composición similar a las rocas volcánicas del Grupo Tizapán y las edades se encuentran entre 4.3 y 4 Ma (Delgado 1992b). Se distribuye principalmente al SE del área de estudio del Lago de Chapala. Esta unidad cubre e intruye las unidades vulcanosedimentarias del Grupo Chapala (Delgado 1992a). Las lavas de este grupo presentan estructuras de almohadillas lo que sugiere que el magma fluyó dentro de una cuenca sedimentaria con presencia de agua donde los sedimentos del Grupo Chapala fueron depositados (*Ibidem*).

Grupo Zacoalco (Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano)

Se trata de diversas unidades de andesita y basalto que constituyen volcanes escudo, domos y conos de lava morfológicamente bien conservados, aunque algunos edificios volcánicos son cortados por fallas. Esta unidad cubre a las rocas de los Grupos Tizapán, Chapala y Travesaño y las edades obtenidas indican que se formó durante la actividad volcánica suscitada entre 2.7 y 1.4 Ma posterior al *hiatus* volcánico (Delgado 1992a).

Depósitos coluviales

Son depósitos gravitacionales de material no consolidado que se localizan al pie de los escarpes y tiene formas de abanicos.

Depósitos recientes y lacustres

Constituidos de material no consolidado de origen aluvial, son producto del intemperismo de las rocas preexistentes y rellenan las zonas topográficamente más bajas del área de estudio.

3.4 Geología Estructural

Las estructuras secundarias del área de estudio corresponden a sistemas de fallas, siendo las más evidentes las fallas normales que se distribuyen al norte y sur del GC, sin embargo, el sector septentrional está más afectado por este tipo de estructuras. Así mismo, existe la presencia de fallas transcurrentes de desplazamiento izquierdo en el sector oriental. Los principales sistemas de fallas son:

- a) Sistema de fallas Cítala: Son fallas normales con tendencia E-W y WNW-ESE localizadas en el sector noreste del área de estudio (Figura 6), el desnivel altitudinal aproximado que generan estas estructuras es de 400 m con base en los espesores de los sedimentos lacustres reportados por Arroyo (1986).
- b) Sistema de fallas Las Cebollas: Se trata de fallas laterales izquierdas de tendencia NW-SE y WNW-ESE que cortan las rocas volcánicas del Mioceno - Plioceno (Delgado, 1992a) de los grupos Tizapan y Vulcanismo no diferenciado.

Con base en las relaciones estratigráficas de los cuerpos de roca y las relaciones de corte y truncamiento que se pueden observar en el mapa geológico (Figura 6), es probable que las sucesiones volcánicas del GC estén afectadas por tres eventos de fallamiento extensional. El primero, generó los dos sistemas de fallas anteriormente mencionadas que afectan a las rocas de los grupos litológicos VND y Tizapán del Mioceno Tardío – Plioceno Temprano. El segundo, se caracteriza por fallamiento normal con tendencias E-W, NW-SE y NE-SW que cortan las rocas de los grupos Chapa (Mioceno Tardío – Plioceno Temprano) y Travesaño (Plioceno Temprano), mientras que el último evento generó fallas normales con direcciones E-W, ENE-WSW y NNE-SSW que afectan a los grupos litológicos VND y Zacoalco, este último del Plioceno Tardío – Pleistoceno Temprano. Cabe mencionar que el volcán Cerro García fechado en 1.7 Ma pertenece al Grupo Zacoalco y es afectado por el último evento, lo que nos indica que la edad mínima de fallamiento en el GC es Cuaternaria.

Geología del Graben de Cítala

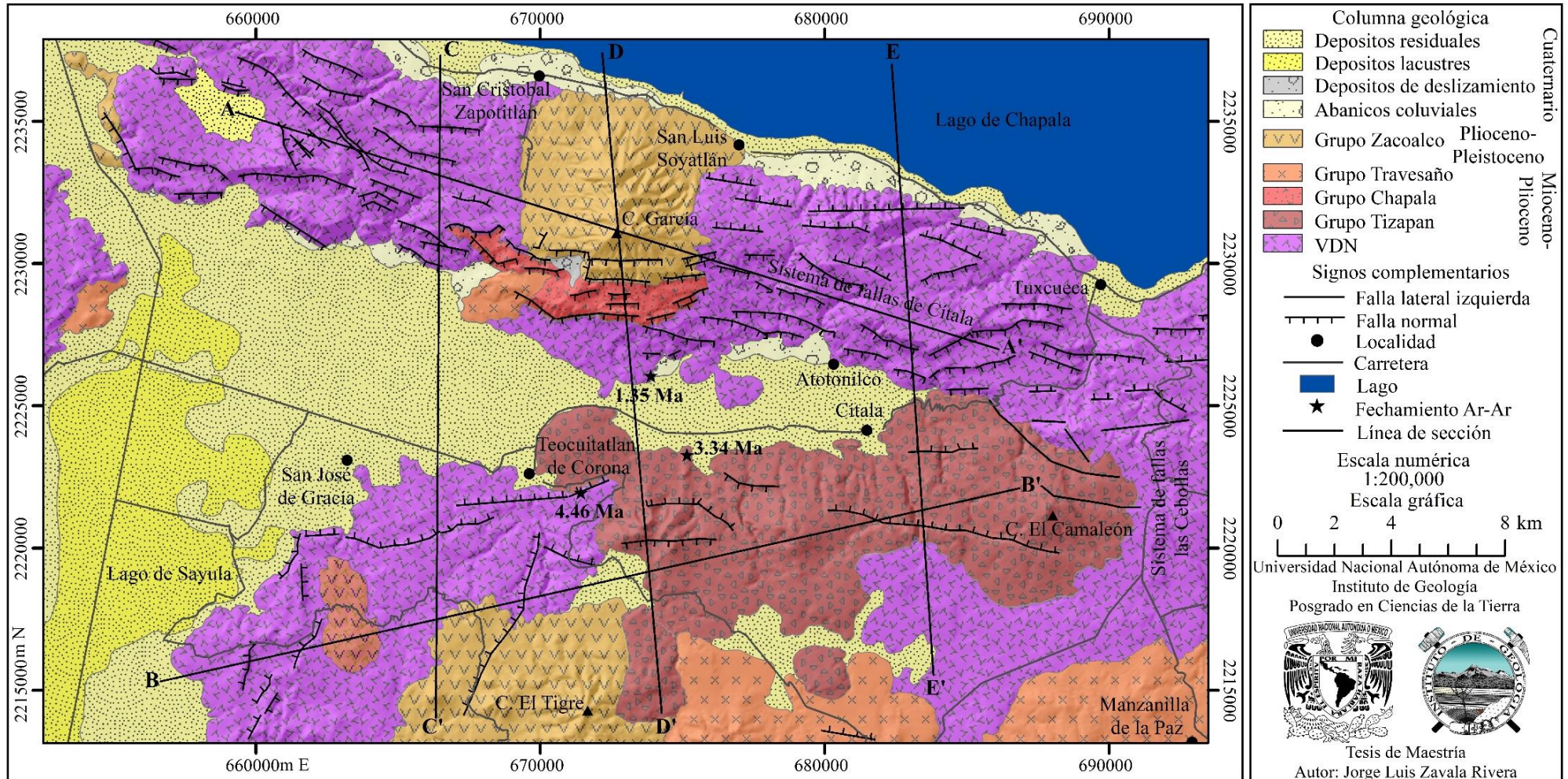


Figura 6. Mapa geológico del GC. Modificado de Delgado (1992a). En el mapa se incluyen las dataciones Ar-Ar realizadas para esta tesis. Las secciones geológicas se muestran en la siguiente página.

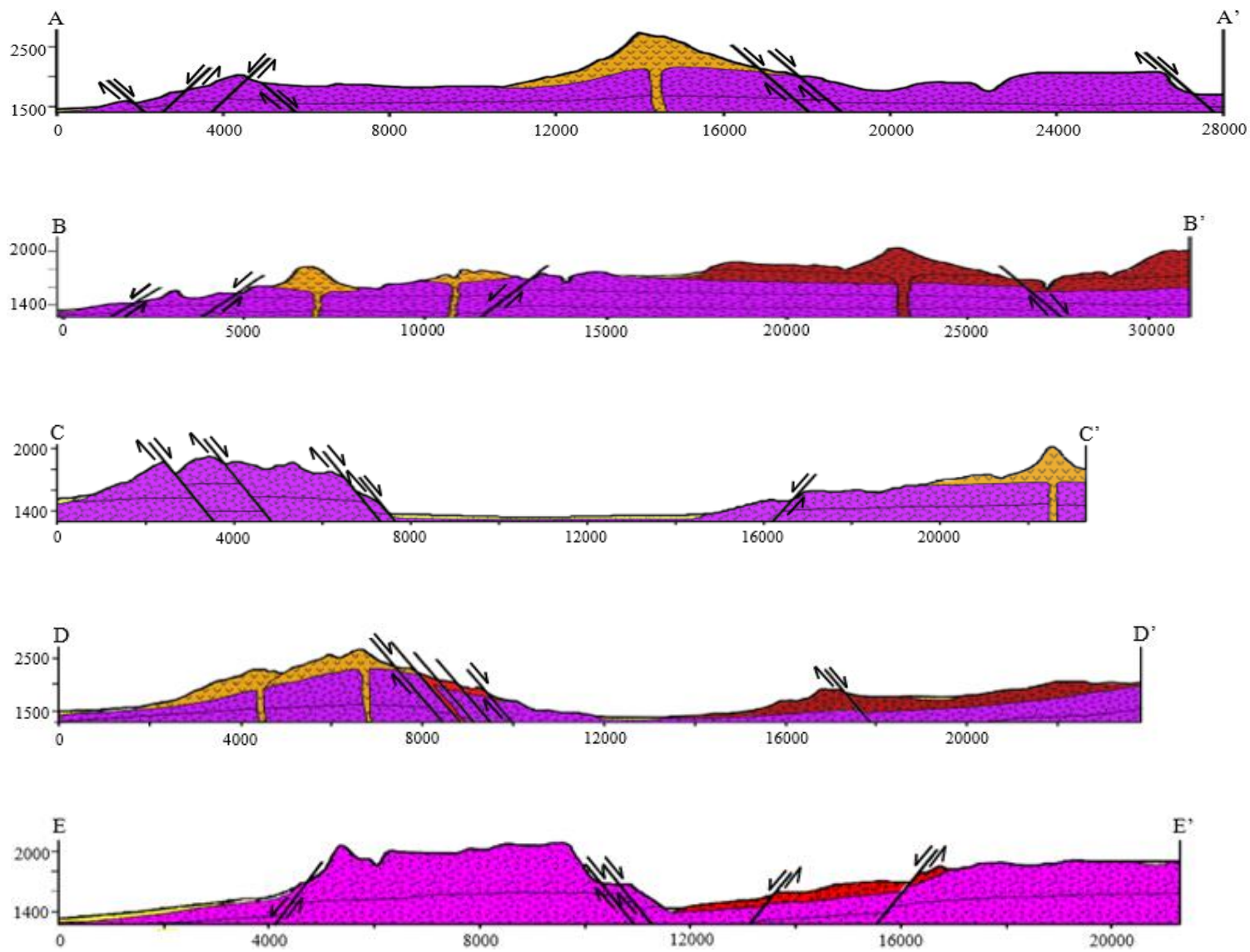


Figura 7. Secciones geológicas esquemáticas del GC. En éstas se pueden observar la configuración litológica, geométrica y estructural del área en cuestión. Las secciones están exageradas en la escala vertical para acentuar mejor las fallas y los edificios volcánicos.

Capítulo IV. Metodología

La metodología implementada en esta investigación se divide en 5 fases: 1) obtención de información, 2) trabajo de campo, 3) trabajo de laboratorio, 4) análisis de información y 5) elaboración de la cartografía geológica y geomorfológica. El objetivo de esta metodología fue generar nueva información que ayudará a construir una cartografía geológica más detallada de la zona y elaborar el primer mapa geomorfológico del GC.

4.1 Obtención de información gráfica y documentada

En esta fase se recabó información bibliográfica y cartográfica, con el fin de entender los eventos geológicos que dieron origen al GC y la influencia de éstos en la configuración y evolución del relieve.

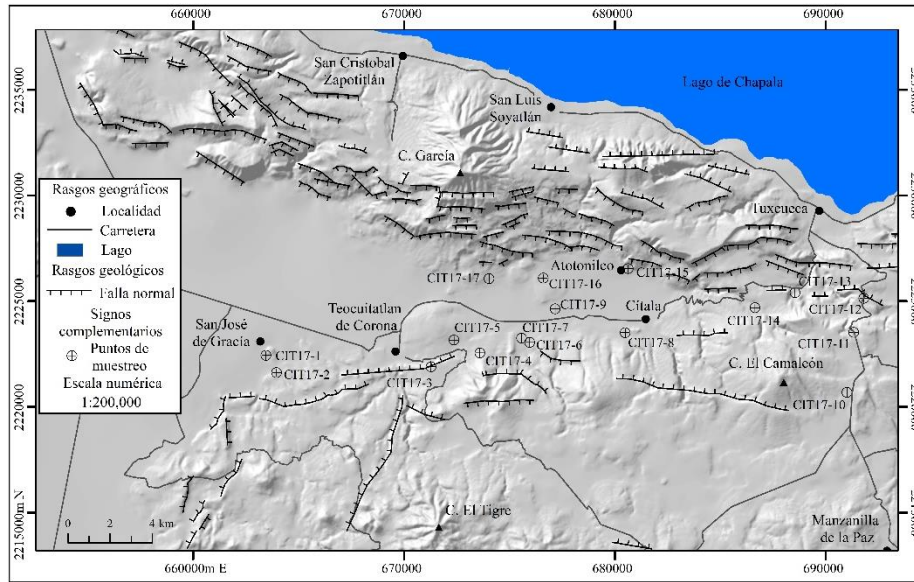
Los documentos bibliográficos consultados fueron tesis, artículos y libros, mientras que las bases cartográficas fueron mapas geológicos, imágenes satelitales de *Google Earth*®, cartas topográficas del INEGI a escala 1: 50,000 (Tabla 4) en formato *shape* y un Modelo Digital de Elevación (MDE) de 20 metros de resolución interpolado a partir de datos vectoriales de las curvas de nivel del INEGI. Esta información permitió tener un primer acercamiento a la geología y geomorfología del área de estudio. Así mismo, los mapas geológicos encontrados en tesis y artículos fueron georefenciados en un sistema de coordenadas UTM y digitalizados en el SIG ArcGis 10.1 ESRI®. Estos mapas junto con el MDE y las bases topográficas de INEGI sirvieron para elaborar los mapas geológico y geomorfológico del área de estudio.

Tabla 4. Cartas topográficas del INEGI		
Nombre de la carta	Clave	Año
Sayula	E13B15	2014
Mazamitla	E13B16	2014
Zacoalco de Torres	F13D85	2005
Tizapan el Alto	F13D86	2009

Tabla 4. Los metadatos de estas cartas topográficas fueron utilizados como base para la elaboración de la cartografía morfométrica, geológica, geomorfológica y el MDE.

4.2 Trabajo de campo

Para el trabajo de campo se seleccionaron 17 puntos de muestreo (Figura 8), los cuales corresponden a distintas estructuras volcánicas de dos diferentes grupos litológicos (Tizapán y Vulcanismo no diferenciado). Después se procedió a tomar las muestras de roca y a descostrarlas para evitar incluir roca alterada que pudiera perjudicar las descripciones petrográficas y análisis químicos. Las etiquetas de las muestras van de CIT17-1 a CIT17-17.



El valor R de cada muestra se obtuvo con un RS digital tipo N y marca *Proceq*® (Figura 9) con una fuerza de impacto de 2.207Nm y con un peso de 570g. Con este instrumento se realizaron 15 impactos distribuidos sobre superficies planas (áreas entre 1m² y 2.5m²) y de manera ortogonal a ellas para evitar la influencia de la textura de los materiales en el valor R.

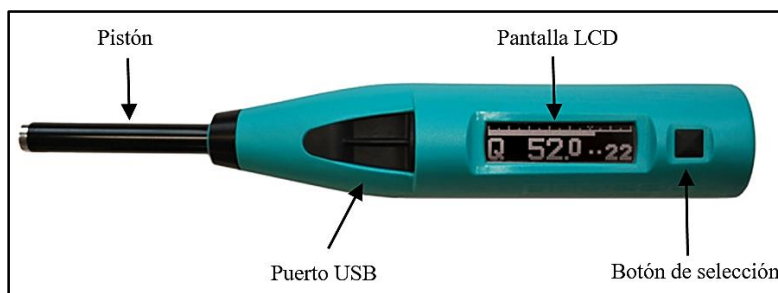


Figura 9. RS tipo N. Tomado de www.proceq.com

También se hicieron observaciones panorámicas del relieve, las cuales permitieron precisar los trazos de las unidades geomorfológicas previamente delimitadas en cartas topográficas, así mismo se corroboraron datos geológico-estructurales.

4.3 Trabajo de laboratorio

En este apartado se describen los procedimientos llevados a cabo en laboratorio para la petrografía, geoquímica y geocronología.

- a) **Petrografía:** Se eligieron 17 muestras para elaborar secciones delgadas en el taller de laminación del Instituto de Geología (IGL) de la UNAM. Las muestras primero fueron cortadas con un disco con polvo de diamante y después fueron montadas sobre un portaobjetos de cristal para análisis petrográficos. Una vez montadas, se procedió a adelgazarlas y pulirlas con abrasivos de tamaño de grano de 400, 600 y 1000 hasta obtener un grosor de aproximadamente de 30 micras. Durante este proceso las secciones delgadas se inspeccionaron con un microscopio y se consideraron listas hasta que los minerales mostraran sus típicos colores de interferencia. Por último, se procedió a etiquetar las muestras (Figura 10).

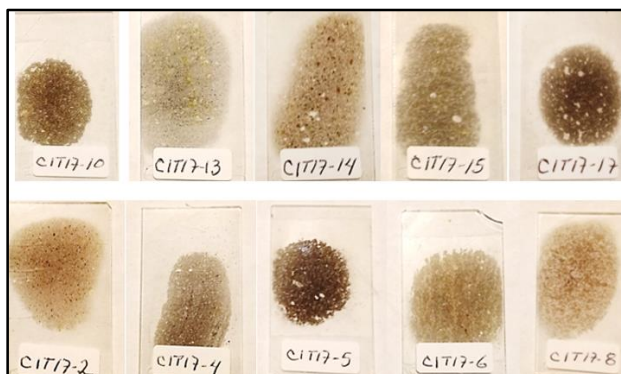


Figura 10. Láminas elaboradas en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM.

La mineralogía y texturas de las secciones delgadas fueron descritas con ayuda de un microscopio petrográfico con polarizador, con el fin de determinar grupos con base en sus características físicas y ópticas.

b) Geoquímica: Las muestras previamente descostradas en campo fueron limpiadas con agua ionizada y después se procedió a eliminar la humedad en los hornos del laboratorio de suelos del IGL de la UNAM. Posteriormente las muestras fueron trituradas y cuarteadas antes de ser pulverizadas en el laboratorio de molienda del IGL de la UNAM. Una vez pulverizadas se mandaron alrededor de 15 gramos de cada una al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LFRX) perteneciente al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía de la UNAM para determinar las concentraciones de los elementos mayores. Para los elementos traza y Tierras Raras (REE) se mandaron alrededor de 0.2 g en contenedores de vidrio al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias de Juriquilla de la UNAM. La determinación de las concentraciones de dichos elementos se llevó a cabo con ICP-MS siguiendo la metodología descrita en Morí *et al.* (2007).

La obtención de la información geoquímica se realizó con la finalidad de obtener una clasificación litológica de las rocas, y entender el ambiente tectónico en el que se originaron las mismas.

c) Geocronología: Para obtener las relaciones isotópicas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se mandaron alrededor de 20g de esquirlas de las muestras CIT17-3, CIT17-7, CIT17-9, CIT17-16 y CIT17-17, las cuales corresponden a lavas emitidas por fallas o conos volcánicos. Las muestras fueron analizadas con ayuda de un espectrómetro de masas multicolector para gases Nobles NGX en el Laboratorio Interinstitucional de Geocronología Ar (LIGAr) en el Centro de Geociencias de Juriquilla de la UNAM, donde se obtuvieron las edades Ar-Ar en roca total para las muestras CIT17-3 y CIT17-17 y en plagioclasas para las muestras CIT17-7, CIT17-9, CIT17-16. Para mayor detalle de los procedimientos analíticos ver Hofmann *et al.* (2001).

El objetivo de la geocronología es aportar nuevas edades para una mejor comprensión de las sucesiones volcánicas presentes en el GC, así mismo se busca exponer la relación entre el tiempo de exposición de los materiales y la resistencia de las rocas.

4.4 Análisis de información

En esta etapa se analizó la información obtenida de las distintas técnicas implementadas, con el fin de asociar las variables geológicas y geomorfológicas, y así tener una mejor comprensión de la evolución de las formas del relieve del GC.

4.4.1 Geoquímica

Con base en las concentraciones de los elementos mayores, menores y traza, se realizaron los diagramas *TAS*, *AFM*, *Harker*, multi-elementales y Tierras Raras. Lo anterior con el fin de tener una caracterización y clasificación litológica de las muestras de roca.

4.4.2 Geocronológica

También se analizaron las relaciones isotópicas de ^{40}Ar y ^{39}Ar para obtener las edades isotópicas de las rocas. Esto se llevó a cabo mediante la elaboración de los gráficos de isócronas y espectro de edad.

4.4.3 Resistencia de los materiales

Los valores de resistencia de los materiales obtenidos en campo se graficaron junto con su desviación estándar y la media aritmética de estos valores. Los datos se presentan en el capítulo de resultados y fueron organizados con base en el tipo de roca y grupo litológico. Esta información se compara en el capítulo de discusión y conclusiones con las descripciones petrográficas de las fases minerales que constituyen las rocas, así como con el tamaño de grano de los minerales que componen la matriz.

4.4.4 Morfometría

El análisis de los datos morfométricos del GC se llevó a cabo para tener una mejor comprensión de la evolución del relieve, sus características cuantitativas y sus condicionantes litológicas y estructurales. Esta información también fue útil para la elaboración del mapa geomorfológico y la detección de estructuras de régimen frágil.

La morfometría del GC se realizó de forma automatizada con el SIG ArcGis 10.1 ESRI® y con base en los criterios propuestos por Lugo (1988). En el SIG se generaron los

mapas de hipsometría, pendientes del terreno, energía del relieve, órdenes de corrientes, densidad de drenaje, densidad de disección y densidad de fracturamiento a partir de un MDE con resolución de 20 metros, elaborado a partir de la información vectorial de las cartas topográficas a escala 1: 50,000 del INEGI mencionadas en la Tabla 4. El MDE se elaboró a partir de un *Triangulated Irregular Network* (TIN), que es una representación virtual del relieve generado a partir de una base numérica donde se grafican las variables X, Y y Z. Después se integran en una red irregular de puntos que se interpolan para crear un TIN (Rodríguez, 2011). A continuación, se explica cómo se obtuvieron los mapas morfométricos del GC a partir del MDE.

Hipsometría: Se elaboró a partir del MDE, este archivo *raster* guarda los valores medios de elevación de cada pixel. Para la elaboración del mapa hipsométrico se procedió a reclasificar los valores en 5 rangos altitudinales que fueran funcionales para una primera caracterización del relieve. Los rangos se definieron en función de los principales niveles altitudinales del relieve en el GC y se fijaron cada 300 metros a excepción del primero y el último. Los intervalos son: <1400, 1400-1700, 1700-2000, 2000-2300 y > 2300. La altura mínima dentro del GC es de 1275 m y la máxima es 2763 m.

Pendientes del terreno: Se realizó a partir del MDE donde se registran los valores de altitud de cada celda, con esto es posible calcular las pendientes y la orientación de las mismas. Este mapa se realizó bajo el principio de operación de vecindad inmediata, el cual trabaja con ventanas de 3x3 celdas, de manera que el valor de la celda central de la ventana se obtiene a partir del cálculo del valor de las pendientes existentes entre esa celda y las vecinas (Figura 11) (Gutiérrez y Gould, 2000). El valor de la pendiente se calcula a partir de la diferencia altitudinal entre celdas y la distancia en la horizontal. La distancia horizontal se obtiene de trazar una línea recta desde el punto central de la celda localizada en el centro a cada uno de los puntos centrales de las celdas circundantes (*Ibidem*). Una vez elaborado el modelo de pendientes expresado en grados se procedió a establecer una rampa de colores en la cual los extremos indican la mínima (0°) y la máxima (58°) inclinación del terreno. Lo anterior con el fin de trazar rasgos lineales en el relieve (fallas y fracturas) y delimitar formas como, conos, domos, volcanes escudos, planicies, valles, barrancos y espejos de falla. Así mismo,

esta cartografía morfométrica permite caracterizar de forma numérica las distintas unidades del relieve, así mismo fue implementado para trazar las fallas y fracturas del terreno.

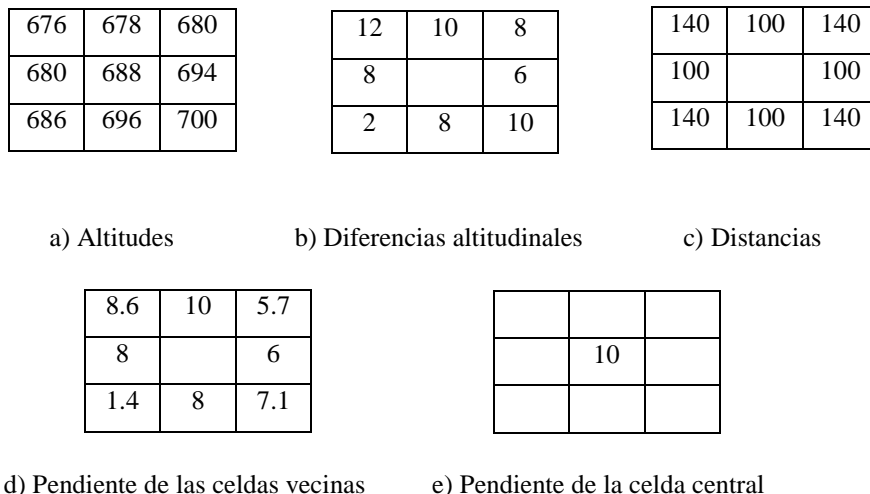


Figura 11. Cálculo de pendientes. El valor de declive se obtiene en función de los valores de las celdas que rodean a la central. En este ejemplo se asume que el tamaño de los pixeles es de 100 m. Modificado de Gutiérrez y Gould (2000). a) los números representan la altitud media de cada pixel, b) los valores corresponden a la diferencia altitudinal entre la celda central y cada celda, c) las cantidades son la distancia entre la celda central y las periféricas, d) los números hacen referencia a la pendiente de cada pixel y e) el valor ubicado en la celda central representa la inclinación de la misma.

El valor de la pendiente se calcula a partir de la diferencia altitudinal entre celdas y la distancia en la horizontal. La distancia horizontal se obtiene de trazar una línea recta desde el punto central de la celda localizada en el centro a cada uno de los puntos centrales de las celdas circundantes (*Ibidem*). Una vez elaborado el modelo de pendientes expresado en grados se procedió a establecer una rampa de colores en la cual los extremos indican la mínima (0°) y la máxima (58°) inclinación del terreno. Lo anterior con el fin de trazar rasgos lineales en el relieve (fallas y fracturas) y delimitar formas como, conos, domos, volcanes escudos, planicies, valles, barrancos y espejos de falla. Así mismo, esta cartografía morfométrica permite caracterizar de forma numérica las distintas unidades del relieve, así mismo fue implementado para trazar las fallas y fracturas del terreno.

Energía del relieve: Este mapa se basó en los criterios propuestos por Lugo (1988) y se construyó en ArcGis 10.1 ESRI® mediante la herramienta *Focal Statistics*. Aquí se seleccionó la opción *Circle* para realizar la interpolación de las diferencias altitudinales a partir de las celdas vecinas. El tamaño del radio de la figura es de 25 pixeles, para así abarcar

una superficie de 1 km a la redonda. DiBiase *et al.* (2006) en su trabajo “*Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains CA*” menciona que las características morfométricas del relieve dependen de la escala a la que se trabaje. Además, en su trabajo propone diferentes valores para el radio (100 m, 1 km y 5 km) a partir de las correlaciones positivas encontradas entre energía del relieve y el ángulo de la ladera. Para este mapa se tomó el valor de 1 km ya que permite observar mejor la influencia de la actividad tectónica en el relieve del GC.

Órdenes de corrientes: La elaboración de este mapa, se basó en el método de Strahler y en las observaciones propuestas por Lugo (1988) mencionadas en el marco teórico de este trabajo. La construcción del mapa se realizó de manera automatizada con el módulo *Hidrology* en ArcGis 10.1 ESRI®. Primero se utilizó la herramienta *Fill* que se encarga de rellenar las celdas que generan hondonadas, después se eligió el comando *Flow Direction* para determinar la dirección del flujo de la celda más escarpada de las 8 vecinas, para continuar con la herramienta *Flow Accumulation* que indica la celda donde se acumula la escorrentía. Una vez generada la capa de acumulación de flujos se procedió a seleccionar las celdas con un valor mayor a 250 mediante el comando *Map Algebra* para así generar la red de drenaje del GC. La segunda parte del proceso consistió en la confección del mapa de orden de corrientes basado en la red de drenaje previamente obtenida. Para esto fue necesario calcular la longitud de los transectos más largos de los ríos mediante la herramienta *Flow Length* y asignar valores únicos a las secciones que separan las intersecciones fluviales por medio del comando *Stream Link*. Por último, se procedió a generar la capa de orden de corrientes con la herramienta *Stream Order* que asigna valores numéricos a los segmentos de los ríos bajo el método de Strahler.

Densidad de drenaje: Este mapa se elaboró en ArcGis 10.1 ESRI® con base en un *fishnet* con celdas de 1 km² y la red de drenaje obtenida mediante el módulo *hidrology*. La densidad de drenaje se obtuvo dividiendo la longitud en km de las corrientes fluviales entre el área de la celda que las contiene. Una vez realizado el cálculo se obtuvieron valores de 0 a 5.3 km/km², éstos fueron reclasificados para establecer rangos, que permitieran describir mejor de manera cuantitativa y cualitativa la distribución de la densidad de drenaje en el área de

estudio. Los rangos se establecieron en función de los valores obtenidos y son los siguientes: 0-1 (muy baja), 1-2 (baja), 2-3 (media), 3-4 (alta) y 4-5 (muy alta).

Densidad de disección del relieve: Se elaboró con base en una malla con celdas de 1km² y un archivo *raster* que contenía en cada pixel los valores altitudinales del área de estudio. Posteriormente se procedió a obtener la diferencia entre la altura máxima y la mínima en cada celda de la malla, para así obtener la densidad de disección del relieve en m/km². El tamaño de cada celda se fijó en 1 km² para tener una medida de comparación con el mapa de energía del relieve.

Densidad de fracturamiento: Este mapa se elaboró en ArcGis 10.1 ESRI® con base en un *fishnet* con celdas de 1 km² y un archivo *shape* de las fracturas del GC. El parámetro se consiguió dividiendo la longitud de las fallas en km entre el área de la celda que las contiene, y se obtuvieron valores de densidad de fracturamiento de 0 a 5 km/km². Posteriormente los valores se clasificaron con la función Sigmoideo para interpolar los valores y obtener una mejor expresión espacial de la densidad de fracturamiento.

4.4.5 Prueba estadística Kolmogorov-Smirnov para dos muestras y gráficos de dispersión de datos morfométricos

Para esta prueba estadística y la elaboración de los gráficos de dispersión, se elaboró un mapa de unidades del relieve y se diferenció cada unidad por su posición norte o sur respecto al graben. Por último, se procedió a extraer la media aritmética de cada unidad volcánica de los mapas de pendientes del terreno (PT), energía del relieve (ER), densidad de disección (DD) y densidad de fracturamiento (DF). La extracción de los datos morfométricos se llevó a cabo con la herramienta estadística zonal contenida en el SIG ArcGis 10.1 ESRI®.

El test estadístico de Kolmogorov-Smirnov consistió en ordenar los datos morfométricos en intervalos para después establecer frecuencias (F) y determinar las proporciones acumuladas de cada parámetro del relieve. Una vez establecidas las proporciones acumuladas se obtuvieron los valores de D y D_c entre las unidades del norte y sur del graben. La D_c se obtuvo mediante los valores establecidos en la tabla de nivel de significancia de Kolmogorov-Smirnov, donde α de 0.05 representa un 95% de significancia,

es decir que los dos conjuntos de datos comparados (norte y sur del graben) tienen una diferencia significativa del 95% siempre y cuando la D_c sea menor a la D . Lo que se busca demostrar con esta prueba es que las formas del relieve de la porción norte tienen una mayor influencia tectónica que las del sur del graben.

En cuanto a los gráficos de dispersión, éstos se realizaron con el objetivo de demostrar si existe una relación entre la pendiente del terreno y las variables de energía del relieve y densidad de disección. Además, se incluyó un gráfico de densidad de fracturamiento *vs.* coordenada X, para detectar en que zona del área de estudio se localizan las formas del relieve más afectadas por la actividad tectónica.

4.5 Elaboración de la cartografía geológica y geomorfológica

Mapa geológico

La cartografía geológica se realizó con base en las cartas topográficas escala 1:50,000 del INEGI, mapas recabados en artículos, imágenes anaglíficas del área de estudio, criterios fotogeológicos y el mapa de pendientes del terreno. Se comenzó por georeferenciar y digitalizar los mapas encontrados en artículos, después se corrigieron los trazos a partir de la base topográfica y las imágenes anaglíficas. Para finalizar se marcaron las fallas con ayuda del modelo sombreado y los mapas morfométricos de pendientes del terreno y energía del relieve.

Mapa geomorfológico

La cartografía geomorfológica se elaboró en el *software* ArcGis 10.1 ESRI® con base en la integración del mapa geológico, la cartografía morfométrica, el modelo sombreado, los anáglifos y las cartas topográficas del INEGI a escala 1: 50,000 mencionadas anteriormente. Este mapa se basa en el Sistema ITC (Verstappen y Van Zuidam, 1991) y la nomenclatura propuesta por Lugo (2011) en su Diccionario Geomorfológico, ambos descritos en el Apéndice.

Capítulo V. Resultados

En este apartado se exponen los resultados de cada uno de los métodos y técnicas implementadas durante la investigación geológica-geomorfológica del GC.

5.1 Geoquímica

5.1.1 Elementos mayores y menores

Los resultados obtenidos a partir de la medición de concentraciones de los elementos fueron recalculados a 100% en base anhidra para eliminar la pérdida por calcinación. Los valores originales se muestran en la siguiente Tabla.

Tabla 5. Concentración de elementos mayores															
Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	PxC	Total	Grupo litológico	Coordenada X	Coordenada Y
CIT-17-1	52.58	14.88	8.26	5.9	8.34	3.65	2.97	1.48	0.78	0.13	1.06	100.09	VND	663472	2222424
CIT17-2	58.35	17.50	6.42	3.34	6.47	3.8	1.84	0.79	0.2	0.1	1.21	100.06	VND	663974	2221610
CIT17-3	58.38	16.93	6.92	3.73	6.28	3.57	1.99	0.89	0.31	0.11	0.88	100.03	VND	671302	2221883
CIT17-4	60.16	17.55	5.82	2.98	6.14	3.4	1.97	0.63	0.15	0.1	1.01	99.95	GT	673514	2222543
CIT17-5	59.03	16.62	6.81	3.5	6.24	3.83	1.84	0.88	0.31	0.11	0.69	99.95	GT	672391	2223149
CIT17-6	57.45	17.82	6.83	3.21	7.07	3.81	1.37	0.79	0.22	0.09	1.07	99.77	GT	675979	2223036
CIT17-7	57.75	18.33	6.52	3.78	6.97	3.3	1.64	0.67	0.15	0.11	0.79	100.06	GT	675595	2223244
CIT17-8	56.65	18.55	7.27	3.32	7.04	3.66	1.23	0.84	0.19	0.1	1.17	100.05	GT	680507	2223498
CIT17-9	53	16.91	7.54	6.78	8.98	3.94	0.67	1.01	0.18	0.12	0.8	99.95	VND	677190	2224624
CIT17-10	55.4	17.7	7.69	4.59	7.44	3.45	1.24	0.87	0.26	0.17	1.19	100.03	VND	691026	2220677
CIT17-11	54.07	16.91	9.17	4.92	7.69	3.68	1.28	1.3	0.33	0.14	0.43	99.97	VMD	691341	2223514
CIT17-12	52.91	17.13	9	6.06	7.92	3.46	1.49	1.29	0.41	0.14	0.24	100.09	VND	691823	2225123
CIT17-13	55.53	18.2	7.75	4.25	7.56	3.64	1.21	0.87	0.22	0.13	0.64	100.05	VND	688562	2225393
CIT17-14	50.33	16.14	12.24	5.42	7.98	3.63	1.2	2.24	0.47	0.18	0.17	100.04	VND	686664	2224680
CIT17-15	51.93	16.45	9.29	6.35	8.05	3.18	0.94	1.33	0.37	0.15	1.86	99.95	VND	680650	2226529
CIT17-16	53.65	17	7.84	5.85	8.65	3.58	0.82	1.12	0.22	0.12	0.96	99.83	VND	676628	2226081
CIT17-17	58.418	17.71	6.47	3.33	6.53	3.81	1.86	0.81	0.2	0.1	0.59	99.85	VND	674055	2226052

Tabla 5. La concentración de los óxidos se presenta en porcentaje de peso. VND: Grupo Vulcanismo no diferenciado y GT: Grupo Tizapán. El sistema de coordenadas utilizado es UTM, la zona es 13 N y el Datum WGS84.

Clasificación química de las rocas

La clasificación química de las rocas se basó en los parámetros de sílice y álcalis totales propuestos por Le Bas *et al.* (1986). Los datos fueron graficados en un diagrama de variación TAS para obtener una clasificación litológica de las rocas. En el diagrama (Figura 12), se puede observar que la mayoría de las muestras son subalcalinas y presentan una composición química intermedia (entre 52 y 61 % en peso de SiO₂) que las coloca en los dominios de andesitas basálticas y andesitas, a excepción de las muestras CIT17-1 clasificada como traqui-andesita y CIT17-14 catalogada como basalto.

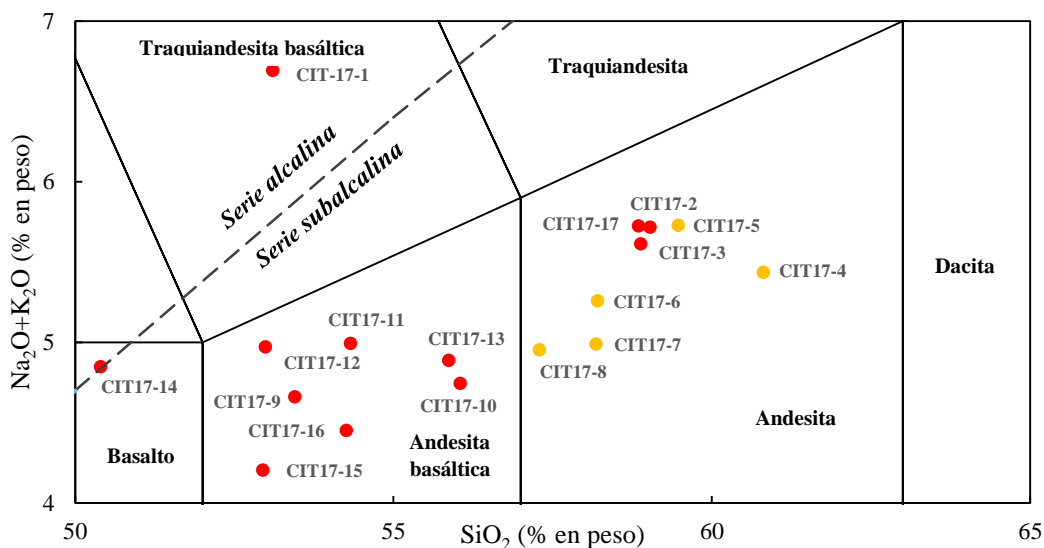


Figura 12. Diagrama de variación TAS subdividido en series alcalinas y subalcalinas según los parámetros de Irvine y Baragar (1971). Se muestra la clasificación litológica de cada una de las muestras analizadas (los círculos rojos representan muestras del Grupo Vulcanismo no diferenciado, mientras que los naranjas muestras del Grupo Tizapán). Nótese las muestras CIT17-1 y CIT17-14 caen dentro del campo de rocas alcalinas.

Diagrama AFM

Para el diagrama AFM los datos crudos fueron recalculados a 100% para los óxidos de Fe, Mg y Na+K. En la Figura 13 se puede observar que las muestras se distribuyen en el dominio de rocas calcoalcalinas según la división propuesta por Irvine y Baragar (1971).

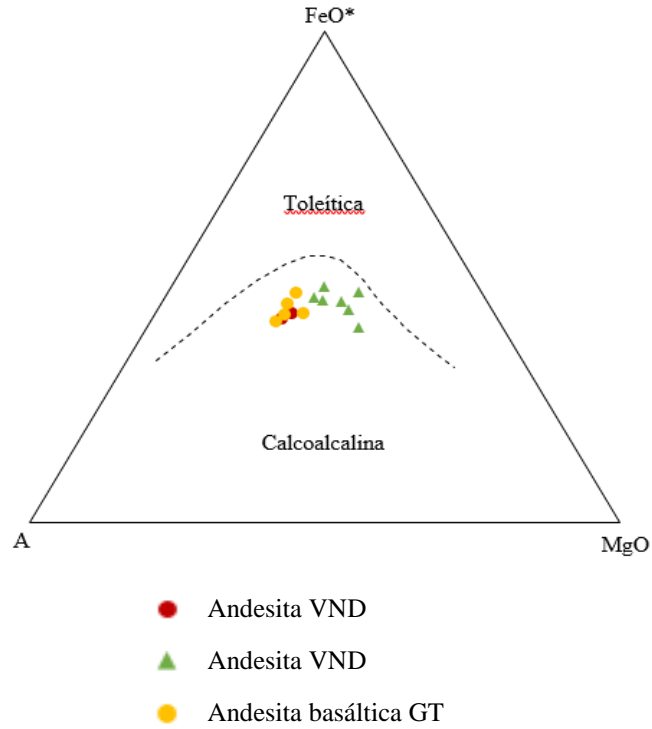


Figura 13. Diagrama AFM. La línea punteada representa el límite entre rocas toleíticas y rocas calcoalcalinas GT: Grupo Tizapán y VND: Grupo Vulcanismo no Diferenciado. En el diagrama se omitieron las muestras CIT17-1 y CIT17-1, la primera corresponde al campo de rocas toleíticas mientras la segunda

Diagramas Harker

Los diagramas Harker de la Figura 14 exhiben en general correlaciones negativas y positivas, negativas para los óxidos de MgO, Fe₂O₃, CaO, TiO₂ y P₂O₅ y positivas para el K₂O, mientras que el Al₂O₃ y Na₂O no muestran una clara tendencia, debido a la dispersión de los datos.

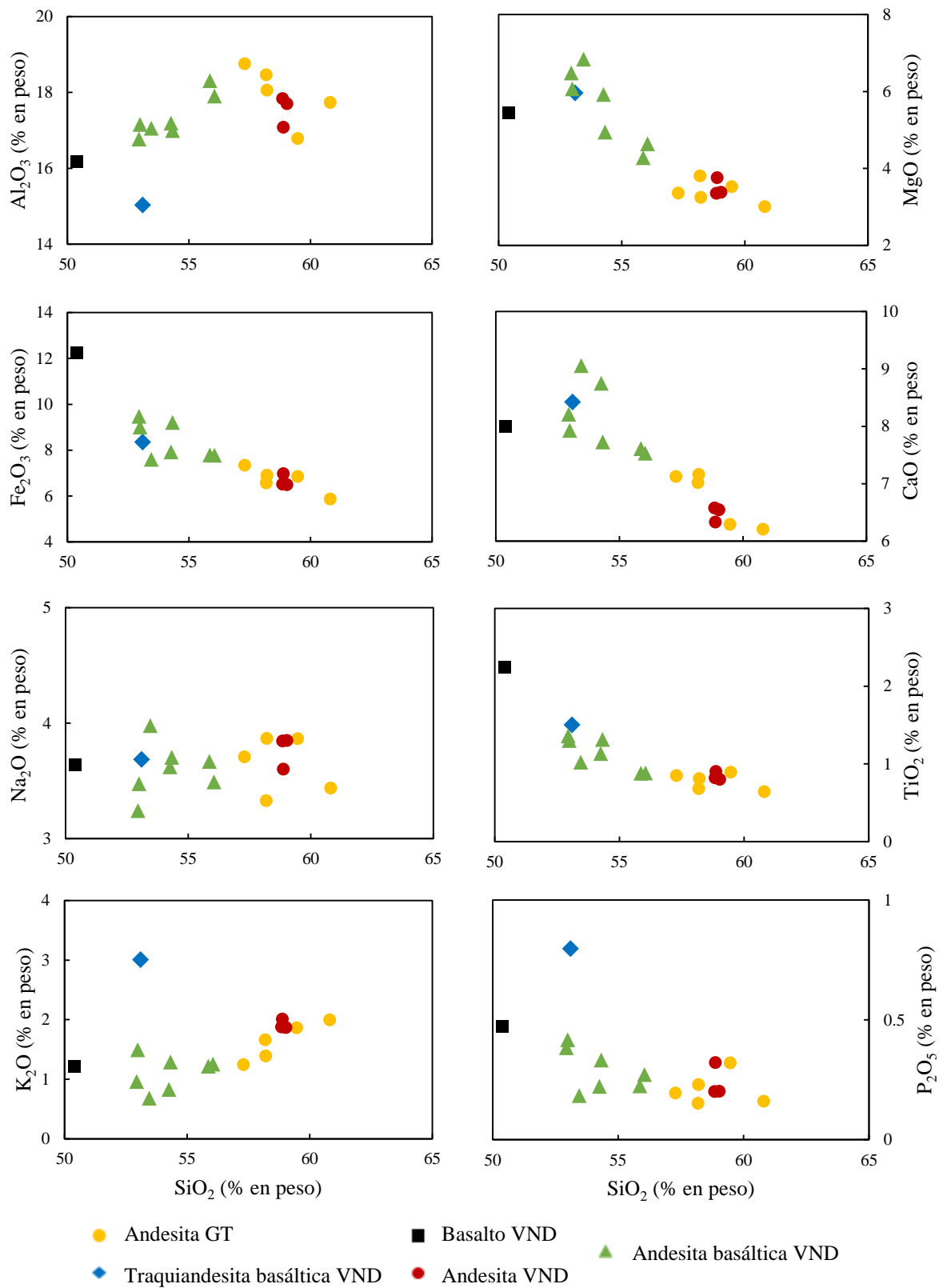


Figura 14. Diagramas Harker para las muestras de roca. GT: Grupo Tizapán y VND: Vulcanismo no diferenciado.

5.1.2 Elementos traza

Las concentraciones de los elementos traza se muestra en ppm en la Tabla 6. Para el diagrama araña los valores fueron normalizados respecto al N-MORB de Sun y McDonough (1989), mientras que para el diagrama de REE los valores se normalizaron en función de la condrita de McDonough y Sun (1995). De manera posterior fueron elaborados los diagramas multi-elementales (Figura 15) y REE (Figura16).

Tabla 6. Concentraciones de los elementos traza

	CIT17-1	CIT17-2	CIT17-3	CIT17-4	CIT17-5	CIT17-6	CIT17-7	CIT17-8	CIT17-9	CIT17-10	CIT17-11	CIT17-12	CIT17-13	CIT17-14	CIT17-15	CIT17-16	CIT17-17
Ti	1.53	0.65	0.92	0.67	0.94	0.83	0.72	0.86	1.07	0.91	1.33	1.31	0.91	2.17	1.32	1.15	0.84
Rb	40.10	15.91	32.74	40.78	32.25	27.14	23.48	14.01	10.17	20.85	20.45	25.16	20.84	17.72	16.18	12.71	28.45
Sr	1356.65	731.37	699.53	612.29	686.97	720.33	718.21	1008.39	837.09	705.32	618.62	770.28	875.25	571.85	626.76	878.91	734.46
Y	19.52	16.28	20.84	17.24	22.03	17.73	15.76	14.48	18.04	19.24	24.23	22.51	18.59	29.04	23.02	19.06	17.55
Zr	273.59	98.66	167.38	125.04	171.29	129.38	95.30	107.62	104.93	127.61	165.70	157.17	119.20	184.46	156.05	119.43	141.01
Nb	19.40	3.12	9.79	4.63	10.48	4.66	3.10	3.14	3.86	5.55	11.73	9.80	4.88	19.65	8.53	4.53	5.96
Cs	0.44	0.42	0.63	0.96	0.64	0.32	0.71	0.35	0.20	0.44	0.34	0.55	0.42	0.20	0.47	0.21	0.54
Ba	1461.69	898.36	765.98	1001.19	915.30	643.23	887.49	464.22	293.29	596.36	566.47	581.63	458.72	463.11	528.17	389.85	723.09
La	51.69	12.71	22.32	16.31	23.04	15.47	11.06	13.87	11.23	15.31	19.84	21.63	15.46	20.18	17.51	13.43	19.54
Ce	112.38	24.54	45.21	31.86	45.08	31.71	23.33	26.80	25.80	32.60	42.17	45.95	32.59	44.59	37.97	30.15	38.74
Pr	14.27	3.41	5.83	4.11	5.91	4.29	3.13	4.14	3.62	4.32	5.65	6.12	4.49	6.09	5.25	4.30	4.93
Nd	52.93	14.33	22.92	16.29	23.25	17.79	13.41	17.12	15.86	18.06	23.20	25.01	18.61	25.82	22.04	18.38	19.40
Sm	8.91	3.13	4.76	3.51	4.85	3.88	3.09	3.68	3.64	4.00	5.14	5.30	4.02	6.09	4.96	4.10	3.97
Eu	2.27	1.08	1.35	1.08	1.41	1.20	1.06	1.23	1.23	1.25	1.50	1.60	1.26	1.87	1.56	1.33	1.18
Tb	0.85	0.45	0.65	0.50	0.67	0.55	0.45	0.49	0.55	0.58	0.75	0.71	0.57	0.91	0.72	0.59	0.54
Gd	6.64	3.05	4.37	3.35	4.57	3.73	3.05	3.40	3.62	3.86	4.96	4.88	3.85	5.99	4.79	3.99	3.65
Dy	3.98	2.64	3.74	2.98	3.89	3.21	2.76	2.75	3.30	3.45	4.49	4.15	3.40	5.41	4.26	3.60	3.10
Ho	0.71	0.53	0.74	0.61	0.78	0.64	0.57	0.53	0.67	0.69	0.89	0.81	0.68	1.07	0.84	0.72	0.62
Er	1.91	1.45	2.03	1.68	2.15	1.75	1.55	1.41	1.80	1.90	2.43	2.20	1.87	2.89	2.29	1.95	1.70
Yb	1.58	1.35	1.96	1.64	2.04	1.67	1.50	1.28	1.69	1.82	2.30	2.05	1.78	2.65	2.13	1.78	1.63
Lu	0.23	0.21	0.29	0.25	0.31	0.25	0.23	0.19	0.25	0.27	0.35	0.31	0.27	0.39	0.32	0.27	0.24
Hf	6.89	2.60	4.00	3.16	4.08	3.19	2.47	2.82	2.49	3.02	3.80	3.66	2.97	4.28	3.55	2.82	3.42
Ta	0.98	0.20	0.63	0.36	0.63	0.29	0.22	0.23	0.34	0.40	0.73	0.61	0.30	1.18	0.50	0.30	0.41
Pb	11.74	6.43	8.94	9.99	8.85	7.13	7.70	3.77	3.56	7.45	6.70	6.95	4.62	4.71	6.15	4.12	7.98
Th	4.63	1.19	2.70	3.24	2.81	2.08	2.15	1.96	1.29	1.88	2.03	2.26	1.89	1.70	1.69	1.47	2.56
U	1.67	0.54	0.91	1.08	0.97	0.70	0.72	0.57	0.36	0.66	0.67	0.76	0.61	0.53	0.54	0.40	0.73
Grupo Litológico	VND	VND	VND	GT	GT	GT	GT	GT	VND	VND	VND	VND	VND	VND	VND	VND	VND
Coordenada X	663472	663974	671302	673514	672391	675979	675595	680507	677190	691026	691341	691823	688562	686664	680650	676628	674055
Coordenada Y	2222424	2221610	2221883	2222543	2223149	2223036	2223244	2223498	2224624	2220677	2223514	2225123	2225393	2224680	2226529	2226081	2226052

Tabla 6. Se muestran las concentraciones en ppm de los elementos traza utilizados para la elaboración de los diagramas multi-elementales y REE. VND: Grupo Vulcanismo no diferenciado y GT: Grupo Tizapan. El sistema de coordenadas utilizado es UTM, la zona es 13N y el Datum WGS84

Diagrama Multi-elemental

En el diagrama multi-elemental (Figura 15) se observa que las muestras presentan anomalías negativas de Nb y Ta, además de positivas de Pb, Sr, Ba y K. Así mismo, se puede observar de manera general que las rocas del GC están enriquecidas en elementos LILE respecto a los HFSE.

Diagrama de REE

La Figura 16 exhibe que todas de las muestras presentan enriquecimiento de LREE respecto a las HREE, en especial en la muestra CIT17-1 que corresponde a una traquiandesita basáltica del Grupo Vulcanismo no diferenciado.

Relación Eu/Eu*

Los resultados reportados en la Tabla 7 muestran que todas las rocas tienen valores muy cercanos a 1.

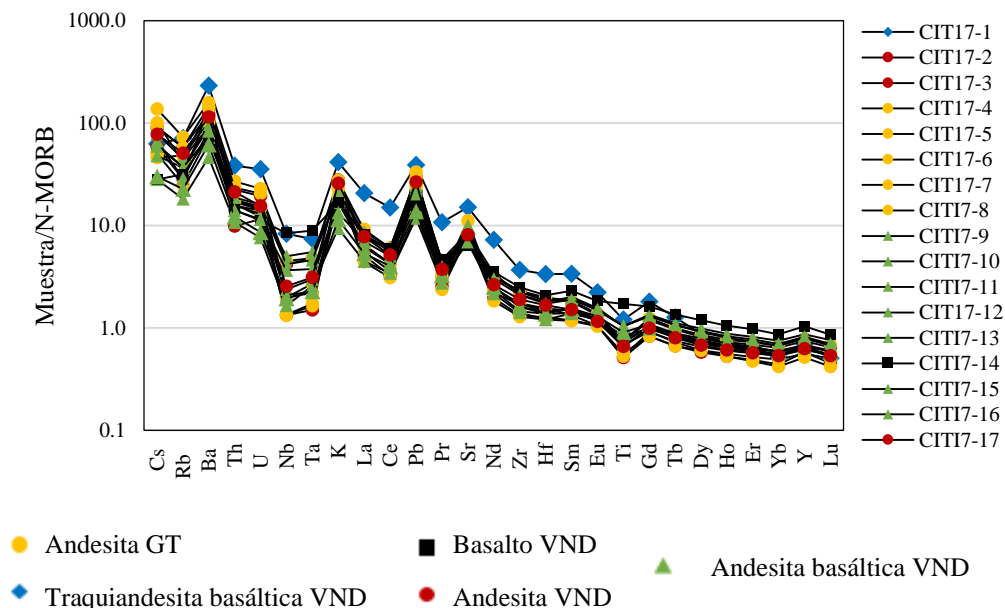


Figura 15. Diagramas muti-elementales. Comportamiento de los elementos incompatibles y compatibles en el GC. GT: Grupo Tizapán y VND: Grupo Vulcanismo no diferenciado.

Tabla 7. Relaciones de Eu/Eu* para las muestras colectadas

Muestra	CIT1 7-1	CIT1 7-2	CIT17 -3	CIT17- 4	CIT17- 5	CIT17- 6	CIT17- 7	CIT17- 8	CIT17- 9	CIT17- 10	CIT17- 11	CIT17- 12	CIT17- 13	CIT17- 14	CIT17- 15	CIT17- 17	CIT17- 17
Grupo litológico	VND	VND	VND	GT	GT	GT	GT	GT	VND	VND	VND	VND	VND	VND	VND	VND	VND
Eu/Eu*	0.902	1.066	0.905	0.958	0.915	0.961	1.055	1.064	1.033	0.969	0.909	0.959	0.979	0.945	0.974	1.002	0.945

Tabla 7. Relación de Eu/Eu* de las muestras analizadas.

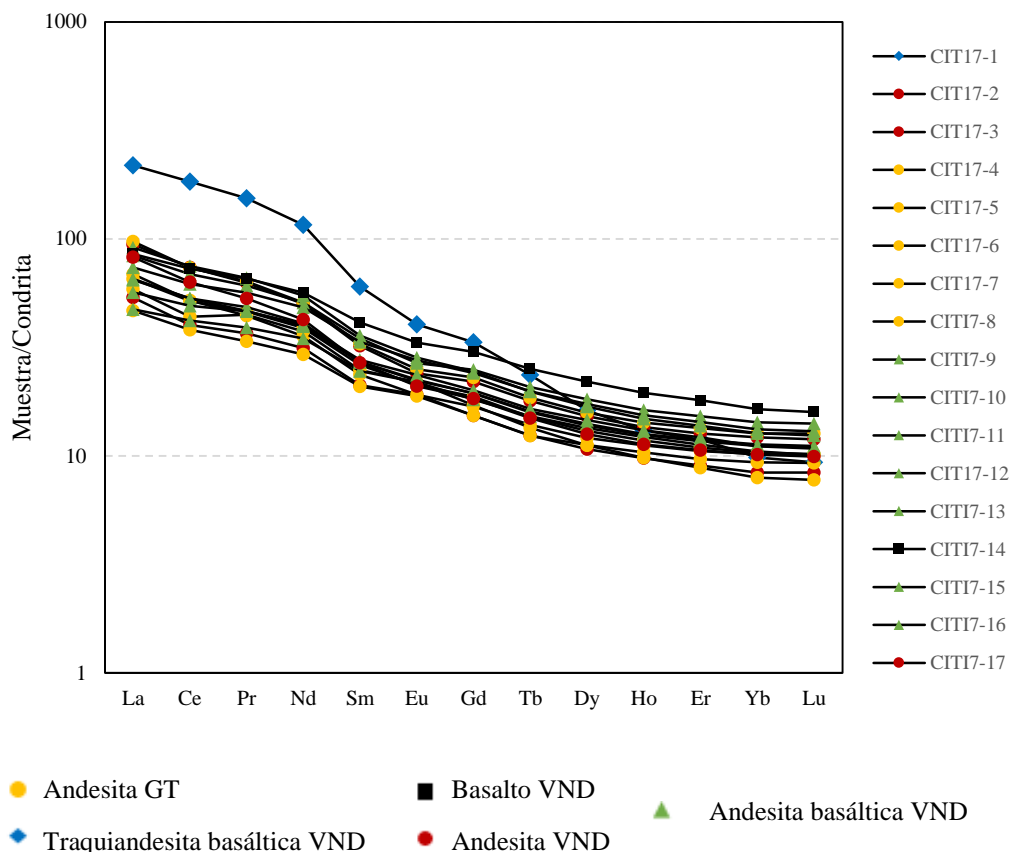


Figura 16. Diagrama REE para las muestras del GC. GT: Grupo Tizapán y VND: Grupo Vulcanismo no diferenciado.

5.2 Geocronología $Ar^{40}/^{39}Ar$

Se fecharon 5 lavas por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$. En la Tabla 8 se enlistan las muestras de roca analizadas, además de su edad y ubicación geográfica en coordenadas UTM, así mismo se muestran los resultados de los experimentos de calentamiento por pasos en las Tablas 9, 10 y 11. Se omiten las muestras CIT17-9 y 16 por los resultados negativos.

Muestra	Tipo de roca	Grupo litológico	Material fechado	Edad y error (Ma) $\pm 1\sigma$	Coordenada X	Coordenada Y	Altitud (m)
CIT17-3	Andesita	VND	Roca total	4.46 ± 0.07	671302	2221883	1506
CIT17-7	Andesita	GT	Plagioclasa	3.34 ± 0.09	675595	2223244	1403
CIT17-9	Andesita basáltica	VND	Plagioclasa	-1.54 ± 0.11	677190	2224624	1389
CIT17-16	Andesita basáltica	VND	Plagioclasa	-1.08 ± 0.19	676628	2226081	1419
CIT17-17	Andesita	VND	Roca total	1.35 ± 0.02	674055	2226052	1401

Tabla 8. Edades de meseta de las rocas analizadas mediante el método isotópico ^{40}Ar - ^{39}Ar . VND: Vulcanismo no diferenciado y GT: Grupo Tizapán. El sistema de coordenadas utilizado es UTM, la zona es 13 N y el Datum WGS84.

Andesita del Plioceno (Grupo Vulcanismo no Diferenciado)

La muestra CIT17-3 corresponde a una lava de composición andesítica (Figura 6). El experimento de calentamiento por pasos se realizó con un concentrado de matriz y la edad de la meseta se determinó en 4.46 ± 0.07 Ma (Figura 17) que representa el 66.99 % de Ar liberado y una desviación media ponderada al cuadrado (MSWD) de 20.01, la edad de la meseta es similar a la edad de la isócrona (4.24 ± 0.06 Ma) (Figura 18).

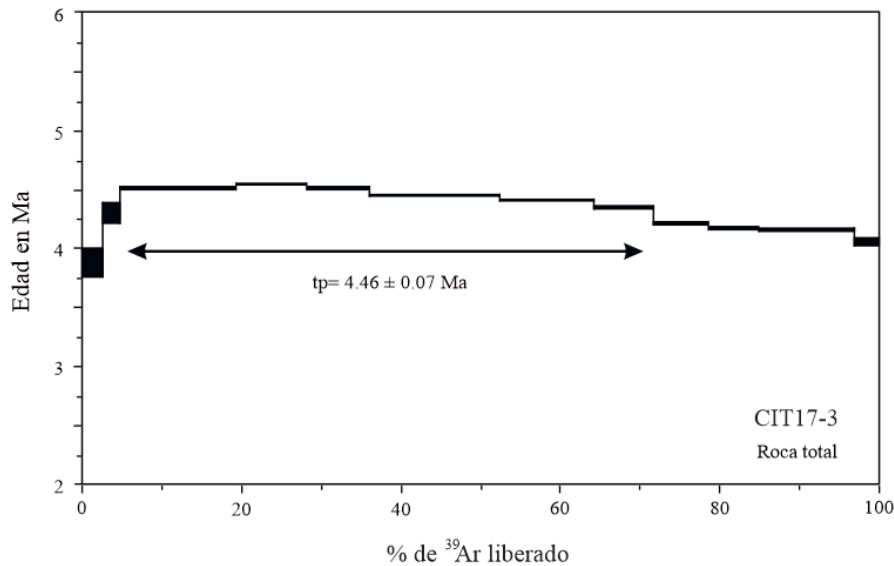


Figura 17. Gráfica de espectro de edad para la muestra CIT17-3. tp: edad de la meseta

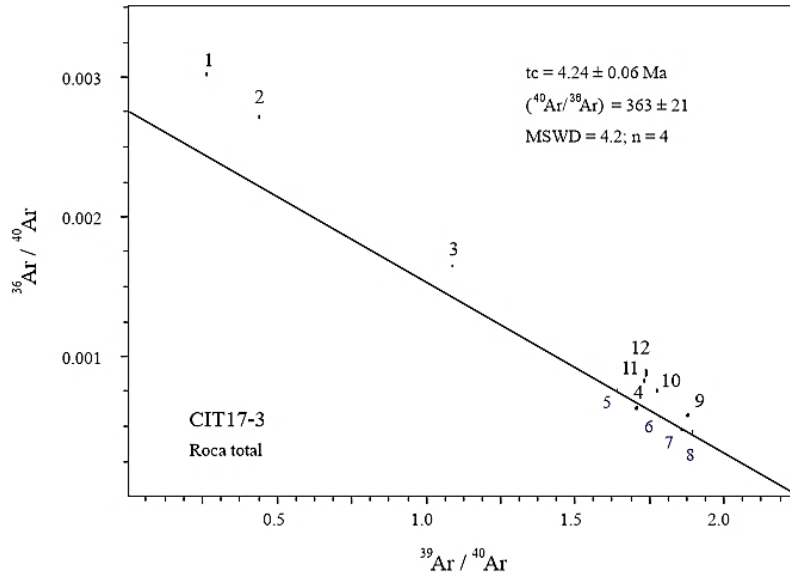


Figura 18. Edad de la isocróna (tc). Muestra CIT17-3.

Tabla 9. Experimento de calentamiento por pasos en roca total (CIT17-3)

Pasos	Pwr	³⁹ Ar	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad (Ma)	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.3	71749	2.51	0.407	0.0128	3.887	0.122	10.76	331.1	0.2465
2	0.5	62191	2.17	0.4502	0.0098	4.299	0.094	19.78	368.4	0.1787
3	0.7	420318	14.68	0.4727	0.0021	4.514	0.02	51.36	607.6	0.3651
4	0.9	250014	8.73	0.4765	0.0015	4.55	0.014	81.29	1579	0.4448
5	1.1	228063	7.96	0.4731	0.0017	4.517	0.016	77.56	1317	0.4289
6	1.3	469490	16.39	0.4665	0.0012	4.455	0.011	83.19	1758.1	0.6943
7	1.45	334058	11.66	0.4623	0.0013	4.414	0.012	85.89	2093.8	0.7872
8	1.6	216881	7.57	0.4557	0.0017	4.351	0.016	86.36	2167.1	0.9572
9	1.78	198239	6.92	0.4416	0.0018	4.217	0.018	82.91	1729.6	1.4105
10	2.1	180750	6.31	0.4379	0.0022	4.182	0.021	77.71	1325.6	1.5596
11	2.7	343949	12	0.4361	0.0018	4.165	0.017	75.5	1206.3	2.34
12	3.5	89105	3.11	0.4251	0.0038	4.06	0.036	73.91	1132.8	3.0569

Tabla 9. Resultados obtenidos para la muestra CIT17-3.

Resultados integrados:

³⁹ Ar	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad (Ma)	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
2864808	100	0.4572	0.001	4.37	0.02	62.36	785	0.9863

J: 0.0052994 +/- 0.0000162

Edad de la meseta: 4.46 ± 0.07 Ma

La media ponderada comprende de la fracción 3 a 8, y representa el 66.99% de ^{39}Ar liberado en 6 fracciones consecutivas, MSWD= 20.1.

Edad de la isocróna: 4.24 ± 0.06 Ma

Andesita del Plioceno (Grupo Tizapán)

La muestra CIT17-7 corresponde a una lava de composición andesítica (Figura 6). El experimento por pasos se realizó sobre una plagioclasa. La gráfica de espectro de edad (Figura 19) determinó una edad de 3.34 ± 0.09 Ma que representa el 99% de gas liberado con un MSWD de 0.03. La edad de la meseta es consistente con la edad de la isocróna de 3.35 ± 0.17 Ma (Figura 20).

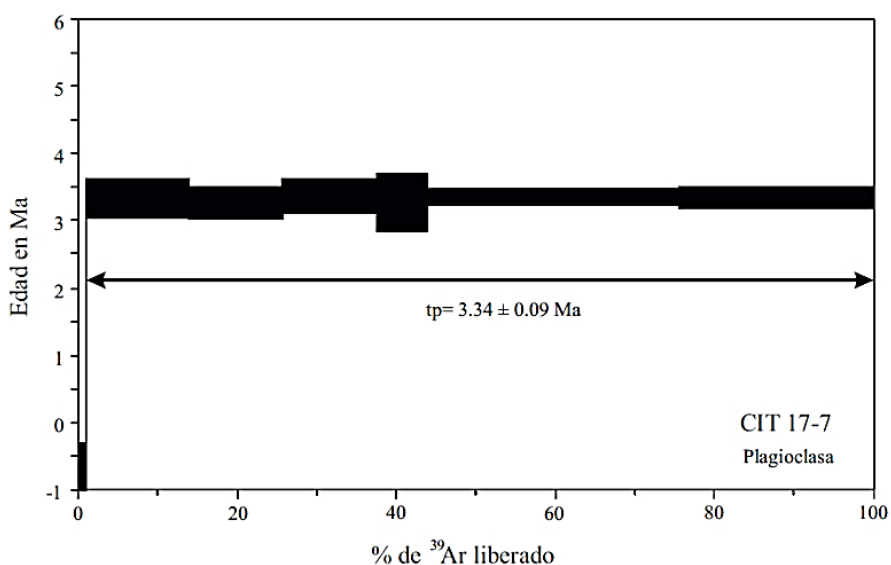


Figura 19. Gráfica de espectro de edad para la muestra CIT17-7. tp: edad de la meseta.

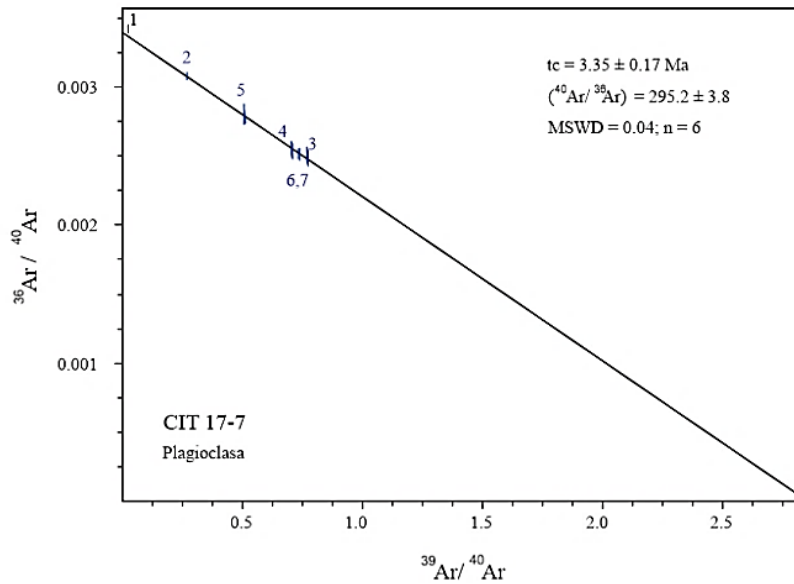


Figura 20. Edad de la isocróna (tc). Muestra CIT17-7.

Tabla 10. Experimento de calentamiento por pasos en roca total (CIT17-7)

Pasos	Pwr	³⁹ Ar	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad (Ma)	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.4	1353	1.01	-0.334	0.302	-3.19	2.89	-0.87	314.7	0.7022
2	1.2	17500	12.91	0.348	0.031	3.32	0.3	9.25	389.3	0.3351
3	2.5	16018	11.77	0.342	0.027	3.27	0.25	26.33	697.3	0.3171
4	3.6	16117	11.83	0.353	0.027	3.37	0.26	24.87	844.4	0.4963
5	4.6	8454	6.21	0.342	0.045	3.27	0.43	17.33	903.6	0.6217
6	5.65	43312	31.78	0.351	0.015	3.35	0.14	25.75	1087.3	0.7339
7	6.7	33391	24.49	0.35	0.017	3.34	0.16	25.83	1018.5	0.8556

Tabla 10. Resultados obtenidos para la muestra CIT17-7.

Resultados integrados:

³⁹ Ar	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad (Ma)	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
136145	100	0.3421	0.011	3.27	0.11	16.42	353.6	27.36

J: 0.0052994 +/- 0.0000162

Edad de la meseta: 3.34 ± 0.09 Ma

La media ponderada comprende de la fracción 2 a 7, y representa el 99 % de ³⁹Ar liberado en 6 fracciones consecutivas, MSWD= 0.03

Edad de la isocróna: 3.35 ± 0.17 Ma

Andesita del Pleistoceno Temprano (Grupo Vulcanismo no Diferenciado)

La muestra CIT17-17 corresponde a una lava de composición andesítica emitida por una falla (Figura 6). El experimento de calentamiento por pasos se realizó con un concentrado de matriz y la edad de la meseta se determinó en 1.35 ± 0.02 Ma (Figura 21) que representa el 60.3% de Ar liberado y un MSWD de 7.9. Dicha edad es consistente con la edad de la isocróna de 1.23 ± 0.03 Ma (Figura 22).

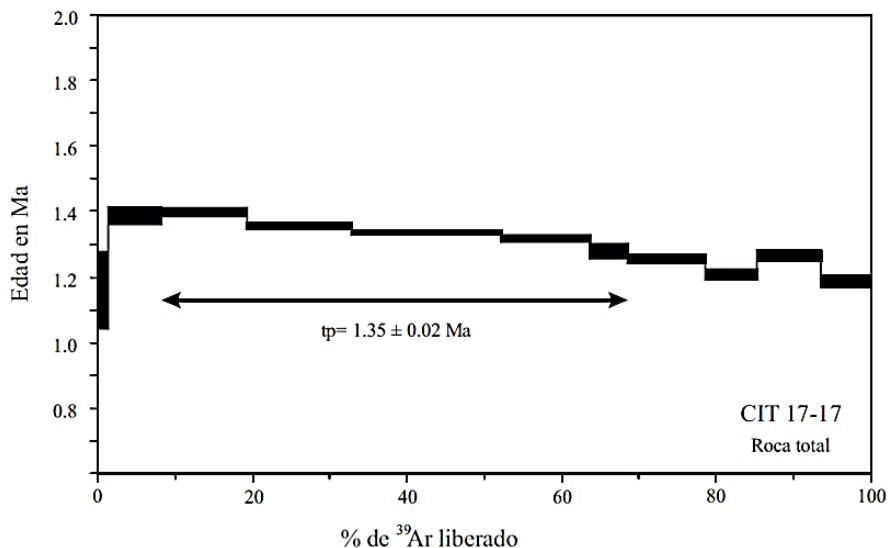


Figura 21. Gráfica de espectro de edad para la muestra CIT17-17. tp: edad de la meseta.

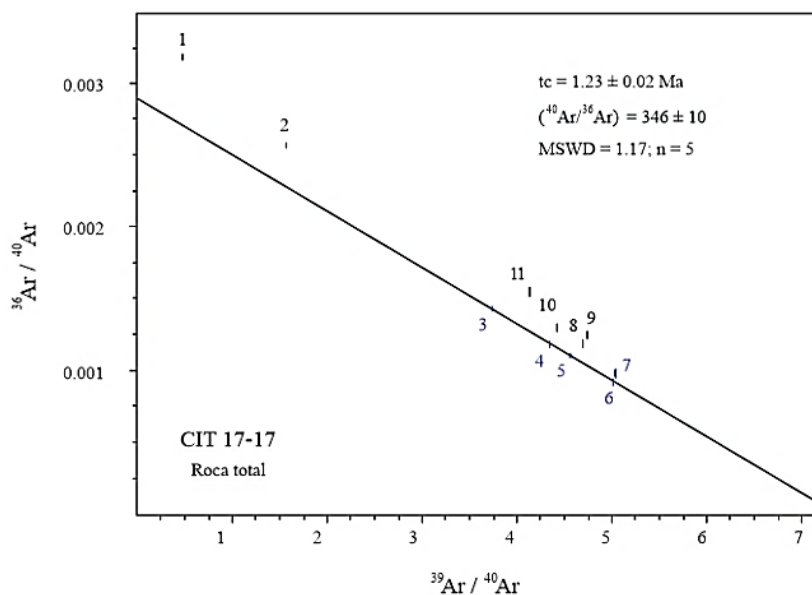


Figura 22. Edad de la isocróna (tc). Muestra CIT17-17.

Tabla 11. Experimento de calentamiento por pasos en roca total (CIT17-17)

Pasos	Pwr	³⁹ Ar	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad (Ma)	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.3	37210	1.47	0.1278	0.0131	1.159	0.118	6.11	314.7	0.7022
2	0.7	170991	6.75	0.1529	0.0032	1.387	0.029	24.1	389.3	0.3351
3	1	282097	11.13	0.1541	0.0014	1.398	0.013	57.62	697.3	0.3171
4	1.3	345079	13.62	0.1496	0.0013	1.357	0.012	65	844.4	0.4963
5	1.55	486805	19.21	0.1474	0.001	1.337	0.009	67.3	903.6	0.6217
6	1.75	289158	11.41	0.1453	0.0014	1.318	0.012	72.82	1087.3	0.7339
7	2	124532	4.91	0.141	0.0025	1.278	0.023	70.99	1018.5	0.8556
8	2.3	255222	10.07	0.1384	0.0017	1.255	0.015	64.9	842	1.1366
9	2.60	169970	6.7	0.1333	0.002	1.209	0.018	63.1	800.9	1.2432
10	3	210612	8.31	0.1393	0.002	1.264	0.018	61.56	768.7	1.319
11	3.5	162868	6.42	0.131	0.0024	1.188	0.022	54.17	644.7	1.9273

Tabla 11. Resultados obtenidos para la muestra CIT17-17.

Resultados integrados:

³⁹ Ar	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad (Ma)	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
2534544	100	0.1444	0.0007	1.31	0.01	51.72	612.1	0.8121

J: 0.0050292 +/- 0.0000374

Edad de la meseta= 1.35 ± 0.02 Ma

La media ponderada comprende de la fracción 3 a 7, y representa el 60.3 % de ³⁹Ar liberado en 5 fracciones consecutivas, MSWD= 7.9

Edad de la isocróna: 1.23 ± 0.03 Ma

5.3 Petrografía

En esta sección, se describen de manera general las características mineralógicas y texturales de las muestras de roca obtenidas en el GC. Las descripciones petrográficas se realizaron con el fin de establecer una relación entre el valor R de las rocas y las características físico-químicas (fracturamiento y alteración) de los minerales o bien, con el tamaño de grano de la matriz.

Traquiandesita basáltica (VND)

La muestra CIT17-1 corresponde a un flujo de lava y presenta una textura traquítica, hipocristalina e inequigranular. Esta muestra se compone de microfenocristales de Ol y Cpx insertos en una matriz microlítica fluidal (Figura 23), compuesta por pequeños cristales de Pl, Ol y Cpx. Los microfenocristales de Ol se presenta en 3 tamaños de forma euهدral a subhedral, además de exhibir texturas esqueletales. Los cristales de Pl que constituyen gran parte de la matriz son de subhedrales a anhedrales y presentan bordes de reacción y fracturamiento.

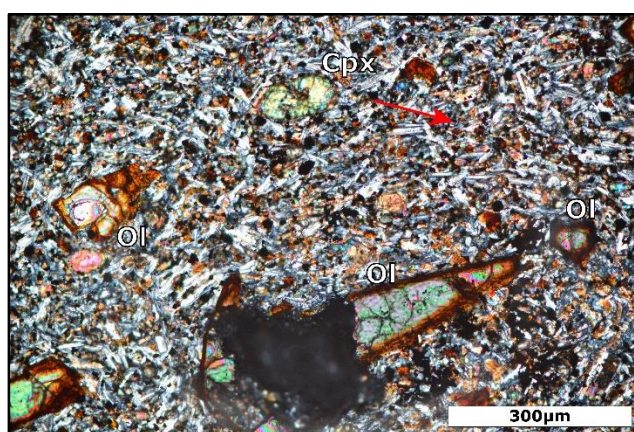


Figura 23. Muestra CIT17-1. Textura microporfídica. Se pueden observar que los microfenocristales de Ol presentan coronas de alteración a iddingsita y fracturas. Nótese la presencia de minerales opacos.

Andesitas (VND)

Este grupo de rocas corresponden a lavas de composición andesítica y está constituido por las muestras CIT17-2, 3 y 17.

La muestra CIT17-2 es una roca hipocristalina de grano fino con textura traquítica. Se caracteriza por la presencia de microfenocristales subhedrales y euهدrales de Pl y Amp embebidos en una matriz de cristales subhedrales y elongados de Pl incipientemente alterados. Los microfenocristales de plagioclasa se encuentran fracturados y presentan bordes de reabsorción, mientras que los fenocristales de Amp exhiben incipientes niveles de alteración.

Por otra parte, la muestra CIT17-3 es una lava porfídica, hipocristalina inequigranular (de grano fino a medio) de 4.44 Ma (Tabla 8). Se caracteriza por tener fenocristales subhedrales-euhedrales de Ol (Figura 24a) y microfenocristales de Pl inmersos en una matriz microlítica compuesta de listones subhedrales de Pl. Los fenocristales de Ol exhiben fracturas, bordes corroídos (golfos), texturas esqueléticas y coronas de iddingsita, mientras los microfenocristales subhedrales de Pl se presentan en 2 tamaños, con bordes de reabsorción, moderadamente fracturados y algunos cristales muestran una textura de tamiz.

La muestra CIT17-17 tiene una edad de 1.35 Ma (Tabla 8) y corresponde a una lava andesítica hipocristalina e inequigranular. La matriz está compuesta por cristalitas de Pl (que se encuentran fracturados y con formas subhedrales a euhedrales) y Cpx subhedrales que se encuentran alterados y fracturados. Inmersos en la matriz de grano fino se encuentran fenocristales de Pl (Figura 24b), altamente fracturados y con bordes de reabsorción, así como microfenocristales subhedrales de Pl y Cpx.

Basalto VND

La muestra CIT17-14 corresponde a una lava de composición basáltica. Se trata de una roca holocristalina e inequigranular (de grano fino a medio) con fenocristales de Ol y microfenocristales de Ol y Pl, todos ellos inmersos en una matriz de microcristales de Pl, Ol y Opx. Los fenocristales y microfenocristales de Ol presentan fracturamiento, texturas esqueléticas, coronas de alteración a iddingsita y golfos (Figuras 25). Por otro lado, los microcristales que constituyen la matriz se presentan fracturados y alterados.

Andesita basáltica (VND)

Las muestras CIT17-9, 10, 11, 12, 13, 15 y 16 son andesitas basálticas del grupo litológico VND y se describen a continuación según su textura.

Textura porfídica

La muestra CIT17-9 es una roca volcánica holocristalina e inequigranular (grano fino a medio). Exhibe fenocristales principalmente de olivino anhedral con texturas esqueléticas,

Opx subhedrales, Cpx subhedrales y Pl euhedrales a subhedrales; estos últimos presentan bordes de reabsorción y fracturas.

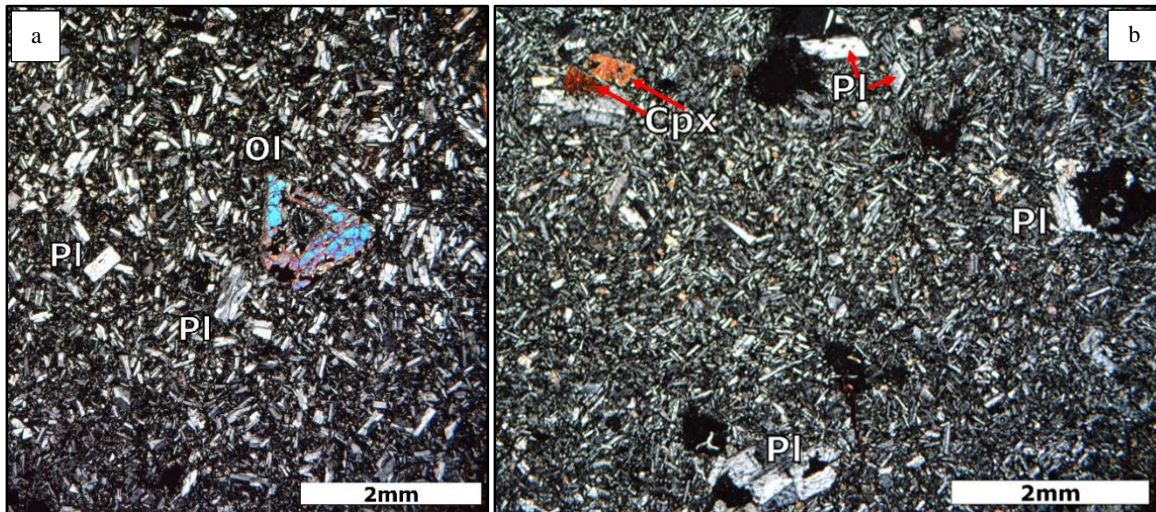


Figura 24. Aquí se muestran algunas fotomicrografías de las andesitas del grupo litológico vulcanismo no diferenciado. a) Muestra CIT17-3. Lava andesítica. Nótese como dentro del fenocristal de Ol se encuentran cristalizados minerales de la matriz. b) Muestra CIT17-17. Andesita porfídica de textura fluidal. Se puede observar en la parte central inferior un glomeroporfido de cristales de Pl y en la parte superior izquierda un glomeroporfido de Cpx y Pl.

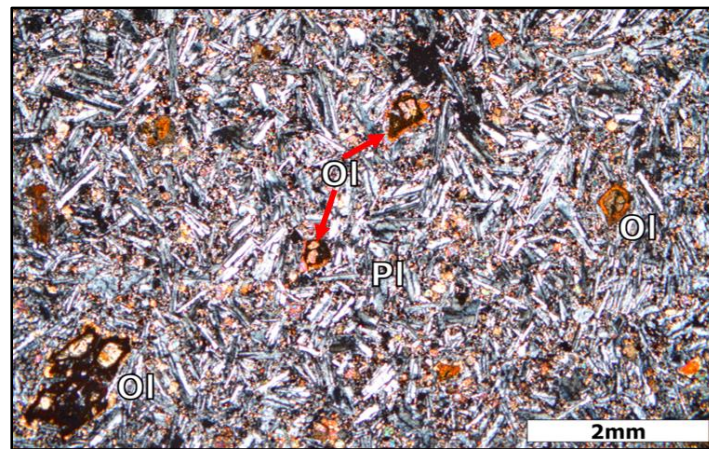


Figura 25. Muestra CIT17-14. Lava de composición basáltica. Aquí se pueden observar las texturas esqueléticas de los fenocristales (esquina inferior izquierda) y microfenocristales (parte central de la fotografía) de Ol.

En tanto la muestra CIT17-10 corresponde a una roca hipocristalina, subideomórfica e inequigranular (grano fino a medio). Se caracteriza por su textura traquítica y por la presencia de fenocristales de Pl embebidos en una matriz de grano fino, ésta se constituye

por microlitos subhedrales de plagioclasas fracturadas y fragmentos de olivino y piroxeno en los intersticios.

La muestra CIT17-13 se caracteriza por ser una roca holocristalina, subideomórfica e inequigranular (grano fino a medio). La matriz está conformada por microcristales subhedrales de plagioclasa que exhiben bordes de reabsorción y ligero fracturamiento. En esta matriz de textura traquítica, están inmersos fenocristales euhedrales de plagioclasa que presenta textura tamiz, fracturas y bordes de reabsorción. Además de microfenocristales de Cpx subhedral.

La muestra CIT17-15 corresponde a una lava hipocristalina, de grano fino a medio con textura traquítica (Figura 26b). Los fenocristales presentes en esta muestra son de Ol y Pl. Los cristales de olivino exhiben coronas de alteración a iddingsita y fracturamiento, mientras que los cristales euhedrales de plagioclasa presentan fracturas y bordes de reabsorción. La matriz en la que están inmersos los cristales descritos anteriormente está compuesta principalmente por listones euhedrales de Pl y microcristales de olivino. Otra característica de esta muestra es la presencia de vesículas.

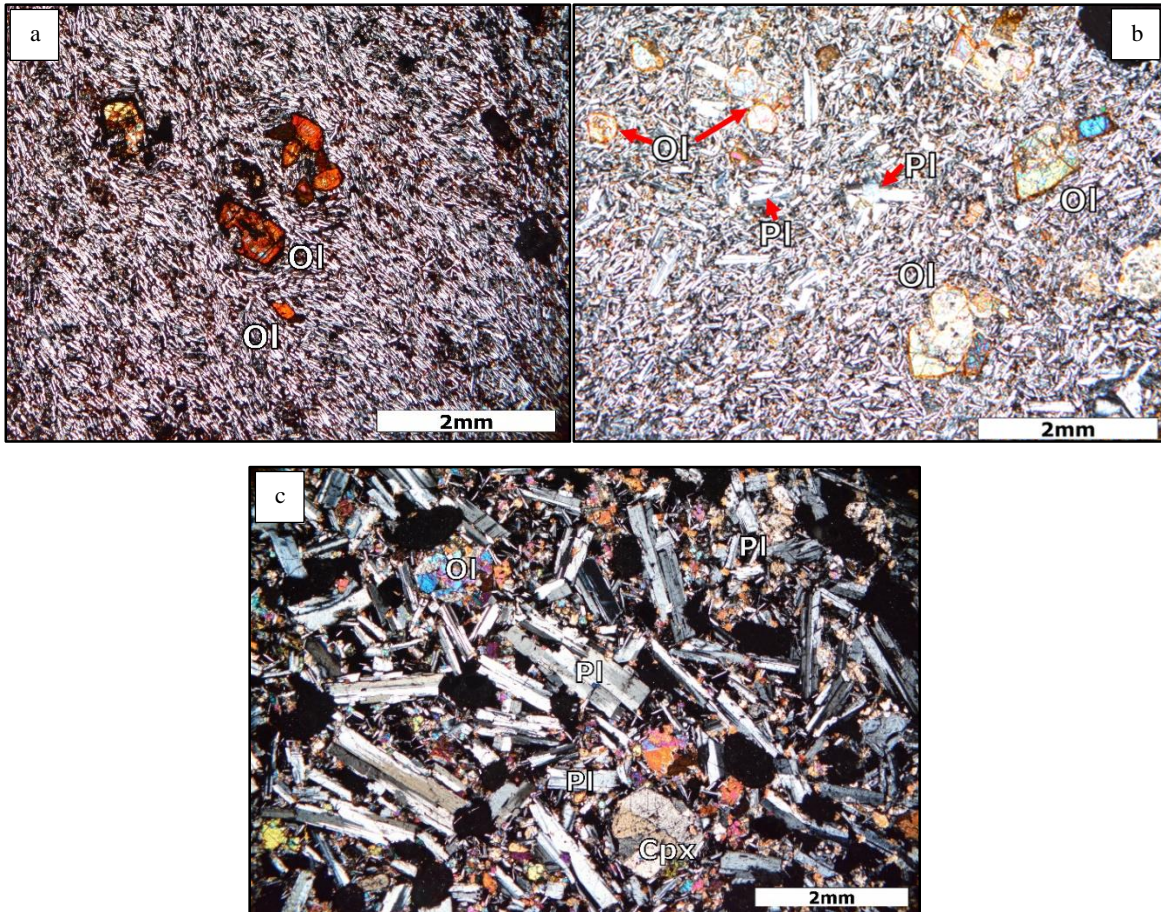


Figura 26. Se presentan las fotomicrografías para las andesitas basálticas del grupo litológico vulcanismo no diferenciado. a) Muestra CIT17-11. Nótese la orientación paralela entre los listones de plagioclasa y la textura esquelética en los microfenocristales de Ol. b) Muestra CIT17-15. Se pueden observar en los fenocristales de olivino las coronas de alteración a iddingsita y la textura traquítica en la orientación de los cristales de Pl que constituyen la matriz. c) Muestras CIT17-16. Aquí se puede notar los bordes de reabsorción en los fenocristales de plagioclasas y las vesículas.

Por último, la muestra CIT17-16 corresponde a una roca hipocristalina, subideomórfica y de grano fino a medio. Se caracteriza por el contenido de fenocristales de Pl, Ol y Cpx (Figura 26c). Éstos varían su forma de euhedral a subhedral y todos presentan fracturamiento. La matriz de la muestra está constituida por vidrio y cristales fracturados de Pl, Cpx y Ol.

Textura microporfídica

La muestra CIT17-11 se trata de una lava hipocristalina, subideomórfica de grano fino. Esta roca de textura traquítica presenta microfenocristales subhedrales de olivino que exhiben coronas de iddingsita, textura esquelética, fracturas y golfos (Figura 26a). Dicho

mineral se encuentra inmerso en una matriz compuesta listones subhedrales y euhedrales de plagioclasas que muestran textura tamiz, fracturas y bordes de reabsorción

La sección delgada etiquetada como CIT17-12 corresponde a una roca volcánica hipocristalina, subideomórfica y de grano fino. La matriz presenta una textura traquítica y está constituida mayoritariamente por microlitos subhedrales de Pl (orientados entre sí) y en menor proporción por clinopiroxenos subhedrales y vidrio. Los principales fenocristales de esta muestra son cristales subhedrales de Pl, Ol y Cpx.

Andesita (GT)

La muestra CIT17-4 es una lava microporfídica, hipocristalina, de grano fino. Se caracteriza por la presencia de microfenocristales de Pl y Opx inmersos en una matriz de textura traquítica (Figura 27a), constituida por cristales fracturados de plagioclasa y en menor proporción vidrio. Los microfenocristales de Opx se presentan de forma subhedral, mientras que los microfenocristales de Pl tienen formas subhedrales y euhedrales, además de presentar fracturas, textura tamiz y bordes de reabsorción.

La muestra CIT17-5 corresponde a una roca volcánica porfídica, hipocristalina e inequigranular (de grano fino a medio). Se caracteriza por la presencia de fenocristales y microfenocristales subhedrales y euhedrales de Ol (Figura 27b), que están contenidos en una matriz de grano fino constituida por microlitos de plagioclasa de 3 distintos tamaños que en conjunto dan una configuración fluidal típica de las texturas traquíticas.

La muestra CIT17-6 (Figura 27c) corresponde a una lava porfídica, hipocristalina e inequigranular. Contiene fenocristales de Pl (euhedrales y fracturados) y Cpx (subhedrales y fracturados), además de microfenocristales de Ol con presencia de coronas de alteración a iddingsita, texturas esqueléticas y fracturamiento. Todos ellos inmersos en una matriz de grano fino compuesta por microlitos de plagioclasa en 3 tamaños, orientados y poco fracturados.

La muestra CIT17-7 es una andesita porfídica de 3.34 Ma (Tabla 8) que posee una matriz hipocristalina de grano fino constituida por microlitos de plagioclasa en dos distintos tamaños. Se caracteriza por la presencia de fenocristales euhedrales a subhedrales de Pl, Cpx

y Opx (Figura 27d). Los fenocristales de plagioclasa presentan bordes de reabsorción y textura tamiz, mientras algunos piroxenos presentan incipientes texturas esqueléticas.

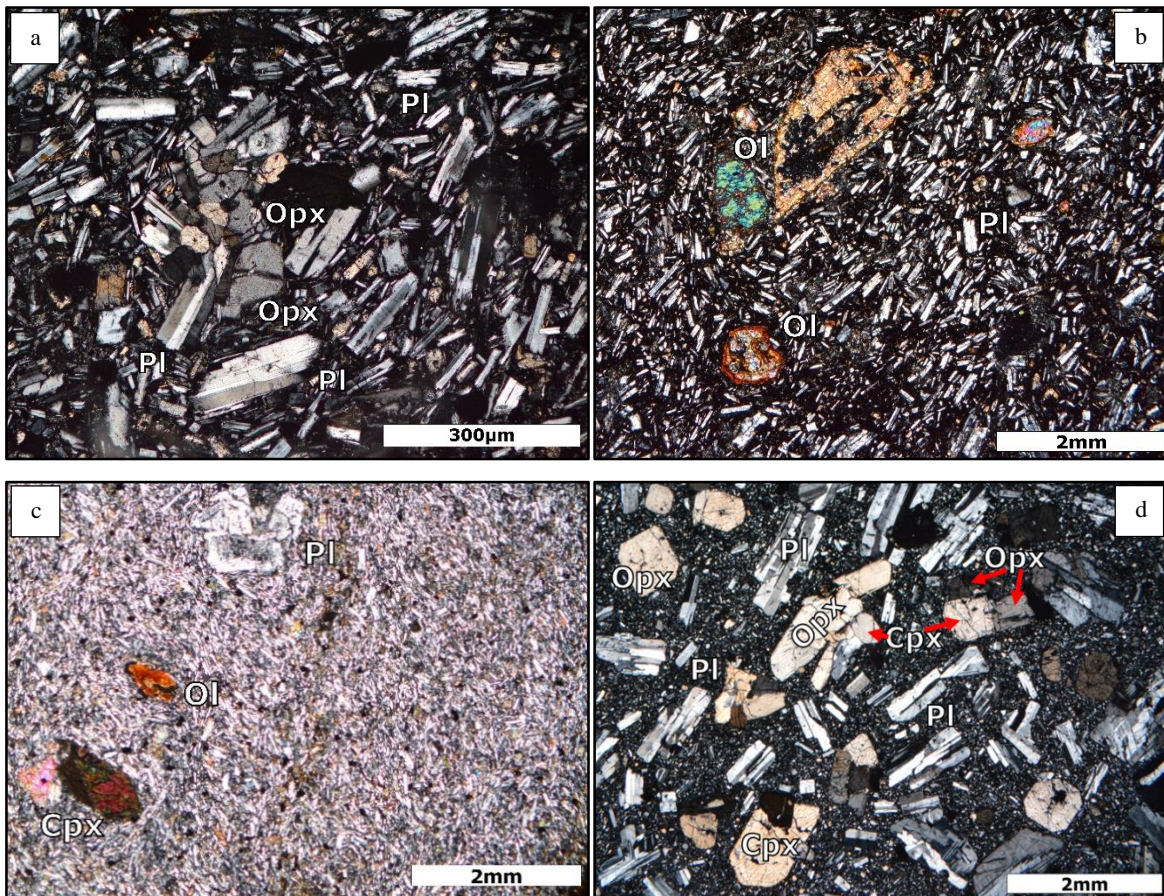


Figura 27. Andesitas del Grupo Tizapán. a) Muestra CIT17-4. En la parte central se observa un glomeroporfido de cristales de Opx y Pl. b) Muestra CIT17-5. Nótese que la mayoría de los microlitos de la matriz están fracturados y tienen formas subhedrales y euhedrales. También se puede ver en los cristales de Ol coronas de alteración a iddingsita y texturas esqueléticas. c) Muestra CIT17-6 lava de porfídica. Los fenocristales de Pl y Cpx, presentan fracturas; en la parte superior central se encuentra una aglomeración de fenocristales de Pl, algunos presentan texturas de desequilibrio (textura tamiz). d) Muestra CIT17-7. En la parte superior derecha de la fotografía se puede observar que los fenocristales de Pl, Opx y Cpx se encuentran fracturados y que las últimas 2 fases minerales forman aglomeraciones.

La muestra CIT17-8 es una lava porfídica, hipocrystalina e inequigranular. Esta roca volcánica tiene fenocristales euhedrales y subhedrales de Pl, Ol, Opx y Cpx, todos ellos fracturados. Los fenocristales de plagioclasa presentan textura tamiz y los de Ol presentan bordes de alteración a iddingsita. La matriz de esta muestra está constituida por cristales de plagioclasa y piroxenos principalmente.

5.4 Resistencia de los materiales

Los valores de resistencia de los materiales obtenidos en campo con el SH tipo N se muestran en la siguiente Tabla.

Tabla 12. Valor R para las rocas del GC								
Clave de la muestra	Valor R	Desviación estándar	Altitud	Tamaño de grano de la matriz	Composición	Grupo litológico	Coordenada X	Coordenada Y
CIT17-1	48.5	9.8	1358	Fino	Traquiandesita basáltica	VND	663472	2222424
CIT17-2	55	9.6	1377	Fino	Andesita	VND	663974	2221610
CIT17-3	62	11.1	1506	Fino a medio	Andesita	VND	671302	2221883
CIT17-4	51	13.9	1500	Fino	Andesita	GT	673514	2222543
CIT17-5	63.5	8.1	1448	Fino a medio	Andesita	GT	672391	2223149
CIT17-6	42	14	1412	Fino	Andesita	GT	675979	2223036
CIT17-7	37	13	1403	Fino	Andesita	GT	675595	2223244
CIT17-8	61	4.6	1434	Fino a medio	Andesita	GT	680507	2223498
CIT17-9	34.5	13.4	1389	Fino a medio	Andesita basáltica	VND	677190	2224624
CIT17-10	41.5	15.3	2030	Fino a medio	Andesita basáltica	VND	691026	2220677
CIT17-11	66	6.1	2014	Fino	Andesita basáltica	VND	691341	2223514
CIT17-12	64	6.9	1896	Fino	Andesita basáltica	VND	691823	2225123
CIT17-13	39.5	16.5	1603	Fino a medio	Andesita basáltica	VND	688562	2225393
CIT17-14	26	14.4	1638	Fino a medio	Basalto	VND	686664	2224680
CIT17-15	58	7.1	1436	Fino a medio	Andesita basáltica	VND	680650	2226529
CIT17-16	43.5	10.8	1419	Fino a medio	Andesita basáltica	VND	676628	2226081
CIT17-17	56	15.2	1401	Fino	Andesita	VND	674055	2226052
MEDIA	49.94							

Tabla 12. Se muestra el valor R determinado para las muestras del GC. VND: Vulcanismo no diferenciado y GT: Grupo Tizapán. El sistema de coordenadas utilizado es UTM, la zona es 13 N y el Datum WGS84.

En la Figura 28 se puede observar una gran dispersión de los datos. Así mismo, en la Figura 29 muestra que la mayoría de las rocas se distribuyen en 3 distintos rangos de resistencia (de moderadamente resistentes a muy resistentes), a excepción de las muestras CIT17-7, 9, 13 y 14. Por otro lado, la Figura 30 exhibe que las muestras CIT17-2, 3, 5, 8, 11, 12, 15 y 17 se distribuyen en el campo de rocas con grado I de intemperismo, las muestras CIT17-1, 4, 6, 10 y 16 corresponden al grado II de intemperismo y las muestras CIT17-7, 9 y 13 al grado III de intemperismo. Es importante señalar que las observaciones realizadas sobre los grados de resistencia e intemperismo de las muestras del GC son únicamente comparativas, ya que la clasificación de Selby (1993) fue hecha para rocas ígneas y la de

Karpuz y Pasamehmetoglu (1997) fue realizada para andesitas expuestas a condiciones ambientales distintas a las de la zona de estudio.

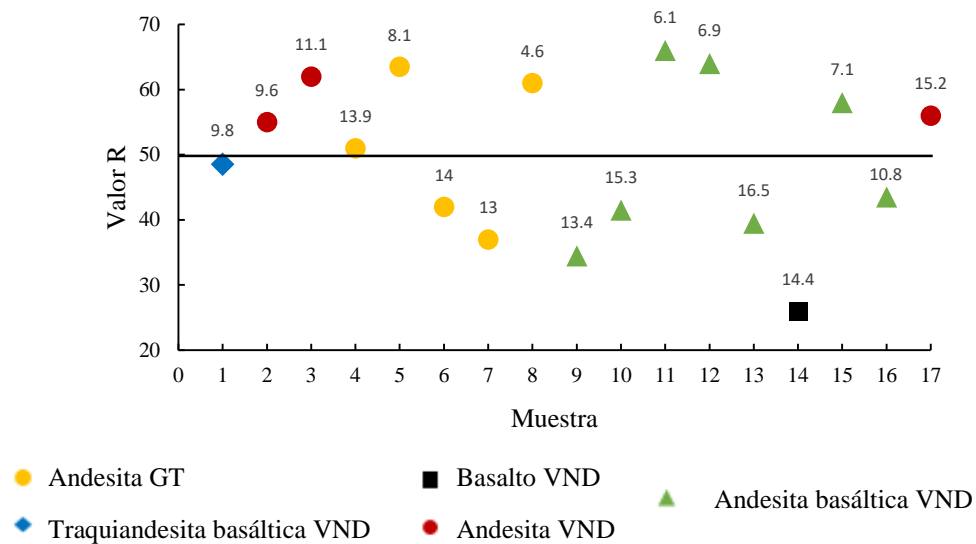


Figura 28. Gráfica de resistencia de los materiales. La línea negra representa la media aritmética de los valores obtenidos en trabajo de campo. Los números que se encuentran encima de los símbolos de las muestras son la desviación estándar para cada una de ellas. GT: Grupo Tizapán y VND: Vulcanismo no diferenciado.

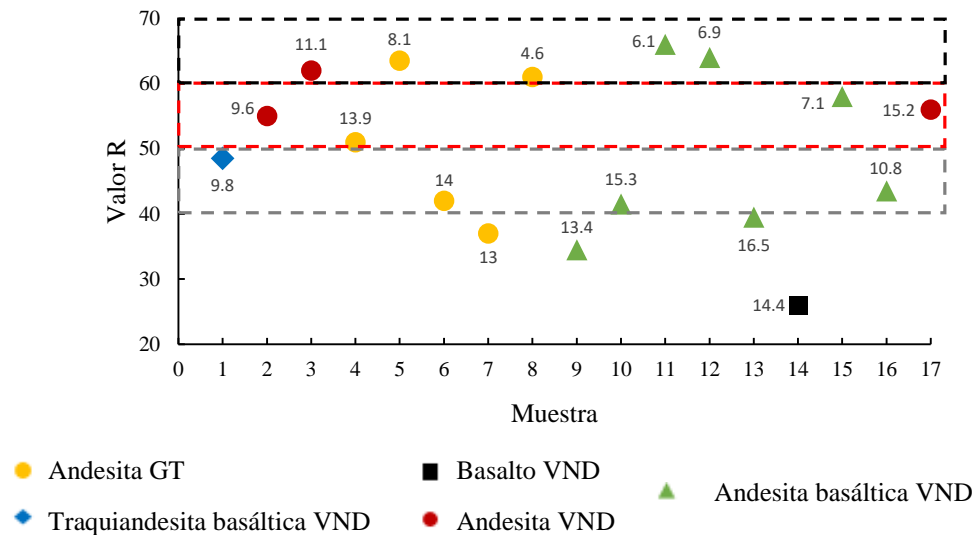


Figura 29. Valor R en las rocas del GC. Los campos delimitados por líneas punteadas representan los rangos de valores de resistencia de las rocas reportados en la Tabla 2, esto permite realizar una comparación con los valores obtenidos por Selby (1993). La línea gris punteada representa el campo de las rocas moderadamente resistentes; el dominio de las rocas resistentes está delimitado por la línea roja punteada, mientras que el campo de las rocas muy resistentes está limitado por la línea negra punteada. Los números que se encuentran encima

de los símbolos de las muestras corresponden a la desviación estándar. GT: Grupo Tizapán y VND: Vulcanismo no diferenciado.

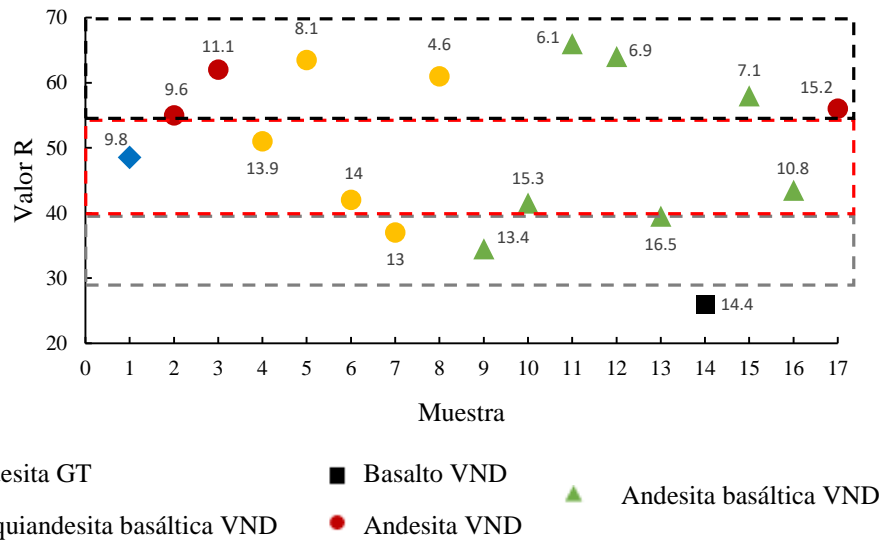


Figura 30. Valor R y grado de intemperismo. Las líneas punteadas corresponden a campos de distintos niveles de intemperismo propuestos por Karpuz y Pasamehmetoglu (1997). Línea negra grado I (roca fresca / no alterada), línea roja grado II (ligeramente manchada / ligeramente alterada) y línea gris grado III (completamente manchada / alterada). Los números que se encuentran encima de los símbolos de las muestras son la desviación estándar para cada una de ellas. GT: Grupo Tizapán y VND: Vulcanismo no diferenciado.

5.5 Morfometría

Hipsometría

El mapa de hipsometría (Figura 31) muestra una división del relieve en 5 rangos altitudinales expresados en metros sobre el nivel del mar. El primero de 1275 a 1400, el segundo de 1400 a 1700, el tercero de 1700 a 2000, el cuarto de 2000 a 2300 y el quinto representa valores altitudinales por encima de los 2300 metros.

Hipsometría del Graben de Cítala, Jalisco

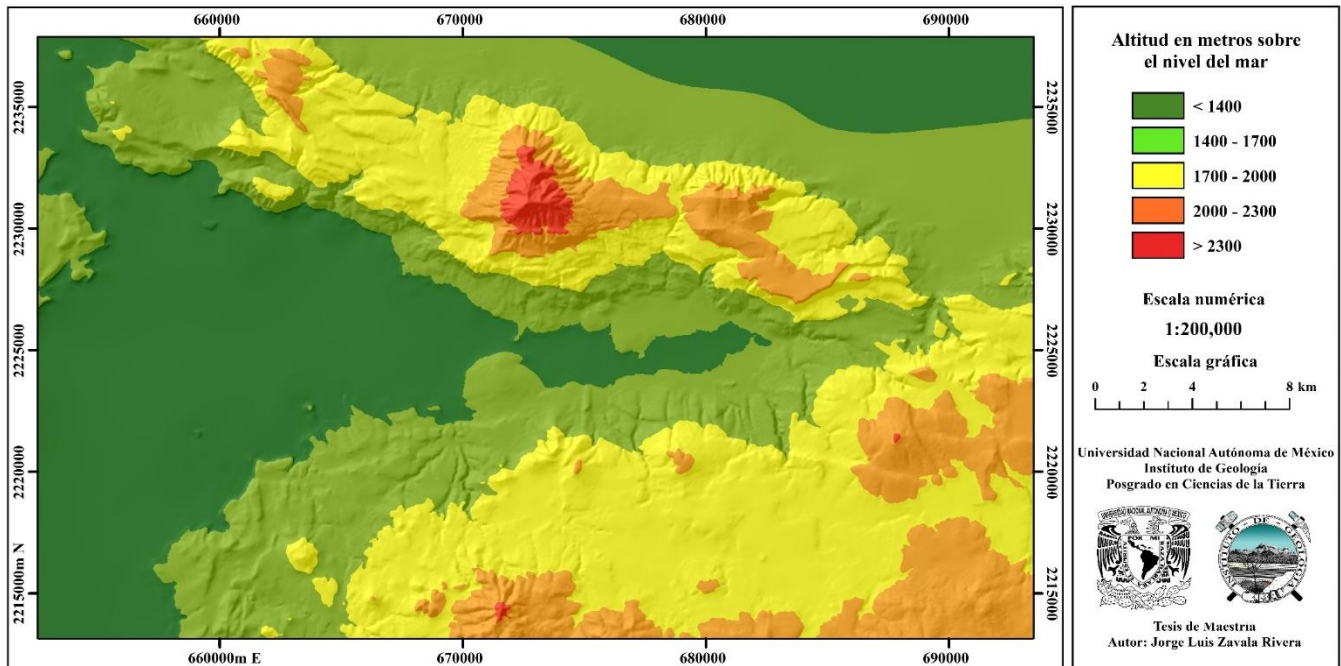


Figura 31. Mapa altimétrico del GC.

Pendientes del terreno

En la Figura 32 se puede ver la distribución de las pendientes del terreno en el GC, además en este mapa se pueden distinguir rasgos geológicos y geomorfológicos. Dentro de los primeros, se pueden apreciar principalmente fallas y estructuras volcánicas como: domos, conos y flujos de lava, mientras que los principales rasgos geomorfológicos corresponden a zonas de acumulación de sedimentos, así como valles y barrancos.

Pendientes del terreno del Graben de Cítala, Jalisco

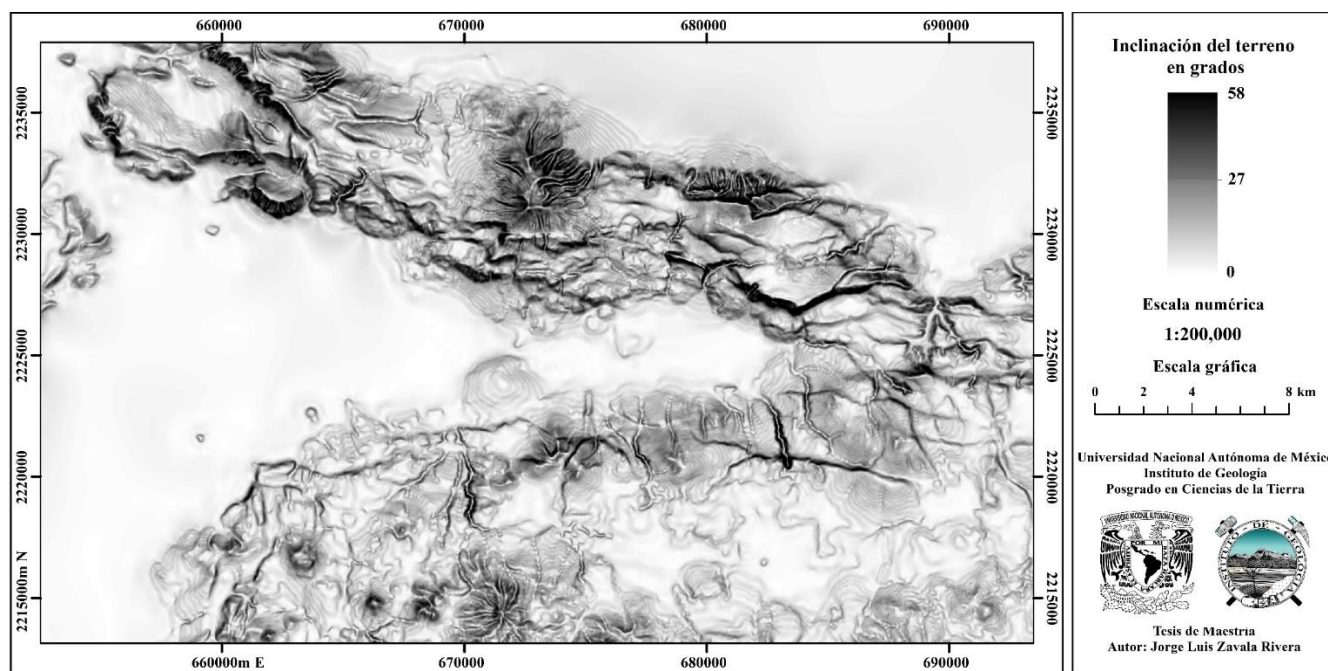


Figura 32. Mapa de pendientes del terreno del GC. Se muestra la distribución de las pendientes en el GC. Este mapa permite identificar los principales rasgos geológicos y geomorfológicos del área de estudio.

Energía del relieve

En el mapa de energía del relieve (Figura 33) se observa que: 1) los valores más altos de energía del relieve se distribuyen en el bloque norte sobre las superficies más inclinadas, 2) los valores intermedios se localizan en zonas moderadamente inclinadas dentro del bloque sur y 3) los valores más bajos de energía del relieve se distribuyen en toda el área de estudio sobre superficies horizontales y subhorizontales.

Órdenes de corrientes

En la Figura 34 se muestra el mapa de órdenes de corrientes, en el cual se puede notar que las corrientes fluviales de orden 1 se desarrollan principalmente en las partes más altas y sobre superficies con altos grados de inclinación, mientras que las corrientes de orden 2 y 3 se desarrollan sobre superficies moderadamente inclinadas. Por último, las corrientes de orden 4 y 5 se distribuyen sobre superficies subhorizontales y horizontales.

Energía del relieve del Graben de Cítala, Jalisco

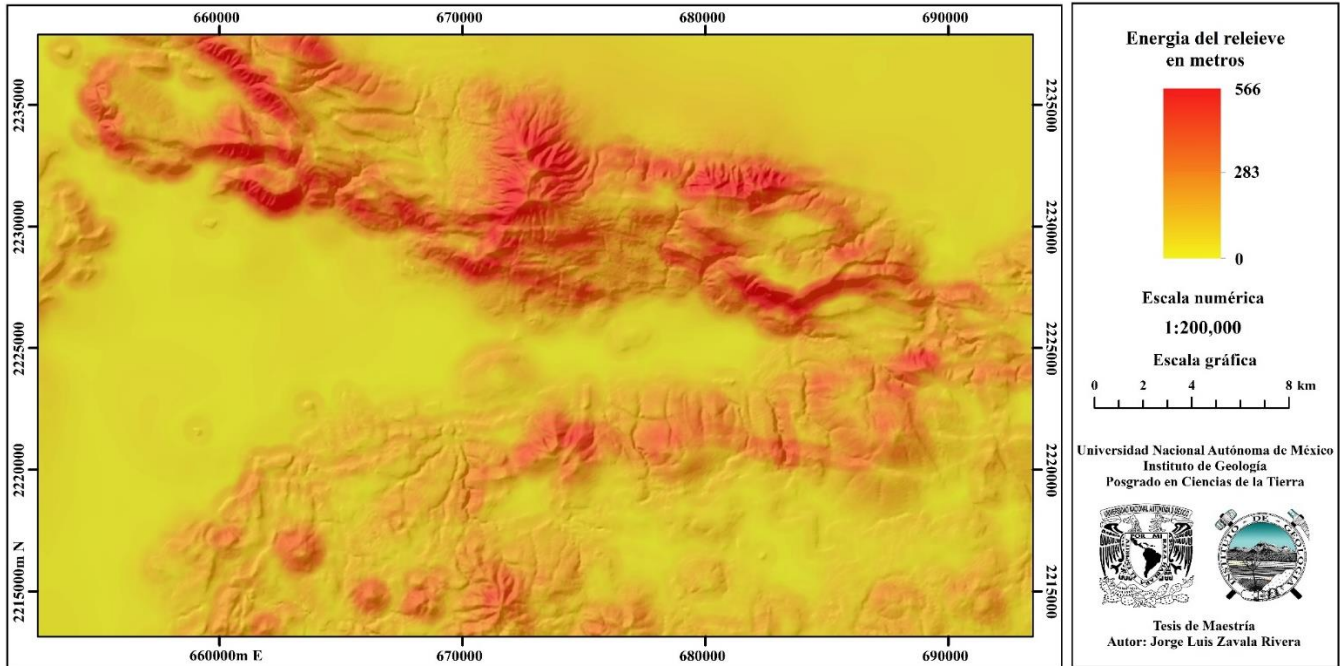


Figura 33. Mapa de energía del relieve del GC. Muestra la intensidad relativa de los procesos endógenos. Los valores más elevados se asocian a procesos de fallamiento y vulcanismo, mientras que los valores más bajos se vinculan a zonas geomorfológicas estables o de deposición de sedimentos.

Órdenes de corrientes del Graben de Cítala, Jalisco

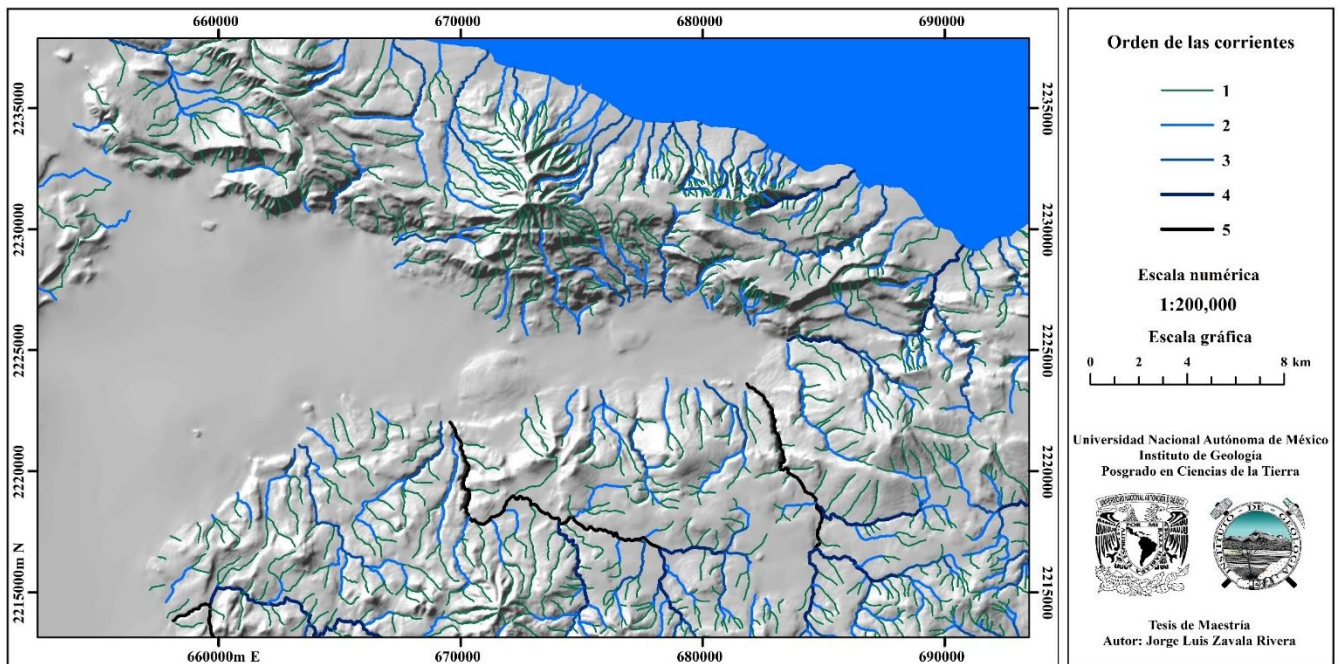


Figura 34. Mapa de Órdenes de corrientes del GC.

Densidad de drenaje

En el mapa de densidad de drenaje (Figura 35) se puede apreciar que los valores de densidad de drenaje clasificados como bajos y muy bajos se distribuyen principalmente en las zonas de acumulación de sedimentos y sobre superficies horizontales y subhorizontales de origen volcánico. Los valores intermedios se localizan sobre superficies moderadamente inclinadas, mientras que los valores de densidad de drenaje clasificados como altas y muy altas se localizan en el norte del área de estudio específicamente sobre la cara norte del estratovolcán Cerro García y al este de ésta estructura volcánica sobre un escarpe de falla normal.

Densidad de drenaje del Graben de Cítala, Jalisco

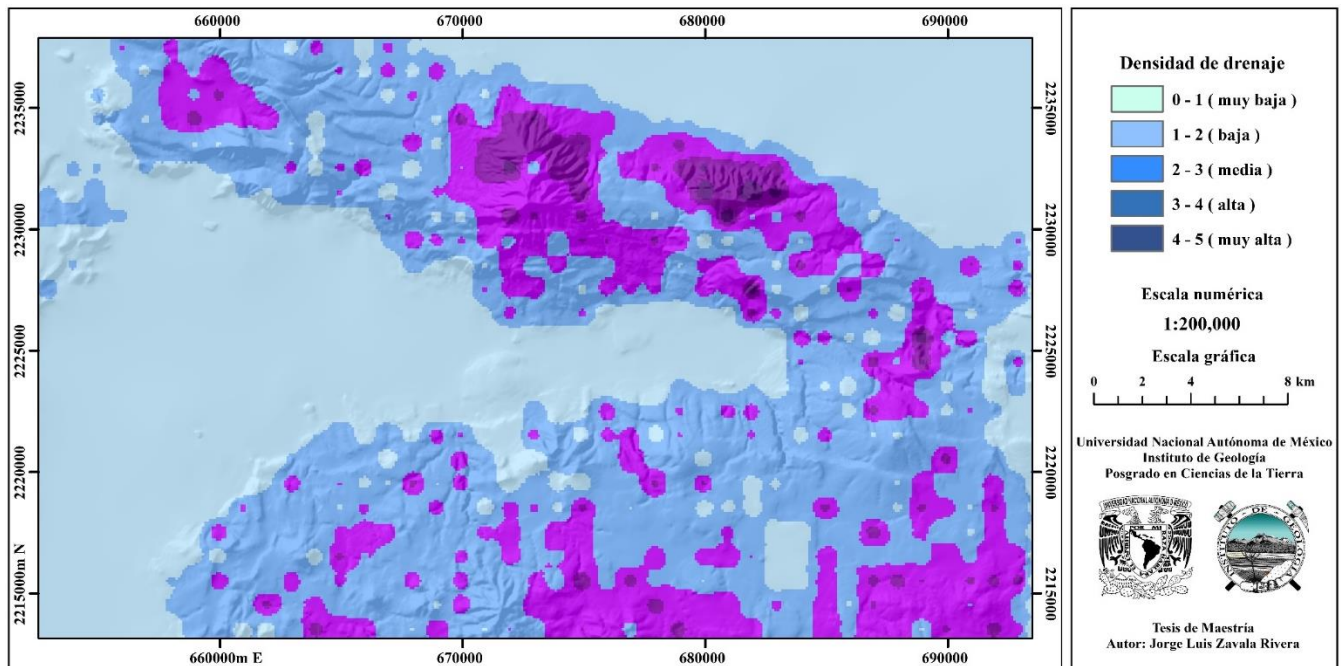


Figura 35. Mapa de densidad de drenaje expresada en km^2/km^2 . Este documento cartográfico muestra la densidad de drenaje en el GC. Los valores clasificados como muy baja y baja representan zonas de estabilidad geomorfológica y zonas de acumulación, mientras que los valores catalogados como alta y muy alta densidad expresan zonas con un mayor potencial erosivo.

Densidad de disección del relieve

En la Figura 36 se muestra el mapa de densidad de disección del relieve, mediante el cual se puede notar que los valores más altos de disección se localizan al norte del GC, sobre

superficies escarpadas e inclinadas, mientras que los valores más bajos se ubican principalmente en planicies y superficies volcánicas subhorizontales.

Densidad de disección del Graben de Cítala, Jalisco

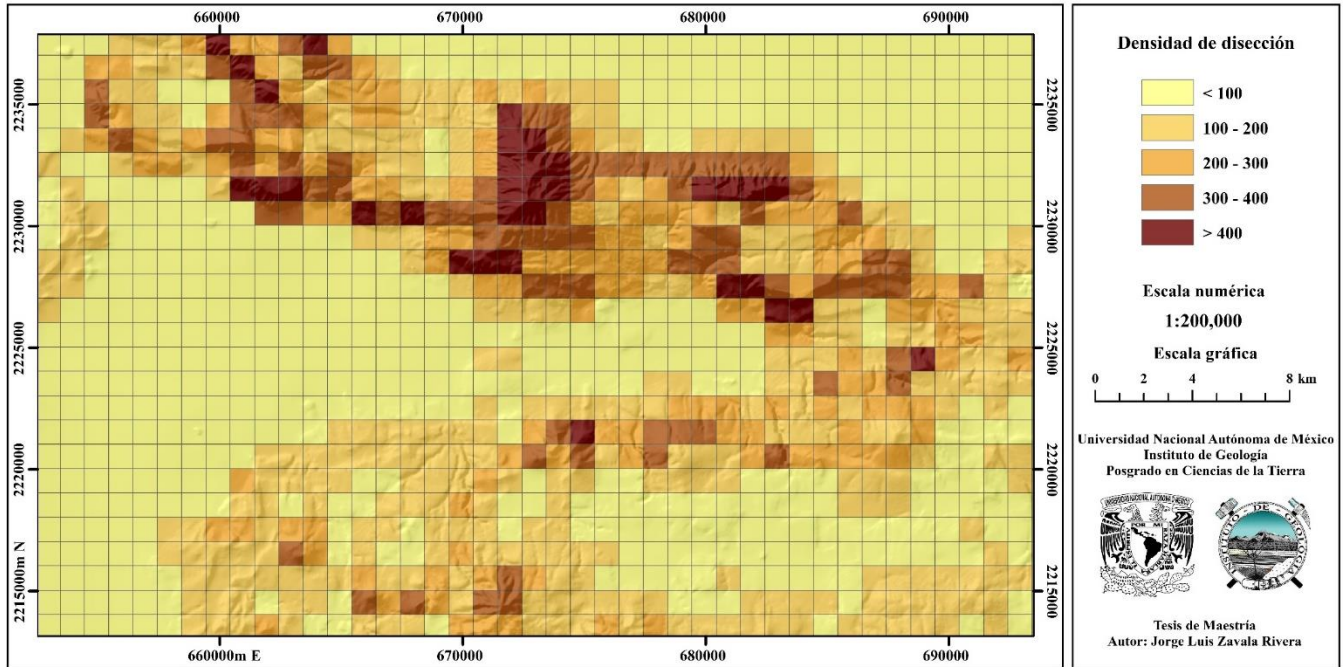


Figura 36. Mapa de disección del relieve en m/km^2 .

Densidad de fracturamiento

En el mapa de densidad de fracturamiento (Figura 37), se observa que los valores más altos de este parámetro se distribuyen al norte del Graben de Cítala.

Densidad de fracturamiento del Graben de Cítala, Jalisco

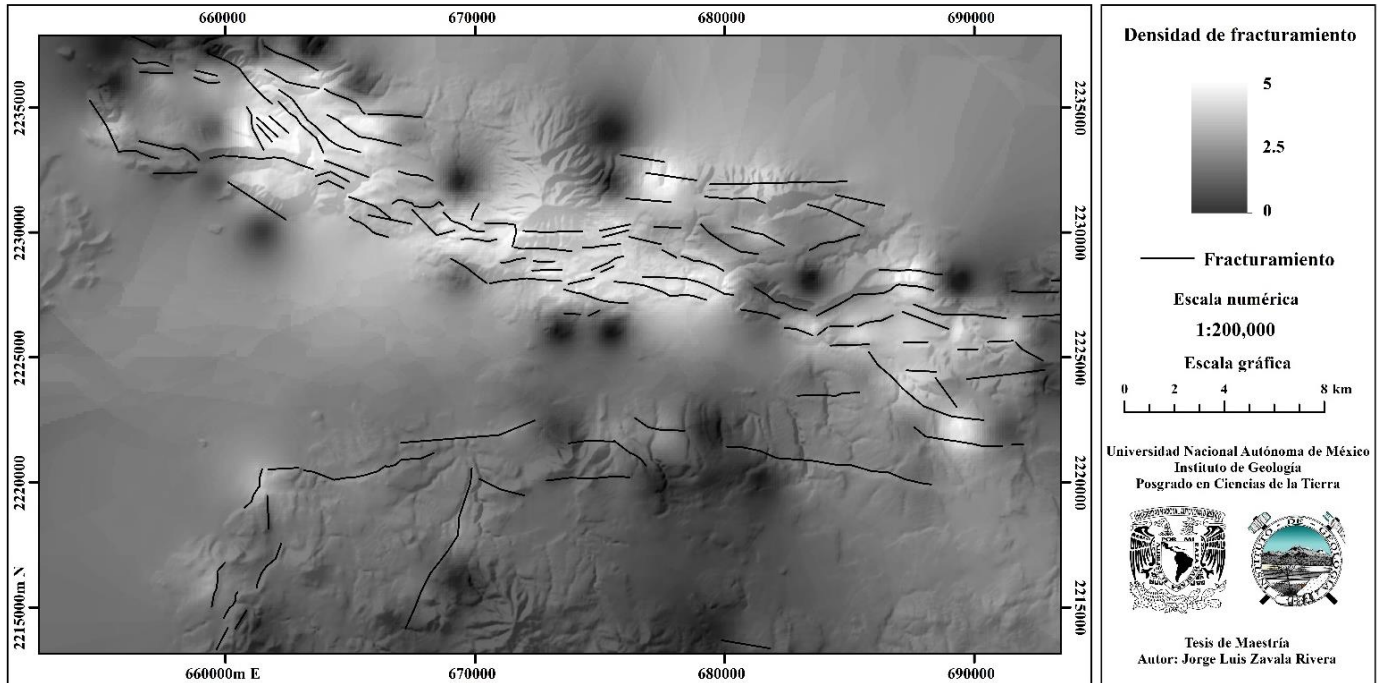


Figura 37. Mapa de densidad de fracturamiento expresada en km/km^2 . Las zonas blancas representan los sectores más afectados por la actividad tectónica.

5.6 Prueba estadística Kolmogorov-Smirnov para dos muestras y gráficos de dispersión de datos morfométricos

Para la prueba estadística y los gráficos de dispersión de datos morfométricos se elaboró el mapa de unidades del relieve (Figura 38), y la base de datos morfométricos (Tabla 13). Los resultados de las pruebas K-S con un α de 0.05 (Tablas 14, 15 y 16) muestran que en todos los casos $D > D_c$. En cuanto a los gráficos de dispersión, la Figura 39 exhibe que las unidades del relieve que presentan los valores más altos de densidad de fracturamiento son las que se localizan, al norte del GC. Por otro lado, las Figuras 40 y 41 muestran un grado de correlación positiva entre las variables graficadas, pero con una mayor dispersión de los datos en la gráfica de pendientes del terreno vs. densidad de disección.

Unidades del relieve del Graben de Cítala, Jalisco

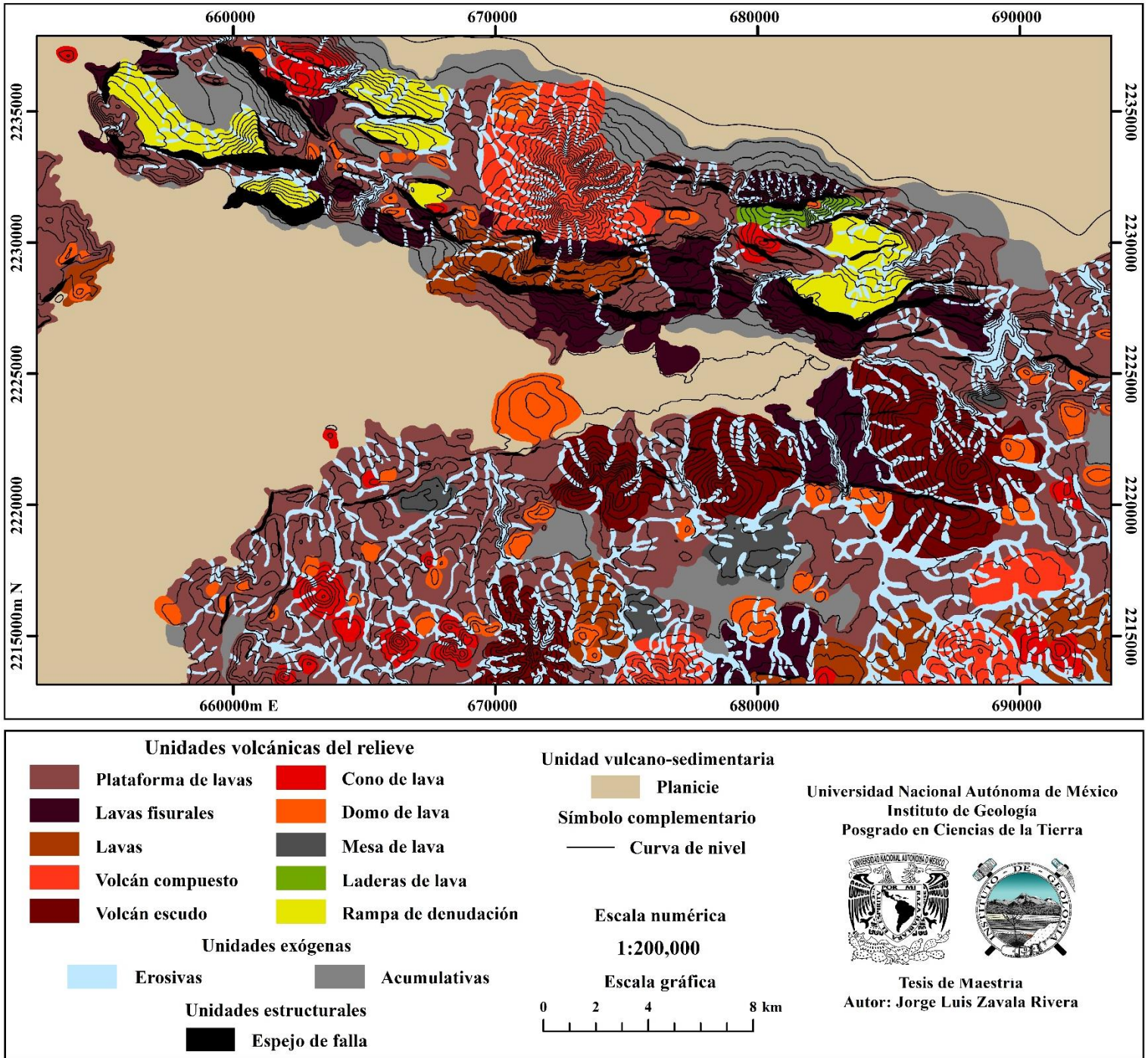


Figura 38. Mapa de unidades del relieve. Las zonas en color gris corresponden a unidades exógenas del relieve, las cuales fueron descartadas para el test estadístico de Kolmogorov – Smirnov.

Tabla 13. Datos morfométricos para las unidades del relieve del GC

Unidad del relieve	Identificador	Posición	Coordenada X	Coordenada Y	Σ (DD)	S (DD)	Σ (PT)	S (PT)	Σ (ER)	S (ER)	Σ (DF)	S (DF)
Plataforma de lavas	1	Sur	669512.68	2215277.94	180.25	73.77	11.72	7.92	161.68	69.66	1.35	0.24
	2	Sur	687103.95	2218037.97	65.83	40.32	3.48	3.89	54.93	34.71	1.73	0.35
	3	Sur	664447.90	2217868.78	142.19	55.88	8.81	6.76	124.85	52.81	1.77	0.26
	4	Norte	657413.32	2233484.02	258.41	70.02	17.70	9.67	252.64	78.51	2.19	0.56
	5	Norte	660269.52	2237357.96	277.98	121.13	15.28	8.31	225.89	100.32	1.35	0.61
	6	Norte	657092.60	2236487.73	186.62	24.87	15.87	6.99	157.83	10.43	1.93	0.37
	7	Norte	689221.28	2226962.95	189.82	86.41	11.35	9.04	169.41	80.59	2.25	0.69
	8	Norte	666192.30	2233338.13	206.92	94.75	12.02	9.09	174.34	88.29	3.09	0.81
	9	Norte	675457.65	2227904.50	269.73	46.65	12.54	7.72	217.50	53.01	3.95	0.36
	10	Norte	670118.74	2227621.68	206.38	117.93	10.49	8.80	188.82	118.08	2.46	0.38
	11	Norte	672131.89	2226048.44	125.56	61.84	5.12	2.95	92.54	37.01	2.14	0.29
	12	Norte	678718.83	2230934.44	266.98	76.77	14.72	9.65	230.62	73.10	2.77	0.60
	13	Norte	652616.20	2230038.95	120.26	38.47	8.17	6.53	111.04	45.39	1.96	0.04
	14	Sur	676268.80	2219063.56	99.01	52.75	5.98	5.46	86.95	45.84	1.38	0.33
	15	Sur	663032.15	2218632.88	121.60	54.66	8.36	6.08	104.46	26.60	1.87	0.07
Lavas fisurales	16	Norte	669693.51	2230940.03	280.17	40.40	9.44	3.46	186.02	35.45	2.81	0.36
	17	Norte	673438.59	2229700.40	365.99	51.55	20.88	9.99	324.26	37.68	3.48	0.12
	18	Sur	681939.29	2222260.13	176.77	62.33	11.00	7.52	161.53	64.60	1.54	0.09
	19	Sur	683509.53	2222801.85	162.77	52.88	10.03	7.83	151.95	60.09	1.82	0.16
	20	Norte	682047.86	2226924.56	374.75	109.89	18.81	9.47	323.72	87.34	2.44	0.51
	21	Norte	687919.27	2227031.74	274.03	66.63	15.48	10.03	218.29	69.36	3.05	0.47
	22	Norte	657196.30	2236986.64	171.39	13.44	12.51	6.43	162.29	24.33	1.33	0.22
	23	Norte	654943.78	2236419.08	268.75	38.80	16.66	9.09	216.91	72.33	0.81	0.09
	24	Norte	654883.83	2233755.60	225.03	87.92	16.39	8.95	216.69	107.98	2.42	0.19
	25	Norte	666672.11	2230521.71	350.36	91.74	19.80	6.84	321.34	52.95	3.11	0.13
	26	Norte	665223.42	2230782.61	270.23	85.47	19.24	6.35	290.64	54.64	3.08	0.10
	27	Norte	681148.23	2232121.32	388.14	76.08	26.24	9.52	385.32	77.33	2.80	0.21
	28	Norte	663398.79	2235091.45	246.30	67.11	11.89	6.55	198.18	40.31	3.71	0.29
	29	Norte	663272.06	2232043.14	383.17	23.11	15.81	6.16	317.48	70.43	3.28	0.04
	30	Norte	664284.86	2231985.95	343.20	40.95	18.53	7.63	325.59	44.66	3.35	0.04
	31	Norte	674319.66	2226615.75	184.73	112.14	10.43	7.99	165.29	100.45	2.28	0.87
	32	Norte	677735.17	2228425.83	231.87	68.42	12.04	6.57	202.28	51.94	3.53	0.39
	33	Norte	686264.11	2228003.71	321.04	34.61	15.71	8.30	287.08	48.46	2.84	0.29
	34	Sur	680743.42	2214629.77	91.96	27.76	4.65	3.24	74.83	24.48	1.08	0.27
	35	Sur	678846.01	2213470.43	131.16	31.09	7.88	3.56	99.61	13.18	0.72	0.07

Tabla 13. Datos morfométricos para las unidades del relieve del GC (Continuación)

Unidad del relieve	Identificador	Posición	Coordenada X	Coordenada Y	Ƴ (DD)	S (DD)	Ƴ (PT)	S (PT)	Ƴ (ER)	S (ER)	Ƴ (DF)	S (DF)
Lavas	36	Sur	668673.59	2228864.67	222.66	70.90	10.36	7.53	178.20	69.60	2.95	0.40
	37	Sur	683100.41	2213951.74	120.83	9.42	6.88	3.80	104.14	22.91	1.35	0.02
	38	Sur	680721.38	2213114.97	129.62	7.85	6.53	4.57	98.85	18.42	1.10	0.19
	39	Sur	691415.19	2215755.76	139.61	29.17	8.17	3.83	117.63	23.50	2.07	0.07
	40	Sur	691242.52	2213529.55	86.59	22.40	4.96	2.78	77.13	25.49	1.96	0.05
	41	Sur	693437.16	2214656.41	85.46	44.23	5.38	3.63	79.75	31.63	2.01	0.06
	42	Norte	654390.92	2228572.21	118.27	30.52	8.14	5.09	129.92	29.51	2.01	0.05
	43	Sur	674213.28	2215263.10	151.77	17.46	9.03	4.92	137.12	28.71	1.40	0.04
	44	Sur	673504.94	2216805.18	146.72	32.62	8.57	3.71	132.67	29.18	1.51	0.05
	45	Sur	685415.02	2214479.65	95.05	19.74	4.99	3.06	79.41	17.58	1.58	0.11
46	Norte	672112.07	2229134.48	330.13	81.55	16.88	9.13	297.22	69.16	3.55	0.34	
Volcán compuesto	47	Sur	689968.03	2217203.01	71.05	24.06	3.91	2.82	57.93	20.88	2.10	0.09
	48	Norte	672551.13	2232692.19	348.03	134.79	18.51	9.64	288.66	112.57	2.43	0.60
	49	Sur	676351.09	2213605.96	176.27	37.84	12.23	6.45	165.83	42.80	1.09	0.13
	50	Sur	688258.40	2213548.69	139.16	28.19	9.39	4.30	127.97	31.61	1.80	0.09
Volcán escudo	51	Sur	671180.54	2214763.91	237.16	61.11	17.15	7.05	218.08	55.87	1.29	0.11
	52	Sur	687018.13	2221613.17	183.78	70.29	10.19	6.32	159.90	66.31	2.26	0.42
	53	Sur	679273.98	2221580.75	227.29	84.96	13.04	5.49	204.89	55.90	1.17	0.36
	54	Sur	674323.11	2220986.85	262.88	93.36	15.46	8.40	238.80	79.71	1.51	0.28
Cono de lava	55	Sur	668929.19	2214910.62	240.45	0.73	17.79	8.61	210.61	48.57	1.12	0.05
	56	Sur	682513.82	2213395.49	135.69	1.89	11.48	4.32	129.87	17.88	1.31	0.02
	57	Sur	691767.98	2214243.95	149.61	38.89	11.56	4.80	155.93	29.66	2.00	0.04
	58	Sur	690407.03	2214683.68	127.04	18.86	9.07	3.54	130.56	31.49	1.94	0.07
	59	Sur	664400.73	2215339.25	114.58	10.03	6.51	4.30	75.78	17.62	1.57	0.02
	60	Sur	661955.64	2213466.19	225.53	0.00	20.22	7.47	223.65	27.51	1.05	0.08
	61	Sur	662850.47	2213937.29	118.93	21.84	13.31	5.69	135.12	24.02	1.30	0.05
	62	Sur	691804.58	2220474.00	120.68	18.16	11.04	5.99	119.91	14.23	1.91	0.08
	63	Sur	663754.62	2222533.13	56.79	2.44	9.88	5.44	56.65	0.72	2.00	0.01
	64	Sur	665270.18	2220955.85	159.51	33.91	8.26	2.37	95.82	14.45	1.97	0.02
	65	Norte	662859.66	2236554.80	278.88	86.39	17.87	10.17	243.14	78.57	2.50	0.89
	66	Norte	653657.18	2237158.90	85.52	18.75	13.09	6.76	96.84	2.97	1.18	0.06
	67	Norte	667773.41	2231307.97	151.46	20.41	14.49	9.94	213.71	50.86	2.80	0.05
	68	Norte	679977.25	2229985.09	287.75	61.18	17.11	8.12	271.25	51.40	2.35	0.25
	69	Sur	668788.61	2214189.92	203.16	64.30	19.11	7.64	201.36	18.31	1.19	0.01
	70	Sur	668092.53	2214502.17	295.82	20.14	22.58	7.98	276.61	22.74	1.15	0.08
	71	Sur	668212.42	2215403.39	195.68	24.80	16.87	6.28	204.83	37.77	1.37	0.11
	72	Sur	666318.44	2214724.51	240.11	57.90	15.59	7.94	245.15	46.40	1.37	0.12
73	Sur	667424.28	2217881.19	145.70	39.09	16.29	5.84	151.49	11.56	1.73	0.02	
74	Sur	663350.88	2216646.20	260.70	61.33	16.19	6.57	252.14	38.15	1.68	0.04	

Tabla 13. Datos morfométricos para las unidades del relieve del GC (Continuación)

Unidad del relieve	Identificador	Posición	Coordenada X	Coordenada Y	Σ (DD)	S (DD)	Σ (PT)	S (PT)	Σ (ER)	S (ER)	Σ (DF)	S (DF)
Domo de lava	1	Sur	667297.25	2215488.58	164.13	13.29	6.89	3.81	98.05	22.17	1.64	0.11
	2	Sur	669884.89	2215249.47	154.36	3.35	11.72	7.24	132.92	17.39	0.94	0.06
	3	Sur	669174.90	2215496.93	229.97	26.62	16.03	6.37	195.59	27.54	0.83	0.12
	4	Sur	667945.08	2217815.36	98.73	17.75	9.64	4.72	106.85	10.99	1.73	0.02
	5	Sur	667660.98	2217209.98	95.55	19.82	8.28	5.48	93.19	23.37	1.67	0.01
	6	Sur	662940.48	2217648.33	263.03	27.76	11.08	4.30	180.76	55.40	1.76	0.02
	7	Norte	670785.58	2235312.82	198.10	42.09	11.75	4.24	181.05	31.89	2.35	0.05
	8	Sur	689549.19	2219585.67	53.77	14.26	5.49	2.56	53.70	11.24	2.29	0.02
	9	Sur	690188.68	2219783.36	57.54	17.54	3.94	2.77	46.26	8.11	2.29	0.05
	10	Sur	689935.28	2222071.68	113.64	36.32	7.43	4.27	100.45	20.42	3.20	0.50
	11	Sur	673781.13	2214226.28	151.61	17.44	10.54	4.71	106.51	12.84	1.36	0.01
	12	Sur	673462.63	2215076.36	181.13	34.44	12.36	4.62	151.95	28.27	1.40	0.02
	13	Sur	677273.65	2219081.04	81.18	26.87	8.47	5.62	80.22	14.52	0.95	0.10
	14	Sur	671451.55	2223704.87	103.48	31.18	5.75	3.03	88.95	25.85	1.81	0.12
	15	Sur	682252.70	2220370.55	224.35	76.94	9.10	7.83	149.37	69.29	1.22	0.26
	16	Sur	684270.67	2220056.32	192.66	87.75	10.87	8.76	172.06	76.82	1.97	0.03
	17	Sur	664607.56	2216355.28	106.17	57.36	6.30	4.29	88.54	19.12	1.66	0.01
	18	Sur	665244.54	2218230.86	59.35	18.93	4.97	2.49	45.88	4.17	1.83	0.02
	19	Norte	664080.91	2232893.45	289.59	29.23	13.89	4.30	120.37	11.51	3.62	0.06
	20	Norte	663024.01	2233391.64	274.98	7.82	20.70	8.76	246.35	48.35	4.06	0.19
	21	Sur	681696.09	2217023.39	30.99	15.81	2.47	3.10	30.75	8.60	1.27	0.02
	22	Sur	682406.20	2216546.22	30.70	3.97	5.12	4.11	30.07	0.22	1.34	0.03
	23	Sur	693008.55	2221165.08	104.73	14.65	8.60	4.62	91.26	9.35	1.76	0.04
	24	Sur	692018.41	2223302.78	133.47	17.93	10.87	7.22	137.17	41.41	1.69	0.15
	25	Sur	660344.32	2216903.19	181.03	34.97	19.33	6.80	213.20	30.85	1.88	0.06
	26	Sur	659211.62	2216798.65	112.69	13.60	7.30	5.28	128.70	21.23	2.18	0.05
	27	Sur	659606.81	2216183.89	161.13	17.04	12.35	6.46	123.32	8.87	2.39	0.04
	28	Sur	657490.73	2215936.72	87.88	18.81	6.41	2.82	81.65	11.46	1.95	0.03
	29	Sur	661544.08	2215860.00	119.79	30.79	15.95	8.87	134.32	2.70	1.64	0.01
	30	Sur	665878.88	2221104.17	131.92	13.55	7.26	3.77	70.15	13.35	1.91	0.03
	31	Sur	670876.62	2218440.29	171.30	16.96	9.94	7.32	141.13	59.38	1.75	0.05
	32	Sur	671714.76	2219690.20	177.33	62.17	15.36	6.55	175.03	38.23	1.65	0.01
	33	Norte	665955.03	2231649.47	291.60	0.00	12.88	5.01	210.58	40.37	3.26	0.07
	34	Norte	666070.33	2231192.46	289.91	29.48	18.63	8.95	243.71	54.56	3.11	0.07
	35	Norte	667810.35	2233090.93	127.47	1.58	9.71	4.24	88.19	11.66	2.48	0.04
	36	Norte	665701.34	2233272.67	164.78	9.29	11.08	6.25	120.80	25.90	3.58	0.12
	37	Norte	666329.42	2233263.12	151.18	21.37	7.84	3.15	97.34	11.66	3.15	0.10
	38	Norte	666848.75	2233278.25	115.02	0.00	4.91	3.33	85.42	7.83	2.76	0.07
	39	Norte	660870.80	2237299.49	242.54	59.88	17.74	9.55	261.66	56.82	1.46	0.17
	40	Norte	663904.95	2233492.41	178.72	0.00	11.42	6.67	141.08	38.25	4.17	0.29

Tabla 13. Datos morfométricos para las unidades del relieve del GC (Continuación)

Unidad del relieve	Identificador	Posición	Coordenada X	Coordenada Y	\bar{X} (DD)	S (DD)	\bar{X} (PT)	S (PT)	\bar{X} (ER)	S (ER)	\bar{X} (DF)	S (DF)
Domo de lava	41	Norte	692258.07	2224779.47	159.18	27.89	12.65	7.94	152.52	23.05	1.74	0.16
	42	Norte	690770.40	2224846.65	184.98	23.82	14.71	9.87	170.67	26.16	2.31	0.05
	43	Norte	690206.09	2225013.44	229.31	18.39	11.85	4.41	180.57	15.27	2.47	0.05
	44	Sur	693745.95	2223699.41	134.24	0.05	13.85	7.27	180.44	35.50	1.04	0.09
	45	Norte	693285.18	2226528.86	152.95	3.92	17.33	6.04	148.13	19.00	1.39	0.05
	46	Norte	669055.70	2231025.15	229.80	103.87	9.13	5.01	139.80	31.61	2.69	0.39
	47	Norte	677120.64	2231017.34	232.79	35.04	10.31	8.35	132.59	23.56	3.09	0.10
	48	Norte	682108.77	2231441.73	465.79	0.00	26.75	10.60	375.63	44.96	2.73	0.10
	49	Norte	653688.23	2229539.29	124.88	18.71	14.50	7.79	124.15	13.93	1.95	0.01
	50	Norte	654308.01	2229517.93	139.67	15.97	15.31	5.84	143.31	15.90	1.95	0.00
	51	Sur	679905.77	2215703.04	87.09	18.76	7.65	3.97	98.61	18.55	1.04	0.09
	52	Norte	654146.82	2228093.87	116.95	9.40	14.11	4.86	123.84	8.23	2.02	0.05
Mesa de lava	1	Sur	675628.76	2215765.46	107.63	37.65	5.65	5.09	78.10	30.35	1.28	0.06
	2	Sur	667451.96	2220290.15	128.76	28.50	8.37	5.85	102.81	24.68	1.75	0.05
	3	Sur	688779.80	2224084.25	335.02	105.98	21.35	10.75	298.80	65.78	2.50	0.21
	4	Sur	679833.95	2218135.51	78.94	26.54	4.53	3.37	65.84	20.81	1.10	0.10
Laderas de lava	1	Norte	681502.28	2231140.20	368.42	113.20	22.03	10.17	313.80	71.96	2.59	0.16
Rampa de denudación	1	Norte	683569.75	2228212.48	245.95	100.26	9.59	7.79	185.66	90.45	1.67	0.51
	2	Norte	684163.83	2229957.74	194.08	56.68	8.05	7.43	143.46	73.15	2.14	0.12
	3	Norte	661864.36	2231933.86	365.12	74.69	20.82	8.58	300.84	64.96	3.15	0.23
	4	Norte	658076.15	2234656.56	219.75	74.04	11.38	6.88	183.04	79.22	2.09	0.73
	5	Norte	666320.10	2235634.09	237.91	59.94	14.64	7.28	206.32	58.51	2.20	0.47
	6	Norte	666668.27	2234118.56	168.93	39.57	12.52	6.51	160.68	35.59	2.90	0.74
	7	Norte	667463.82	2231877.20	179.89	47.37	9.18	6.89	145.33	43.20	2.70	0.09

Tabla 13. Datos morfométricos por unidad del relieve. DD: Densidad de disección, PT: Pendiente del terreno, ER: Energía del relieve, DF: Densidad de fracturamiento, \bar{X} : media aritmética y S: desviación estándar. El sistema de coordenadas utilizado es UTM y el Datum WGS84.

Tabla 14. Test estadístico de Kolmogorov - Smirnov (Energía del relieve)

Intervalo	F (norte)	F (sur)	Proporción (Norte)	Proporción acumulada (Norte)	Proporción (Sur)	Proporción acumulada (Sur)	Diferencia
45	0	2	0	0	0.026315789	0.026315789	0.026315789
90	2	19	0.032258065	0.032258065	0.25	0.276315789	0.244057725
135	10	24	0.161290323	0.193548387	0.315789474	0.592105263	0.398556876
180	14	16	0.225806452	0.419354839	0.210526316	0.802631579	0.38327674
225	15	10	0.241935484	0.661290323	0.131578947	0.934210526	0.272920204
270	7	3	0.112903226	0.774193548	0.039473684	0.973684211	0.199490662
315	7	2	0.112903226	0.887096774	0.026315789	1	0.112903226
360	5	0	0.080645161	0.967741935	0	1	0.032258065
405	2	0	0.032258065	1	0	1	0
Total	62	76		D= 0.398556876		Dc= 0.115770888	

Tabla 14. Los datos resaltados en el test K-S corresponden a las discrepancias máxima y crítica para la variable de energía del relieve de dos muestras. F: Frecuencia, D: Discrepancia máxima y Dc: Discrepancia crítica.

Tabla 15. Test estadístico de Kolmogorov – Smirnov (Densidad de disección)

Intervalo	F (norte)	F (sur)	Proporción (Norte)	Proporción acumulada (Norte)	Proporción (Sur)	Proporción acumulada (Sur)	Diferencia
55	0	3	0	0	0.039473684	0.039473684	0.039473684
110	1	20	0.016129032	0.016129032	0.263157895	0.302631579	0.286502547
165	13	29	0.209677419	0.225806452	0.381578947	0.684210526	0.458404075
220	13	11	0.209677419	0.435483871	0.144736842	0.828947368	0.393463497
275	16	11	0.258064516	0.693548387	0.144736842	0.973684211	0.280135823
330	8	1	0.129032258	0.822580645	0.013157895	0.986842105	0.16426146
385	9	1	0.14516129	0.967741935	0.013157895	1	0.032258065
440	1	0	0.016129032	0.983870968	0	1	0.016129032
495	1	0	0.016129032	1	0	1	0
Total	62	76		$D = 0.458404075$		$D_c = 0.115770888$	

Tabla 15. Los valores resaltados en la prueba estadística K-S representan la diferencia máxima y crítica entre dos muestras. F = Frecuencia, D = Discrepancia máxima y D_c = Discrepancia crítica.

Tabla 16. Test estadístico de Kolmogorov – Smirnov (Pendientes del terreno)

Intervalo	F (norte)	F (sur)	Proporción (Norte)	Proporción acumulada (Norte)	Proporción (Sur)	Proporción acumulada (Sur)	Diferencia
3	0	1	0	0	0.013157895	0.013157895	0.013157895
6	2	14	0.032258065	0.032258065	0.184210526	0.197368421	0.165110357
9	4	20	0.064516129	0.096774194	0.263157895	0.460526316	0.363752122
12	15	20	0.241935484	0.338709677	0.263157895	0.723684211	0.384974533
15	15	6	0.241936484	0.580645161	0.078947368	0.802631579	0.221986418
18	14	10	0.225806452	0.806451613	0.131578947	0.934210526	0.127758913
21	9	3	0.14516129	0.951612903	0.039473684	0.9736684211	0.022071307
24	1	2	0.016129032	0.967741935	0.026315789	1	0.032258065
27	2	0	0.032258065	1	0	1	0
Total	62	76		$D = 0.384974533$		$D_c = 0.115770888$	

Tabla 16. Los datos resaltados en el test K-S corresponden a las discrepancias máxima y crítica entre dos muestras. F = Frecuencia, D = Discrepancia máxima y D_c = Discrepancia crítica.

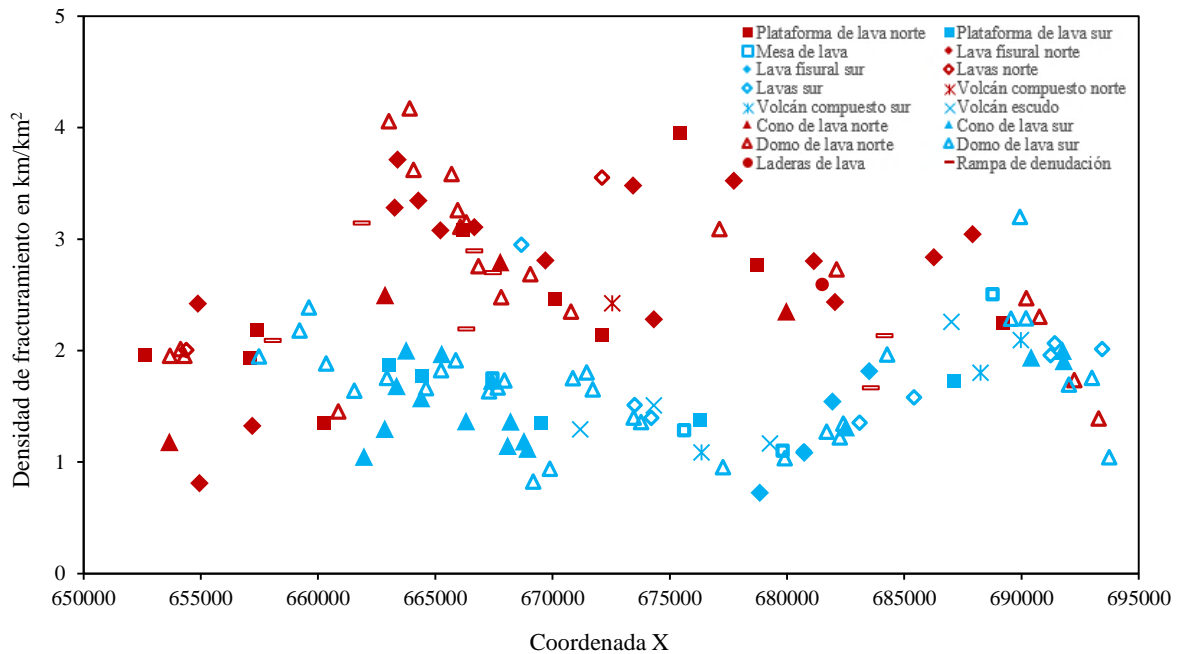
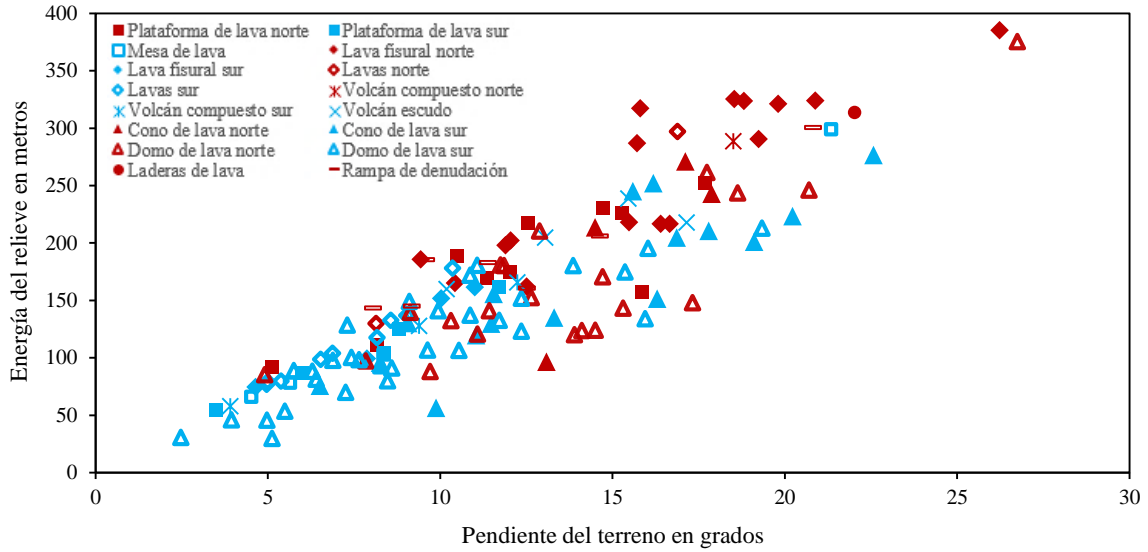


Figura 39. Gráfico de coordenada X vs. densidad de fracturamiento.



Figuran 40. Gráfico de pendiente del terreno vs. energía del relieve.

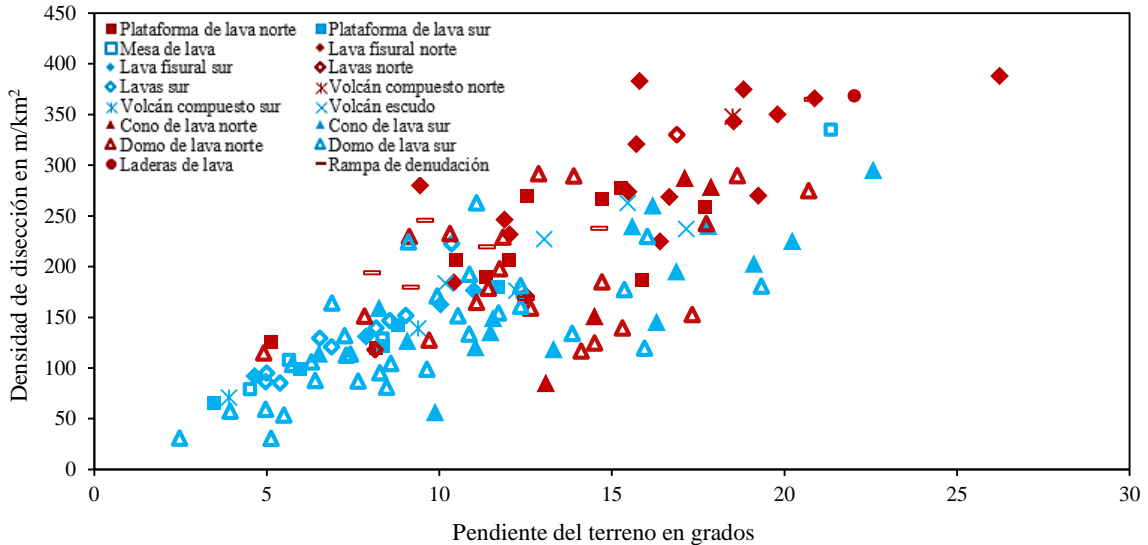


Figura 41. Gráfico de pendientes del terreno vs. densidad de disección del relieve.

5.7 Cartografía geomorfológica

El mapa geomorfológico del GC (Figura 42) está constituido por 37 unidades geomorfológicas, de las cuales 29 corresponden al relieve endógeno, 6 al relieve exógeno y 2 tienen un origen mixto. Las unidades del relieve se clasifican con base a su génesis y se ordenan cronológicamente de acuerdo a la información geológica que se conoce del área de estudio. Así mismo, las unidades del mapa son caracterizadas a partir de los datos morfométricos y litológicos.

Configuración geomorfológica del GC

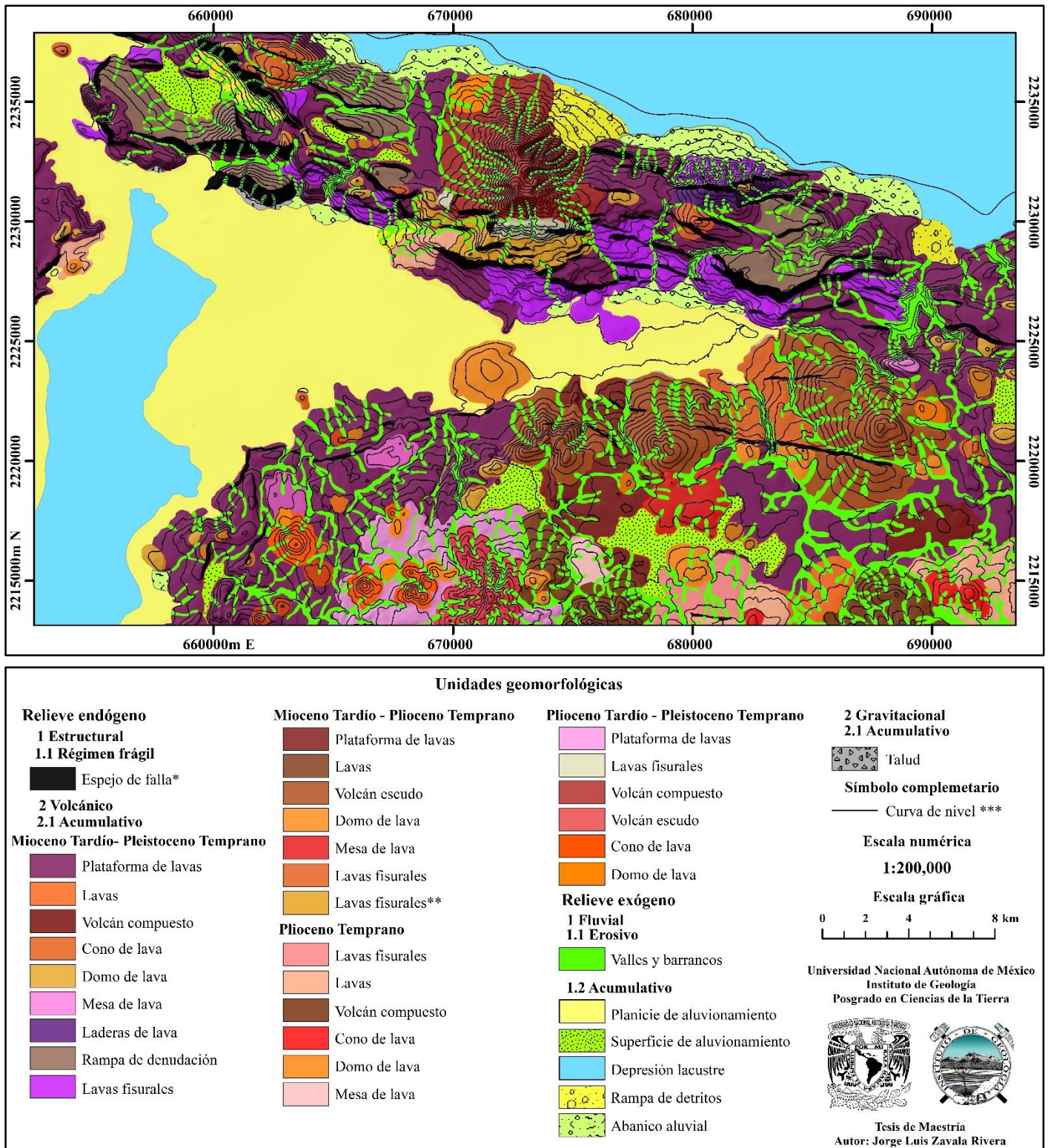


Figura 42. Mapa geomorfológico del GC. *Los espejos de falla son rasgos morfológicos originados por tres etapas de fracturamiento suscitadas entre el Plioceno y Pleistoceno. ** Lavas fisurales del Grupo Chapala.

*** La equidistancia entre curvas de nivel es de 50 metros.

Capítulo VI. Discusión y conclusiones

6.1 Discusión de los resultados.

6.1.1 Caracterización de las rocas volcánicas de los grupos Vulcanismo no diferenciado y Tizapán

Elementos mayores

El diagrama de variación TAS exhibe que las rocas del grupo Tizapán (CIT17-4 a CIT17-8) corresponden a andesitas con una variación composicional de óxido de sílice entre 57% y 61% (Figura 12), mientras que las rocas del grupo Vulcanismo no diferenciado son clasificadas principalmente como andesitas basálticas (CIT17-9 a CIT17-13, CIT17-15 y CIT17-16) y andesitas (CIT17-2, CIT17-3 y CIT17-17), con una variación composicional aproximada de óxido de sílice de 53% a 59%. Sin embargo, las muestras CIT17-1 y CIT17-14 tiene una afinidad alcalina y son clasificadas como traquiandesita basáltica y basalto por su contenido de álcalis ($>4.5\%$) y su bajo porcentaje en pesos de SiO_2 ($<53.5\%$). Con base en lo anterior se demuestra que las rocas del grupo Tizapán son más evolucionadas en general que las del grupo Vulcanismo no diferenciado que contiene la roca menos evolucionada y tienen una variación composicional más amplia.

De acuerdo al diagrama AFM (Figura 13) las rocas subalcalinas de ambos grupos muestran una afinidad calco-alcalina y, un patrón que exhibe una tendencia en la cual el magma comienza a experimentar una reducción de MgO para las andesitas de ambos grupos y un decremento de FeO^* para las andesitas basálticas del grupo vulcanismo no diferenciado. Dicha tendencia, podría estar asociada a la cristalización de olivino y piroxenos presentes en las rocas del Graben de Cítala (Figuras 24, 26 y 27). Por otra parte, la afinidad calco-alcalina de las rocas analizadas sugiere un origen vinculado a un margen continental activo (Le Maitre, 1997).

En cuanto a los diagramas Harker (Figura 14), se notan correlaciones negativas para el MgO, Fe_2O_3 , CaO, TiO_2 y P_2O_5 , éstas podrían vincularse a la disminución de estos elementos al aumentar el grado de diferenciación del magma debido al proceso de cristalización fraccionada, reflejado en la conformación de minerales ferromagnesianos

(olivino y piroxenos), plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. Por otro lado, la línea de tendencia ascendente para el K_2O podría deberse a la remoción de los elementos anteriormente mencionados durante la cristalización fraccionada, lo que permite que el K_2O se presente en mayor proporción en el líquido remanente.

Elementos traza

En el diagrama multi-elemental (Figura 15) normalizado con el N-MORB se observa que las muestras exhiben una firma geoquímica de ambiente de subducción con las típicas anomalías negativas de Nb y Ta, así como, la positiva de Pb. Estas anomalías son causadas por el carácter móvil del Pb o inmóvil del Nb y Ta en fluidos acuosos derivados de la deshidratación de la corteza subducida (Kelemen *et al.*, 2003; Baier *et al.*, 2008; Zheng, 2019). Otra característica que muestra el diagrama multi-elemental de las rocas del graben de Cítala y que es característico de los magmas producidos en zonas de subducción, es la composición de los fluidos, los cuales exhiben un enriquecimiento de elementos LIL respecto a los HFSE (Figura 15), lo que refleja la contribución de fundidos hidratados proveniente de la fusión y deshidratación de sedimentos del piso oceánico en la cuña del manto o bien de una solución acuosa derivada de la capa basáltica en subucción (Kelemen *et al.*, 2007; Zheg, 2019). Esta explicación se ajusta bien para los picos de Ba y K que muestran las rocas del Graben de Cítala. En tanto el pico de Sr, podría vincularse a la incorporación de este elemento en la estructura química de las plagioclasas como menciona Winter (2013), y es corroborado por la alta cantidad de fenocristales de plagioclasas exhibidas en las muestras CIT17-4, CIT17-7 (Grupo Tizapán), CIT17-16 y CIT17-17 (Grupo Vulcanismo no diferenciado) del Graben de Cítala (Figuras 24, 26 y 27). Otra explicación para el pico positivo de K es la deshidratación de una fuente portadora de anfíbol o flogopita, sin embargo, también puede asociarse a fluidos enriquecidos en alcalis (Winter 2013; Zheng, 2019). En general, el patrón mostrado en la Figura 15 es característico de magmas de subducción y es también reportado por: Maldonado y Schaaf (2005) para el Campo volcánico Acatlán en la zona Oeste de la FVTM, Gómez-Tuena *et al.* (2018) para andesitas calcoalcalinas en la FVTM y por Castillo *et al.* (2019) para las sierras de San Marcos, Las Vigas y El Madroño, localizadas al noreste del Graben de Cítala.

En tanto al diagrama de REE (Figura 16), exhibe que todas de las muestras presentan enriquecimiento de LREE respecto a las HREE, lo cual es una característica de los magmas producidos en zonas de subducción, ya que como se mencionó en el marco teórico estos elementos son solubles en fundidos hidratados. Así mismo, se puede observar que en general todas las muestras (a excepción de la CIT17-1) presentan un patrón similar con ligeras variaciones, sin embargo, la muestra con los valores más cercanos a la condrita es la muestra CIT17-8 (andesita del grupo Tizapán), mientras que la muestra CIT17-14 (basalto del grupo Vulcanismo no diferenciado) corresponde a la roca con mayor contenido de REE.

En cuanto a la relación de Eu/Eu^* , los resultados reportados en la Tabla 7 indican que la mayoría de las muestras tienen valores muy cercanos a 1 y algunos por encima de éste, por esta razón en el diagrama de REE no se reflejan anomalías, ya que éstas son muy ligeras y, por lo tanto, no se puede aseverar el fraccionamiento de la plagioclasa o estabilidad de ésta en la fuente.

6.1.2 Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Los fechamientos isotópicos realizados por $\text{Ar}^{40/39}\text{Ar}$ en las muestras CIT17-3 y CIT17-7 sugieren que la actividad volcánica que dio origen al grupo litológico Vulcanismo no diferenciado se extendió hasta el Pleistoceno Temprano (1.35 Ma) en el área de estudio, mientras que la muestra CIT17-17 indica que el vulcanismo que originó al Grupo Tizapan cesó en 3.34 Ma. Estas nuevas edades isotópicas revelan que probablemente no hubo un hiatus volcánico entre 4 y 2.7 Ma en esta región como propone Delgado (1992a), sin embargo, sería prudente incluir más fechamientos isotópicos para corroborar dicha propuesta. Por otro lado, las muestras CIT17-9 y 16 que corresponden a andesitas basálticas del Grupo Vulcanismo no diferenciado arrojaron edades negativas, esto podría estar vinculado al grado de intemperismo de las rocas debido a las condiciones climáticas no favorables presentes en el Graben de Cítala y que se refleja en espectros de edad anómalos como lo menciona Hofmann *et al.* (2000). Cabe resaltar, que las dos muestras antes mencionadas presentan bajos valores de resistencia (Figura 29) y están clasificadas como rocas con grado III (totalmente alterada) y II (ligeramente alterada) de intemperismo respectivamente (Figura 30).

6.1.3 Valor R y características petrográficas de las rocas

En la Tabla 12 se puede observar que existe una relación entre el valor R y el tamaño de grano de la matriz, según el tipo de roca y grupo litológico. Las andesitas que tienen los valores de resistencia más elevados son las muestras CIT17-3 del grupo Tizapán, CIT17-5 y CIT17-8 del grupo Vulcanismo no diferenciado, y se caracterizan por tener una matriz con tamaño de grano de medio a fino, así mismo, las andesitas basálticas de grano fino (CIT17-11 y CIT17-12) del grupo Vulcanismo no diferenciado presentan los valores R más elevados de este tipo de roca. Lo anterior se relaciona también con las Figuras 29 y 30 en las cuales se aprecia que dichas muestras se distribuyen en los campos de rocas muy resistentes y de grado I de intemperismo (roca fresca no alterada) con base en las clasificaciones de Selby (1993) y Karpuz y Pasamehmetoglu (1997) respectivamente. Por otra parte, las andesitas de grano fino de los grupos litológicos Vulcanismo no diferenciado y Tizapán tienen valores R más variables, las del primer grupo se distribuyen en los campos de rocas resistentes y con grado II de intemperismo, mientras que las del segundo tienden a distribuirse en rangos de rocas resistentes a moderadamente resistentes y en los campos de rocas ligeramente alteradas a completamente alteradas, este último comportamiento es compartido por las andesitas basálticas de grano fino del grupo Vulcanismo no diferenciado. Sin embargo, las muestras analizadas no muestran una clara relación con: 1) las características físico-químicas de los cristales (fracturas o alteraciones), 2) la edad de las rocas (tiempo de exposición), 3) las pendientes del terreno o 4) las condiciones climatológicas a las que están expuestas.

6.1.4 Morfometría

Hipsometría

En la Figura 31 se muestra una división del relieve en 5 intervalos altitudinales. El primer rango (1275 a 1400 msnm), corresponde a una extensa planicie originada por la actividad volcánica y rellenada por acumulación de sedimentos. El siguiente intervalo (1400 a 1700 msnm), bordea la amplia planicie y se caracteriza por el desarrollo de barrancos y la presencia de lavas de vulcanismo fisural, una estructura volcánica en forma de domo en la parte centro-sur del graben, además de rampas de depósito de material aluvial y gravitacional. El tercer rango altitudinal (1700 a 2000 msnm), se localiza al norte y sur del área de estudio

y está caracterizado por extensas plataformas de origen volcánico, las cuales son afectadas por fallamiento normal, así mismo estas plataformas coinciden con los bloques de limitan el GC. Por último, los rangos de 2000 a 2300 y > 2300 msnm corresponden a volcanes compuestos, conos y mesetas que sobreyacen las extensas plataformas volcánicas.

Pendientes del terreno

A partir del mapa de declives del terreno (Figura 32) es posible distinguir 5 grupos de formas del relieve en relación a un intervalo de pendientes.

- 1) De 0° a 5°: planicies de sedimentación, depresiones lacustres, superficies de aluvionamiento, mesas y plataformas volcánicas.
- 2) De 5° a 15°: flujos de lavas.
- 3) De 15° a 30°: rampas, domos, volcanes escudos y superficies moderadamente inclinadas.
- 4) De 30° a 50°: barrancos, valles, conos y volcanes compuestos.
- 5) De 40° a 60°: espejos de fallas.

Energía del relieve

En el mapa de energía del relieve (Figura 33), se puede observar que el bloque norte que limita al GC presenta los valores de energía del relieve más altos de toda la zona y se asocian al intenso fallamiento normal y a la actividad volcánica, así mismo, estos valores se localizan en espejos de fallas y el volcán Cerro García. Los valores intermedios distribuidos en el bloque sur, corresponden principalmente a estructuras volcánicas como: conos, domos y volcanes escudos. Por último, los valores más bajos de energía del relieve se encuentran en toda el área de estudio y corresponden con zonas de estabilidad geomorfológica como: planicies de sedimentación, cuencas de aluvionamiento, extensas plataformas volcánicas, superficies subhorizontales y mesetas con bajos grados de erosión.

Órdenes de corrientes

En la Figura 34 se muestra que las corrientes fluviales de orden 1 se desarrollan en general sobre superficies con inclinaciones elevadas y que geomorfológicamente

corresponden a escarpes de fallas, laderas de lavas, conos volcánicos y sobre los flancos del volcán Cerro García. Las corrientes de orden 2 y 3 se localizan en el sector norte y se desarrollan principalmente sobre rampas de denudación y plataformas volcánicas, mientras que las corrientes de orden 4 se distribuyen en el piedemonte de edificios volcánicos. Por último, las corrientes de orden 5 se localizan en el sector sur del área de estudio y se asocian a valles profundos y barrancos desarrollados sobre las plataformas volcánicas.

Densidad de drenaje

En el mapa de densidad de drenaje (Figura 35) se puede apreciar que los valores con una densidad de drenaje muy baja se asocian principalmente a superficies horizontales donde la pendiente no permite el escurrimiento de agua o a planicies de acumulación constituidas por sedimentos no consolidados que propician la infiltración del recurso hídrico. Los valores de baja densidad de drenaje se localizan al norte, sur y este del GC sobre las extensas plataformas subhorizontales de origen volcánico que son afectadas por estructuras de régimen quebradizo, las cuales facilitan la infiltración de agua al subsuelo. Así mismo, la baja y muy baja densidad de drenaje representan zonas de acumulación y estabilidad geomorfológica. Los valores intermedios de densidad de drenaje se localizan en domos, conos, rampas de denudación, flujos de lava y sobre la cara sur del volcán Cerro García, esta distribución se puede asociar a zonas de baja permeabilidad y a superficies con pendientes entre 20 y 40°. Por último, los valores de densidad de drenaje clasificados como alta y muy alta se localizan en el norte del área de estudio, específicamente sobre la cara norte del estratovolcán Cerro García y al este sobre un escarpe de falla normal, estos valores de densidad de drenaje pueden estar asociados a zonas de baja permeabilidad y mayor potencial erosivo debido a sus altas pendientes, que en conjunto facilitan el desarrollo denso de corrientes fluviales.

Densidad de disección del relieve

En la Figura 36 se puede observar que los escarpes de fallas y el volcán Cerro García presentan valores de densidad de disección de 300 a 400 m/km² y >400 m/km², esto sugiere que el relieve de la parte norte está más afectado por la tectónica activa, que se refleja en un incremento del potencial erosivo de las corrientes fluviales que inciden en dicho sector del

área de estudio. Por otro lado, valores menores a 200 m/km^2 se localizan principalmente en las zonas de aluvionamiento donde no hay desarrollo de corrientes fluviales y en superficies volcánicas subhorizontales caracterizadas por el desarrollo incipiente de ríos.

Densidad de fracturamiento

En la Figura 37 se puede observar que los valores más altos de densidad de fracturamiento (5 km/km^2) se distribuyen en el sector norte del Graben de Cítala, sobre la plataforma de lavas, rampas de denudación, conos y domos. Dichos valores, se atribuyen a marcados procesos tectono-volcánicos que han controlado la génesis y desarrollo de las formas del relieve en la junta triple del Bloque Jalisco.

6.1.5 Prueba estadística de Kolmogorov-Smirnov y gráficos de dispersión de datos morfométricos

Prueba estadística de Kolmogorov-Smirnov

Los resultados de las pruebas K-S contenidos en las Tablas 14, 15 y 16 muestran en todos los casos que la discrepancia máxima (D) es mayor a la discrepancia crítica (D_c), por lo tanto, se rechaza la hipótesis nula y se acepta la alternativa, afirmando que existe una diferencia significativa del 95% entre los dos grupos de unidades volcánicas del relieve (norte y sur), esto debido a que las unidades del bloque norte están condicionadas por el intenso fallamiento normal.

Gráficos de dispersión

Respecto a los gráficos de dispersión de datos morfométricos, la Figura 39 corrobora que las unidades volcánicas del relieve más afectadas por fallamiento normal, son las del bloque norte en el sector occidental y son principalmente plataformas, conos, domos y rampas de denudación. En cuanto a la Figura 40, la correlación positiva demuestra que existe una estrecha relación entre la pendiente del terreno y la intensidad de la actividad exógena y endógena, es decir, las unidades volcánicas con menor pendiente y baja energía del relieve, muestran cierta estabilidad geomorfológica donde los procesos tienden a ser acumulativos, mientras que las formas con altas pendientes y altos valores de energía del relieve tienden a

intensificar los procesos erosivos (fluviales, gravitacionales o mixtos), principalmente en las unidades que presentan desplazamientos verticales por fallamiento normal. Por otra parte, la Figura 41 muestra una correlación positiva entre la pendiente del terreno y la densidad de disección, lo que indica que la disección vertical de las corrientes fluviales se intensifica en formas volcánicas con altos valores de pendientes, en especial en las unidades afectadas por fallamiento normal.

6.1.6 Geomorfología del Graben de Cítala

La geomorfología del GC (Figura 42) está constituida por unidades endógenas y exógenas, las cuales se clasifican con base en la geología del área de estudio y sus parámetros morfométricos. A continuación, se explica cada una de las formas del relieve.

Relieve Endógeno

Es una clasificación morfogenética para las formas del relieve que conservan su aspecto original y que son creadas por la geodinámica interna de la Tierra (Lugo, 2011).

1 Estructural

Es un relieve condicionado por estructuras geológicas, principalmente: pliegues, fallas, fracturas o cuerpos intrusivos (*Ibídem*).

1.1 Régimen frágil

Espejo de falla: Esta morfología tiene una génesis estructural y se localiza en los sectores norte y sur del área de estudio, con una mayor presencia en la porción septentrional. Se caracteriza por tener los valores más altos de energía del relieve y densidad de disección, así como pendientes de entre 40° y 60°.

2 Volcánico efusivo

Son formas resultantes de la actividad volcánica efusiva (Lugo, 2011), las unidades que corresponde a este tipo de relieve son derrames de lava, mesas, laderas, domos, conos, volcanes escudo y extensas plataformas de lavas.

2.1 Acumulativo

Mioceno Tardío – Pleistoceno Temprano

Las unidades del relieve desarrolladas durante este intervalo de tiempo están constituidas por materiales del grupo litológico VND de composiciones que van de basaltos a andesitas.

Plataforma de lavas: Son extensas superficies subhorizontales localizadas a 1700 msnm y están constituidas por derrames de lavas con inclinaciones entre 0° y 5°. Se caracterizan por ser zonas de estabilidad geomorfológica con valores bajos de energía del relieve, densidad de drenaje y densidad de disección, así mismo estas unidades son afectadas y basculadas por fallamiento normal. Sobre estas superficies se desarrollan corrientes fluviales de hasta orden 5 en la parte sur del área de estudio.

Lavas: Esta unidad se emplaza sobre la plataforma de lava y se localiza en el sector sureste del área de estudio por encima de los 2000 msnm, se caracteriza por declives entre 5° y 15° y por el desarrollo de corrientes de primer orden.

Volcán compuesto: Es un edificio volcánico compuesto por varias cimas (*Ibidem*). Se ubica en la porción sureste del mapa y tiene valores bajos de energía del relieve y densidad de drenaje. Las corrientes que se emplazan sobre esta unidad son de orden 1.

Cono de lava: Son formas cónicas constituidas principalmente por derrames de basalto y material piroclástico escaso o ausente (Lugo, 2011), se localizan en las partes suroeste, este y noreste del área de estudio, entre los 1700 y 2000 msnm sobre la plataforma volcánica. Estas formas del relieve son afectadas por fallamiento normal, específicamente las del sector noreste. Así mismo, esta unidad se caracteriza por fuertes pendientes (30° y 50°) sobre las que se desarrollan corrientes de orden 1.

Domo de lava: Son formas del relieve con apariencia de cúpulas, ubicadas en los sectores noreste, este y suroeste del área de estudio. Sus pendientes oscilan entre 15° y 30°, mientras que sus valores de energía del relieve y densidad de drenaje son bajos.

Mesa de lava: Constituidas por lavas y localizadas en las partes SW y E del mapa. Esta unidad del relieve se caracteriza por declives entre 0° y 5°, además de valores bajos de densidad de drenaje y energía del relieve.

Laderas de lava: Localizadas en el sector noreste de la zona de estudio entre los 2000 y 2200 msnm. Sobre esta unidad se desarrollan corrientes de primer y segundo orden, así mismo, sus valores de densidad de drenaje son intermedios.

Rampa de denudación: Son superficies inclinadas (entre 5° y 15 grados), con bajos valores de energía del relieve y se ubican en la porción norte del área de estudio, éstas presentan rasgos incipientes de erosión caracterizados por corrientes fluviales de orden 1, 2 y 3. Aunque es clasificada como relieve volcánico por su litología, su génesis es estructural, ya que son porciones basculadas de la plataforma de lavas.

Lavas fisurales: Son superficies rugosas e inclinadas (entre 10° y 15°) y se localizan principalmente en la parte norte del mapa geomorfológico. Estas morfologías tienen una génesis asociada al fallamiento y una de ellas fue fechada en 1.35 Ma, lo que indica que fue la última unidad de origen volcánico en emplazarse en el área de estudio durante el Pleistoceno Temprano. Sus parámetros morfométricos se caracterizan por valores intermedios de energía del relieve y una baja densidad de drenaje, sin embargo, las lavas fisurales que se inclinan en dirección al Lago de Chapala presentan altos valores de densidad de drenaje; las corrientes que se desarrollan sobre esta unidad del relieve son de orden 1 y 2 principalmente.

Mioceno Tardío - Plioceno Temprano

Las formas del relieve desarrolladas durante este periodo están conformadas por materiales de los grupos litológicos Tizapán y Chapala. La composición de las rocas del Grupo Tizapán varía de andesíticas a basálticas, mientras las rocas del Grupo Chapala tienen composiciones más ácidas.

Plataforma de lavas: Esta unidad del relieve se localiza en el centro-sur del mapa y está constituida por derrames de lava que forman superficies subhorizontales con pendientes entre 0° y 5 que se ubican entre los 1700 y 2000 msnm. Otros parámetros morfométricos que

caracterizan este elemento son el desarrollo de corrientes fluviales de orden 1 y 2 y bajos valores de densidad de drenaje y energía del relieve.

Lavas: Esta unidad se emplaza sobre la plataforma de lavas en la porción centro-sur y está constituida por derrames de lavas localizadas por encima de los 2000 msnm, se caracterizan por declives entre 0° y 5°, valores bajos de energía del relieve y una densidad de drenaje que va de media a baja. Además, en esta unidad se emplazan corrientes de orden 1.

Volcán escudo: Es un edificio volcánico construido por repetidas erupciones de lavas efusivas que constituyen laderas suavemente inclinadas (7° y 10°), sobre las cuales se desarrollan corrientes de orden 1, 2 y 3. Esta unidad del relieve se localiza en el cuadrante SE. Sus valores de energía del relieve son moderados mientras que los de densidad de drenaje son bajos, aunque en algunos sectores son intermedios.

Domo de lava: Se localizan en el cuadrante SE de la zona de estudio. Sus parámetros morfométricos son pendientes entre 15° y 30°, además de valores bajos de energía del relieve y densidad de drenaje.

Mesa de lava: Conformada por derrames de lavas, se localiza en las partes centro-sur del mapa. Esta unidad del relieve representa una superficie con inclinaciones entre 0° y 5°, sobre la cual se desarrollan corrientes fluviales de orden 1 y 2. Así mismo, se caracteriza por sus bajos valores de densidad de drenaje y energía del relieve.

Lavas fisurales: Son superficies con inclinaciones entre 10° y 15° ubicadas en el sector SE del área de estudio en el intervalo altitudinal que abarca de 1400 a 1700 msnm. Esta forma del relieve se caracteriza por el desarrollo de corrientes de orden 5 y valores de energía del relieve que van de bajos a moderados.

Lavas fisurales (Grupo Chapala): Representada por pendientes entre 5° y 15°, se localiza en el sector centro-norte del área de estudio y es afectada por fallamiento normal. Presenta corrientes de orden 1 y 2 así como valores que van de bajos a intermedios de densidad de drenaje y energía del relieve.

Plioceno Temprano

Las unidades del relieve conformadas en esta etapa del tiempo geológico están desarrolladas sobre materiales volcánicos con composiciones que varían entre basaltos y andesitas del grupo litológico Travesaño.

Lavas fisúrales: Se localizan en el centro-sur del área de estudio por encima de los 2000 msnm. Se caracterizan por ser superficies subhorizontales con pendientes entre 5° y 15°, baja energía del relieve, valores medios de densidad de drenaje y desarrollo de corrientes fluviales de orden 1 y 2.

Lavas: Esta unidad se distribuye en el sector SE de la zona de estudio y se caracterizan por ser superficies inclinadas (entre 5° y 15°) con valores intermedios de energía del relieve y densidad de drenaje. Además, sobre ellas se desarrollan corrientes fluviales de orden 1, 2 y 3.

Volcán compuesto: Edificio volcánico compuesto por varias cimas. Localizados en el margen sureste del mapa, esta unidad del relieve cuenta con valores intermedios de energía del relieve y una densidad de drenaje de media a alta. Sobre los flancos del volcán se emplazan corrientes de orden 1 y 2.

Cono de lava: Se ubican en la esquina inferior derecha del mapa geomorfológico por encima de los 2000 msnm. Las laderas del cono tienen inclinaciones de entre 30° y 50° y sobre ellas se desarrollan corrientes fluviales de orden 1. Otros parámetros morfométricos muestran que estos edificios volcánicos tienen valores medios de densidad de drenaje y de medios a bajos de energía del relieve.

Domo de lava: Unidad del relieve en forma de cúpula que posee laderas que se inclinan entre 5° y 15°, esta morfología se localiza en el cuadrante SE del área de estudio principalmente y se caracteriza por valores bajos de densidad de drenaje y energía del relieve.

Mesa de lava: Localizada en la zona centro-sur, esta geoforma se caracteriza por sus valores bajos de energía del relieve y densidad de drenaje.

Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano

Las unidades del relieve de este intervalo de tiempo geológico se desarrollan sobre las rocas del Grupo Zacoalco con composiciones que varían de basaltos a andesitas.

Plataforma de lavas: Ubicadas en el cuadrante SW del mapa entre el intervalo altitudinal de 1700-2000 msnm, se caracterizan por ser superficies subhorizontales (entre 0° y 5° de inclinación) que poseen valores bajos y medios de densidad de drenaje, además de una baja energía del relieve. Otro rasgo distintivo de esta unidad es el desarrollo de corrientes de hasta orden 3.

Lavas fisúrales: Se localizan en el flanco sur del volcán Cerro García. Sus parámetros morfométricos exhiben declives que varían entre 0° y 35°, además de valores medios y bajos de densidad de drenaje y energía del relieve. Así mismo, se puede observar que sobre esta unidad del relieve se desarrollan corrientes de primer orden.

Volcán compuesto: Se trata del volcán cerro García fechado en 1.7 Ma y compuesto por varias cimas. Este edificio volcánico es el de mayor altitud en la zona de estudio (>2300 msnm) y se localiza en sector centro-norte. Sus parámetros morfométricos son: pendientes entre 25° y 50°, altos valores de energía del relieve y densidad de disección y valores de medios a muy altos de densidad de drenaje. Otra característica geomorfológica del volcán cerro García, es el desarrollo de una red de drenaje de tipo radial con corrientes fluviales de orden 1, 2 y 3 principalmente.

Volcán escudo: Se ubica en el margen centro-sur del mapa y corresponde al volcán Cerro el Tigre. Se caracteriza por tener bajos valores de densidad de drenaje e intermedios de energía del relieve, además de desarrollar una red de drenaje de tipo radial constituida por corrientes de orden 1 y 2.

Cono de lava: Localizados en el cuadrante SW del área de estudio y caracterizados por flancos con inclinaciones entre 30° y 50°, estas formas del relieve tienen valores bajos de densidad de drenaje y energía del relieve. Otro atributo geomorfológico es que sobre sus flancos se desarrollan corrientes fluviales de orden 1.

Domo de lava: Esta unidad del relieve se localiza en los sectores SW y centro-norte del mapa geomorfológico. Entre sus parámetros morfométricos se destacan: las pendientes entre 5° y 15°, corrientes de primer orden y bajos valores de energía del relieve y densidad de drenaje.

Relieve exógeno

Este tipo de relieve es resultado de la acción de los procesos exógenos sobre la superficie terrestre. Se vincula a procesos de denudación, erosión y acumulación de materiales.

1 Fluvial

El relieve fluvial se compone de formas erosivas y acumulativas, y surgen de la acción de las corrientes temporales y permanentes (Lugo, 2011). Entre las formas erosivas en el GC se encuentran barrancos y valles, mientras que las formas acumulativas están representadas por depresiones lacustres, planicie de aluvionamiento, rampas de detritos y abanicos aluviales generalmente coalescentes.

1.1 Erosivo

Valles y barranco: Estas unidades del relieve son originadas por la acción erosiva de las corrientes fluviales y se desarrollan sobre todos los grupos litológicos. Los valles tienen pendientes que varían entre 10° y 25°, mientras que los barrancos se caracterizan por sus paredes escarpadas con inclinaciones mayores a 45°, así mismo, otra distinción entre estas dos formas erosivas es que los valles corresponden generalmente a corrientes de primer y segundo orden, mientras que los barrancos están vinculados a corrientes fluviales de orden 3, 4 y 5.

1.2 Acumulativo

Planicie de aluvionamiento: Se localizan en la parte central del área de estudio por debajo de los 1400 msnm y son superficies con inclinaciones entre 0° y 5°, si bien estas formas se clasifican dentro del relieve exógeno, cabe mencionar que tienen un origen mixto, ya que su génesis es vinculada tanto a procesos endógenos como exógenos (Castillo *et al.*, 2019).

Superficie de aluvionamiento: Son superficies subhorizontales (entre 0° y 5° de declive) limitadas por elevaciones de origen volcánico. Se localizan en las porciones centro-sur, este y noreste del área de estudio y se caracterizan por sus bajos valores de energía del relieve y valores que varían de muy bajos a intermedios de densidad de drenaje.

Depresión lacustre: Son superficies con pendientes entre 0° y 5°, caracterizadas por la acumulación de sedimentos acarreados por corrientes fluviales y depositados en éstas. Se localizan al noreste y suroeste del mapa y representan las zonas topográficamente más deprimidas con valores altitudinales por debajo de los 1400 msnm. Su génesis está vinculada a procesos tectónico-volcánicos del Plioceno y Cuaternario que dieron lugar a la formación de depresiones tectónicas ocupadas por lagos (*Ibídem*).

Rampa de detritos: Localizadas por debajo de los 1700 msnm en la porción norte del área de estudio, están constituidas por la acumulación de material no consolidado producto de la denudación de las zonas topográficamente más elevadas. Esta unidad del relieve se caracteriza por poseer inclinaciones entre 0° y 5°, bajos valores de energía del relieve, una densidad de drenaje que va de media a baja y el desarrollo de corrientes de orden 2, 3 y 4.

Abanico aluvial: Originado por un sistema fluvial distributivo vinculado a cambios bruscos en la pendiente. Se localizan en el sector norte del mapa y en ocasiones se presentan de forma coalescente con otros abanicos.

2 Gravitacional

Las formas del relieve producto de la acción de la gravedad se divide en erosiva y acumulativas. Las formas acumulativas más comunes son conos, mantos, corredores y taludes, todos ellos constituidos de detritos. Por otra parte, las formas erosivas más conocidas son circos de erosión, escarpes litológicos y cicatrices (Lugo, 2011).

2.1 Acumulativo

Talud: Esta forma acumulativa hace referencia a cualquier superficie inclinada del terreno, natural o artificial. El talud tiene un ángulo de reposo, en el cual el material se encuentra en equilibrio (Lugo, 1989) y su origen está vinculado a cambios abruptos en la pendiente. Se

localizan en la porción norte del área de estudio al pie de los escarpes de fallas y sus parámetros morfométricos indican que posee una baja energía del relieve, valores de bajos a muy bajos de densidad de drenaje e inclinaciones que oscilan entre 15° y 30°.

6.1.7 Evolución del relieve

La evolución del relieve del Graben de Cítala comienza con un vulcanismo de composición básica a intermedia del Mioceno Tardío - Plioceno Temprano, que da origen en primera instancia a la formación de las extensas plataformas de lavas, sobre las cuales se emplazan: lavas, volcanes compuestos, conos, domos, mesas y laderas de lavas, todas estas formas del relieve pertenecientes al grupo litológico Vulcanismo no diferenciado. Posteriormente, comienza la conformación de otra plataforma volcánica sobre la cual se emplazan: lavas, volcanes escudo (sección geológica D-D' de la Figura 7), domos y mesas de lavas, todas ellas vinculadas al grupo litológico Tizapán. Después las formas del relieve ya constituidas son afectadas por una primera etapa de fallamiento en el Plioceno Temprano en la que se generan fallas normales y laterales izquierdas (ver Figura 6 y sección geológica A-A' de la Figura 7), las primeras corresponden al sistema de fallas de Cítala con tendencias ESE-WNW y E-W, mientras que las segundas pertenecen al sistema de fallas curvas Las Cebollas y poseen tendencias NW-SE y WNW-ESE principalmente. Esta primera etapa de fallamiento podría significar el origen del Graben de Cítala y el basculamiento en bloques de la plataforma de lavas del grupo litológico Vulcanismo no diferenciado en el norte del área de estudio, dando como resultado la génesis de las rampas de denudación y espejos de fallas, por otro lado, esta fase de deformación frágil propició el emplazamiento de lavas fisurales relacionadas a los grupos Tizapán, Chapala (ver sección geológica D-D' de la Figura 7) y Travesaño. La siguiente etapa en la evolución del relieve se dio en el Plioceno Temprano con la conformación del grupo Travesaño, caracterizado por derrames de lava, volcanes compuestos, conos, domos y mesas de lava, todas estas formas del relieve constituidas por rocas de composiciones que varían de andesitas a basaltos. Posterior al emplazamiento del Grupo Travesaño tuvo lugar otro evento de deformación extensional en el Plioceno Tardío que generó fallas normales E-W, NW-SE y NE-SW que afectan a rocas de los grupos Chapala y Travesaño. Las penúltimas formas de origen volcánico, se originaron en el Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano sobre rocas de composiciones andesíticas a basálticas que

constituyen al grupo litológico Zacoalco, las formas corresponden a: plataformas de lavas, lavas fisurales, volcanes compuestos, volcanes escudo, conos y domos de lava, siendo la estructura volcánica más sobresaliente el volcán compuesto Cerro García, datado en 1.7 Ma y afectado por fallas normales del Cuaternario de tendencia E-W (ver sección geológica D-D' en figura 14). Para finalizar, es importante resaltar que las últimas formas volcánicas en constituirse son las lavas fisurales cuaternarias de composición andesítica del grupo Vulcanismo no diferenciado, una de ellas fechada en 1.35 Ma.

Por otra parte, el relieve exógeno está constituido por formas de origen fluvial (erosivas y acumulativas) y gravitacional (acumulativas) que de cierta manera han permanecido activas y dinámicas. Entre las primeras, se encuentran los valles y barrancos producto de la acción erosiva de las corrientes fluviales que en conjunto configuran el complejo patrón de drenaje del área de estudio, el cual ha sido modificado desde el Mioceno Tardío hasta el presente por procesos volcánicos y las tres distintas etapas de fallamiento normal que han potencializado los procesos fluviales erosivos y acumulativos, dando como resultado la generación de superficies de aluvionamiento, rampas de detritos y abanicos aluviales en su mayoría coalescentes, mientras que las segundas son vinculadas a la acción de la gravedad y corresponden a taludes, que se pueden observar al pie de algunas superficies escarpadas. Por último, cabe mencionar que tanto la planicie de aluvionamiento como las depresiones lacustres son formas mixtas del relieve, ya que su génesis está vinculada a eventos tectono-volcánicos suscitados entre el Plioceno y Cuaternario, dichos eventos dieron como resultado la formación del Graben de Cítala y depresiones tectónicas ocupadas por lagos, que posteriormente han sido rellenadas por material aluvial y coluvial proveniente de zonas topográficamente más altas.

6.2 Conclusiones

Geológicas:

1. Los análisis geoquímicos muestran que las rocas del grupo Tizapán son más evolucionadas que las del grupo Vulcanismo no diferenciado, las primeras tienen una composición intermedia (andesítica), mientras que las segundas muestran composiciones entre basaltos y andesitas. Así mismo, las rocas analizadas presentan

patrones de elementos traza característicos de magmas producidos en ambientes de subducción, así como una afinidad calcoalcalina que denota un margen continental activo.

2. Los fechamientos isotópicos $\text{Ar}^{40/39}\text{Ar}$ muestran que la actividad volcánica que dio origen al grupo Vulcanismo no diferenciado se extendió hasta el Pleistoceno (1.35 Ma), mientras la que formó al grupo Tizapán probablemente cesó en 3.34 Ma.
3. Las relaciones espacio-temporales de los cuerpos de roca, en conjunto con las relaciones de corte y truncamiento, muestran que el área de estudio fue afectada por al menos 3 etapas de fallamiento normal, dos en el Plioceno y la última en el Pleistoceno. Por lo tanto, es posible que la primera etapa haya dado origen a la formación del Graben de Cítala

Geomorfológicas:

1. Las rocas analizadas muestran distintos grados de intemperismo y una amplia variación de la resistencia de las rocas. Sin embargo, las andesitas de grano medio a fino de los grupos Vulcanismo no diferenciado y Tizapán y las andesitas basálticas de grano fino del grupo Vulcanismo no diferenciado tienen los valores más altos de resistencia y son clasificadas como grado I de intemperismo.
2. Aunque las muestras de rocas estudiadas exhiben una relación entre el Valor R y el tamaño de grano de la matriz según su composición y grupo litológico, un muestreo más amplio permitiría elaborar una base de datos que establezca con ayuda de la estadística, una clasificación más detallada de grados de intemperismo y resistencia de las rocas del Graben de Cítala, con el fin de estudiar a profundidad la relación que existe entre los procesos endógenos y exógenos que controlan la génesis y evolución del relieve.
3. Los test estadísticos de Kolmogorov-Smirnov muestran que hay una diferencia significativa del 95% entre los valores de datos morfométricos (energía del relieve, densidad de disección y pendientes de terreno) de las formas volcánicas del relieve del norte y sur de Graben de Cítala, lo que sugiere una marcada influencia de la tectónica en las formas del bloque norte.

4. Los gráficos de dispersión de datos morfométricos indican que: a) las unidades volcánicas más afectadas por fallamiento son las del bloque norte, en la porción occidental, b) los procesos geomorfológicos acumulativos están vinculados a formas con bajos valores de pendiente y energía del relieve, mientras que los procesos geomorfológicos erosivos se relacionan a altos valores de pendiente y energía del relieve, y c) la disección vertical del relieve se intensifica en las formas volcánicas con altos valores de pendiente.
5. La dirección y cinemática de las fallas normales presentes en el sector norte del área de estudio, condicionaron la formación de rampas de denudación inclinadas en dirección al NE y NW. Así mismo, el intenso fallamiento provocó el emplazamiento de lavas fisurales y la génesis de conos de eyección al pie de los escarpes, así mismo, potencializó los procesos erosivos-acumulativos fluviales, que tuvieron como consecuencia la conformación paulatina de abanicos aluviales coalescentes.
6. La evolución del relieve del Graben de Cítala está controlada por los procesos vulcano-tectónicos suscitados entre el Mioceno Tardío y Pleistoceno Temprano, los cuales tuvieron una influencia directa en la reconfiguración del relieve y de la red de drenaje del área de estudio.

Referencias bibliográficas

- Abbott, E. (2014). Shallow seismicity patterns in the northwestern section of the Mexico subduction zone. Tesis de Maestría. EUA. *Universidad de Miami, Florida*.
- Adams, J. (1985). Large-scale tectonic geomorphology of the Southern Alps, New Zealand. En: M. Morisawa y J.T. Hack (Eds.), *Tectonic Geomorphology*. Boston: Allen and Unwin.
- Allan, J. (1986). Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Allan, J., Nelson, S., Luhr, J., Carmichael, I., Wopmat, M. y Wallace, P. (1991). Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico. In the Gulf and Peninsular Provinces of the Californias. *American Association Petroleum Geology*, 47.
- Allègre, C. (2008). Isotope Geology. *Cambridge*. Nueva York, EUA.
- Andrews, V., Stock, J., Vázquez, C. y Reyes, G. (2011) Double-difference relocation of the after shocks of the Tecomán, Colima, Mexico Earthquake of 22 January 2003. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1331-1338.
- Aydin, A. (2009). ISRM Suggested method for determination of the Schmidt hammer rebound hardness: revised version. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46, 627-634.
- Baier, J., Audétat, A. y Keppler, H. (2008). The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zones magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 290-300.
- Bandy, W., Hilde, T. y Yan, C. (2000). The Rivera-Cocos plate boundary: implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation. *Geological Society of America, Special Paper*, 334, 1-28.

- Borrelli, L., Graco, R. y Gullà, G. (2007). Weathering grade of rock masses as a predisposing factor to slope instabilities: reconnaissance and control procedures. *Geomorphology*, 87, 1158-1175.
- Brenan, J., Shaw, H., Phinney, D. y Ryerson, F. (1994). Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128- 327-339.
- Burbank, D. y Anderson, R. (2001). Tectonic Geomorphology. *Blackwell Science*, EUA.
- Castillo, M., Arce, J. y Muñoz, E. (2019). Evolución del relieve en las fallas San Marcos, El Madroño y Las Vigas, norte de la junta triple del bloque Jalisco, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 631-656.
- Day, M. (1980). Rock hardness: field assesment and geomorphic importance. *Professional Geographer*, 32, 72-81.
- Day, M. y Goudie, A. (1977). Field Assesment of rock hardness using the Schmidt test hammer. *BGR. Technical Bulletin*, 18, 19-29.
- Delgado, H. y Urrutia, J. (1985). Estructura del graben de Chapala. *Memorias de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana*, 252-260.
- Delgado, H. (1992a). Tectonics of the Chapala Region, Mexico. *Instituto de Geofísica, UNAM*, 19-211.
- Delgado, H. (1992b). Subduction volcanism and tectonics of western Mexican Volcanic Belt. *The Faculty of Science, Tohoku University, Japan*, 176-196.
- Delgado, H. (1993). Late Cenozoic tectonics offshore western Mexico and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 32, 543-559.
- Demirdag, S., Yavuz, H. y Altindag, R. (2009). The effect of sample size on Schmidt rebound hardness value of rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*,

46, 725-730.

DiBiase, R., Whipple, K., Heimsath, A. y Ouimet, W. (2010). Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters*, 289, 134-144.

Dickin, A. (2005). Radiogenic isotope geology. *Cambridge University Press*. Inglaterra.

Ericson, K. (2004). Geomorphological surfaces of difference age and origin in granite landscapes: an evaluation of the Schmidt test hammer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 496-509.

Ewart, A. y Hawkesworth, C. (1987). The Pleistocene to Recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotope and rare earth element data in terms of a depleted source model. *Journal Petrology*, 28, 495-530.

Faure, G. (1986). Principles of Isotope Geology. *John Wiley & Sons*. Nueva York. EUA.

Faure, G. y Mensing, T. (2005). Isotope: principles and applications. *John Wiley & Sons Inc*. EUA.

Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquarè, G. y Vaggelli, G. (1994). A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro. *Geofísica Internacional*, 33, 107-124.

Ferrari, L. (1995). Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology*, 23, 751-754.

Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol LIII, 84-92.

Ferrari, L. y Rosas, J. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco Block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco Rift revised. *Geological Society of America, Special Paper*, 334, 42-64.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C. y Manetti, P. (2000). Late Miocene

- volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Ferrari, L., Petrone, C. y Francalanci, L. (2001). Generation of oceanic-island-basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology*, 29 (6,) 507-510.
- Ferrari, L., Orozco, T., Manea, V y Manea, M. (2011). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Flint, J. (1974). Stream gradients as a function of order magnitude and discharge. *Water Resources Research*, 10, 969-973.
- Garduño, V., Sninnler, J. y Ceragioli, E. (1993). Geological and structural study of the Chapala Rift, state of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, 32, 487-499.
- Garner, E., Murphy, T., Gramlich, J., Paulsen, P. y Barnes, I. (1975). Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium. *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, 79 (A), 713-725.
- Gill, J. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. *Springer-Verlag*. Berlin, Alemania.
- Godínez, A. (2016). Significado tectónico de los índices de inclinación de los ríos en la Sierra Gorda de los Estados de Hidalgo y Querétaro, México. Tesis de Maestría. México. *Instituto de Geología*. UNAM.
- Gómez-Tuena, A., Orozco, M. y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 3, 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Morí, L. y Straub, S. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth Science Reviews*, 183, 153-181.
- Goudie, A. (2006). The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30(6), 703–718.

- Goudie, A. (2013). The Schmidt Hammer and Related Devices in Geomorphological Research. *Treatise on Geomorphology*, 338-345
- Gupta, V. (2009). Non-destructive testing of some Higher Himalaya rocks in the Satluj Valley. *Bulletin of Engineering Geology and Environment*, 68, 409-416.
- Gutiérrez, J. y Gould, M. (2000). SIG: Sistemas de Información Geografía. *Síntesis*. Madrid, España.
- Hawkesworth, C. (1982). Isotopic characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. *Andesites*, (ed. R.S. Thorpe), 549-571.
- Hawkesworth, C. y Ellam, R. (1989). Chemical fluxes and wedge replenishment rates along recent destructive plate margins. *Geology*, 17, 46-49.
- Hickey, R., Frey, F., Gerlach, D. y Lopez, L. (1986). Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of Andes (34°-41° S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted ocean crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91, 5963-5983.
- Hickey, R., Moreno, H., Lopez, L. y Frey, F. (1989). Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5° S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 361-386.
- Hofmann, C., Féraud, G. y Courtillot, V. (2000). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of mineral separates and whole rocks from the Western Ghats lava pile: further constraints on duration and age of the Deccan traps. *Earth and Planetary Science Letters*, 108, 13-27.
- Hole, M., Saunders, A., Marriner, G. y Tarney, J. (1984). Subduction of pelagic sediment: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of Geological Society of London*, 141, 453-472.
- Huggett, R. (2007). Fundamentals of Geomorphology. Segunda edición. *Routledge*. New York, EUA.

- Katz, O., Reches, Z. y Roegiers, J. (2000). Evaluation of mechanical rock properties using a Schimidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37, 723-728.
- Karpuz, C. y Pasamehmetoglu, A. (1997). Field charecterisation of weathered Ankara andesites. *Engineering Geology*, 46, 1-17.
- Kelemen, P., Hanghoj, K. y Greene, A. (2003). One View of the Geochemistry of Subduction -Related Magmatic Arcs, whit an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. En: Holland, H. y Turekian, K., editores. *Treatise on Geochemistry. Elsevier*, 3, 593-659.
- Keppler, H. (1996). Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction -zone fluids. *Nature*, 380, 237-240.
- Kessel, R., Schmidt, M, Ulmer, P. y Pettke, T. (2005), Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. *Nature*, 437, 724-727.
- Kirby, E. y Whipple, K. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29, 415-418.
- Kirby , E., Whipple, K., Tang, W. y Chen, Z. (2003). Distribution of active rock uplift along eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y. y Nakano, S. (1994). Trace element transport during dehydration processed in the subduction oceanic crust: 1 Exoeriments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planerary Science Letters*, 148, 193-205.
- Kostoglodov, V. y Bandy, W. (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates. *Journal of Geophysical Research*, 100, 17977-17989.
- Li, X., Rupert, G., Summers, D., Santi, P. y Liu, D. (2000). Analysis of impact hammer rebound to estimate rock drillability. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 33, 1-13.

- Lonsdale, P. (1995). Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of Gulf of California. *Marine Geophysical Researches*, 17, 323-359.
- Lugo, J. (1988). Elementos de geomorfología aplicada. Métodos cartográficos. *Instituto de Geografía*, UNAM. México.
- Lugo, J. (1989). Diccionario geomorfológico. *Instituto de Geografía*. UNAM. México.
- Lugo, J. (2011). diccionario geomorfológico. *Instituto de Geografía*. UNAM. México.
- Luhr, J., Nelson, S., Allan, J. y Carmichael, I. (1985). Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13, 54-57.
- Maldonado, G. y Schaaf, P. (2005). Geochemical and isotope data from the Acatlán Volcanic Field, western Trans-Mexican Volcanic Belt: Origin and evolution. *Lithos*, 82, 455-470.
- Manea, V., Manea, M., Kostoglodov, V. y Sewell, G. (2006). Intraslab seismicity and thermal stress in the subducted Cocos plate beneath central Mexico. *Tectonophysics*, 420, 389-408.
- Matthews, J. y Shakesby, R. (1984). The status of the "Little Ice Age" in southern Norway: relative-age dating of Neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. *Boreas*, 13, 333-346.
- McDougall, I. (2014). Perspectives on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geological Society of London, Special Publications*, 378, 9-20.
- Mitchell, J. (1968). The argon-40/argon-39 method for potassium-argon age determination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32, 781-790.
- Mol, L. (2014). Measuring rock hardness in the field. *British Society for Geomorphology Geomorphological Techniques*, 32(1), 1-8.
- Mol, L. y Viles, H. (2012). The role of rock surface hardness and internal moisture in tafoni development in sandstone. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 301-314.

- Moore, G., Marone, C., Camichael, I., y Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 383-394.
- Mori, L., Góme-Tuena, A., Cai, Y. y Goldstein, S. (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 33(3), 452-473.
- Özkan, I., y Bilim, N. (2008). A new approach for applying the in-situ Schmidt hammer test on a coal face. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45(6), 888–898.
- Pacheco, J., Mortera, C., Delgado, H., Singh, S., Valenzuela, W., Shapiro, N., Santoy, M., Hurtado, A., Barrón, R. y Gutiérrez, E. (1999). Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, Mexico. *Journal of South American Earth Science*, 12, 557-565.
- Pardo, M. y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal Geophysics Research*, 100, 12357-12373.
- Pavlopoulos, K., Evelpidou, N. y Vassilopoulos, A. (2009). Mapping geomorphological environments. *Springer*. New York, EUA.
- Peña, J. (ed.) (1997). Cartografía geomorfológica básica y aplicada. *Geoforma ediciones*. Logroño, España.
- Pearce, J. (1983). Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental basalts and mantle xenoliths*, 230-249.
- Pérez, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P., Clayton, R., Iglesias, A., Pacheco, J., Singh, S., Manea, V. y Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysics Research*, 35, L18303.
- Pike, R., Evans, I. y Hengel, T. (2008). Geomorphometry: A Brief guide. En: Hengel, T. y

- Reuter, H. Geomorphometry Concepts, Software, Applications. *Elsevier*. Series Developments in Soil Science. Amsterdam, 33, 3-33.
- Renne, P., Sharp, W., Deino, A., Orsi, G. y civetta, L. (1997). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating into the historie realm: Calibration against Pliny the younger. *Science*, 277, 1279-1280.
- Renne, P., mundil, R., Balco, G., Min, K. y Ludwig, K. (2010). Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine satandard, and improve accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 5349-5367.
- Rodríguez, A. (2011). Análisis Geomorfológico de la parte central del Estado de Chiapas. Tesis de licenciatura. México. *Facultad de Folosofía y Letras*. UNAM.
- Rogers, G. y Hawkesworth, C. (1989). A geochemical traberse across the north Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 91, 271-275.
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Pearson Prentice hall*, Inglaterra.
- Rosas, J. (1991). Una cuenca tensional: El graben de Chapala y paleomagnetismo de su porción oriental. *Tesis de Maestría*. México. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Rosas, J., Ferrari, L., Garduño, V. y Urrutia, J. (1996). Continental boundaries of the Jalisco Block and their influence in Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24, 921-924.
- Rosas, J., Ferrari, L., López, M. y Urrutia, J. (1997). Stratigraphy and tectonics of Guadalajara region and the triple junction area, western México. *International Geology Review*, 39, 125-140.
- Saunders, A., Norby, M. y Tarney, J. (1991). Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 335, 377-392.

- Saunders, A. Tarney, J. y Weaver, S. (1980). Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 344-360.
- Schaaf, P, Moran, D., Hernández, M., Solís, G., Tolson, G. y Kohler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Selby, M. (1980). A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with test from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement*, 24, 31-51.
- Selby, M. (1993). Hillslope materials and processes. *Oxford University Press*. Oxford, Inglaterra.
- Selvans, M. M., Stock, J. M., DeMets, C., Sánchez, O., Márquez-Azua, B. (2011). Constraints on Jalisco block motion and tectonics of the Guadalajara Triple Junction from 1998-2001 campaign GPS data. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1435-1447.
- Shakesby, R. A., Matthews, J. A., & Owen, G. (2006). The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25(21-22), 2846-2867.
- Shorey P., Barat, D., Das, M., Mukherjee, K. y Singh, B. (1984). Schmidt hammer rebound data for estimation of large scale in-situ coal strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 21, 39-42.
- Silva, G., Mendoza, C. y Campos, E. (2001). Elementos de cartografía geológica. *Facultad de Ingeniería*, UNAM. México.
- Snyder, N., Whipple, K., Tucker, G., y Merritts, D. (2000). Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1250-1263.

- Soto, G., Ni, J., Grand, S., Sandoval, E., Valenzuela, R., Speziale, M., González, J. y Reyes, T. (2009). Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1004-1012.
- Spica, Z., Cruz, V., Reyes, G., Legrand, D. y Iglesias, A. (2014). Crustal imaging of western Michoacán and Jalisco Block, Mexico, from Ambient Seismic Noise. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 193-201.
- Spirinodov, A. (1981). Principios de la Metodología de las Investigaciones de Campo y el Mapeo Geomorfológico. Tomo 1. *Facultad de Geografía*. Universidad de la Habana. Ministerio de Educación Superior. Apuntes para un libro de texto.
- Stock, J. (1993). Tectonica de placas de la evolución del Bloque Jalisco, Méxco. *GEOS, Boletín de la Unión Geofísica Mexicana*, Vol. 13, 3.
- Strahler, A. (1965). Physical Geography. *John Wiley and Sons, inc.* EUA.
- Sumner, P. y Nel, W. (2002). The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on the rocksamples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1137-1142.
- Sun, S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean-ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 297, 409-445.
- Synowiec, G. (1999). Rock mass strength assessment for geomorphological purposes and its application to sandstone slopes in the Stolowe Mountains. *Czasopismo Geograficzne*, 70, 1-361.
- Tarney, J., Wood, D., Saunders, A., Varet, J. y Cann, J. (1979). Nature of mantle heterogeneity in the North Atlantic: evidences from Leg 49. En *Results of Deep Sea Drilling in the Atlantic* (ed. M. Talwani).
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. y Nesbitt, R. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-

- pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293-309.
- Thompson, R., Morrison, M., Dickin, A. y Hendry, G. (1983). Continental flood basalts... arachnids rule OK?. En *continental basalts and mantle xenoliths*. (ed. C.J. Hawkesworth & M. J. Norry. 158-185.
- Turner, G., Miller, J. y Grasty, R. (1966). Thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth and Planetary Science Letters*, 1, 155-157.
- Valencia, V., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M. y Grove, M. (2013). The composition of the pre-Cenozoic basement of Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 801-824.
- Verstappen, H. y Van Zuidam, R. (1991). The ITC System of Geomorphologic Survey: A basis for the evolution of natural resources and hazards. *ITC Publication*, 10. Enschede, Países Bajos.
- Viles, H., Goudie, A., Grab, S., & Lalley, J. (2011). The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: A comparative analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(3), 320–333.
- Whipple, K., (2001). Fluvial landscapes response time: how plausible is steady-state denudation. *American Journal of Science*, 301, 313-325.
- Whipple, K. y Tucker, G. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research. *Journal of Geophysical Research*, 104, 17661-17674.
- Williams, R. y Robinson, D. (1983). The effect of surface texture on the determination of the surface hardness of rock using the Schmidt hammer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 289-292.
- Winter, J. (2014). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. *Person*, EUA.

- Wobus, C., Crosby, B. y Whipple, K. (2006). Hanging valleys in fluvial systems: controls on the occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Wood, D., Joron, J. y Treuil, M. (1979). A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 326-336.
- Zheng, Y. (2019). Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10, 1223-1254.

Apéndice. Cartografía geomorfológica

Lugo (1989) define a la cartografía geomorfológica como una expresión a escala sobre una base topográfica de un conjunto de formas del relieve que pueden dividirse según su dinámica externa, génesis y edad. La función de la cartografía geomorfológica es transmitir de forma clara, concreta y sintética la configuración espacial de las formas del relieve de una región (Peña, 1997). Por lo tanto, se puede entender que el mapa geomorfológico es un documento gráfico que representa a escala la localización y distribución espacial de las formas del relieve.

Dicha representación gráfica se realiza mediante una serie de símbolos y colores que hacen referencia a los procesos creadores y modeladores del relieve. La elaboración de este tipo de cartografía no depende de los objetivos y de la escala si no de una serie de documentos básicos. Estos son imágenes aeroespaciales, cartas topográficas y mapas geológicos.

El sistema ITC (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences) para levantamientos geomorfológicos

El propósito de un mapa geomorfológico es proporcionar información concreta y ordenada sobre las formas del terreno, los procesos geomorfológicos y los fenómenos naturales conexos. Los mapas no solo son documentos científicos, también aportan información para los estudios de recursos naturales y la evaluación de riesgos, debido a que las relaciones entre las características geomorfológicas del terreno y otros factores ambientales son parte del análisis geomorfológico (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

Para obtener buenos resultados no basta con delimitar las unidades mayores y menores del relieve, también debe complementarse con un análisis encaminado a entender el desarrollo geomorfológico de una zona sujeta a procesos endógenos y exógenos que han actuado a través del tiempo. Ésto se logra mediante la integración de datos morfométricos, morfogenéticos, cronológicos, geológicos y ambientales, los cuales en conjunto permiten tener una comprensión de las interrelaciones que existen entre las formas del relieve y los factores ambientales (*Ibidem*).

Tipos de mapas geomorfológicos (Según el Sistema ITC)

Verstappen y Van Zuidam (1991) distinguen tres tipos de levantamientos geomorfológicos que dan origen a mapas analíticos, sintéticos y pragmáticos. El primero es el más relevante para la presente investigación, debido a que proporciona la información necesaria para entender el relieve del GC.

Analíticos

Este mapa proporciona información general sobre las formas y los procesos a los que están sujetas, además de jerarquizar: génesis, morfoestructura, datos morfométricos y morfocronología del relieve.

- ✓ ***Génesis o morfogénesis del relieve:*** En la jerarquía de la leyenda es la parte principal y se refiere al origen de las formas del relieve en relación con su historia evolutiva (Lugo, 1989, 2011). Las formas y atributos del relieve se representan por medio de símbolos areales o lineales, los cuales dependen de las dimensiones de la unidad y escala de trabajo, mientras el color está vinculado a la morfogénesis (Tabla 17).
- ✓ ***Morfoestructura:*** Indica la naturaleza de los materiales, debido a que las formas del relieve y los procesos que actúan sobre ellas tienen una relación directa con el sustrato rocoso. Por esta razón en la leyenda tiene una jerarquía de orden 2. La forma de representar esta característica es mediante reticulados en color gris o marrón.
- ✓ ***Información cuantitativa:*** En la leyenda tiene una jerarquía de orden 3. Esta información se representa por medio de símbolos lineales e indica rupturas de pendiente, profundidad de disección, líneas de crestas y escarpes.
- ✓ ***Morfocronología:*** Hace referencia al periodo de formación de las unidades geomorfológicas y su desarrollo a través del tiempo. Además, distingue las morfologías heredadas de las recientes. Esta información en la leyenda tiene una jerarquía de orden 4 y se representa por medio de letras que guardan una relación con la edad de las formas, en caso de ser incierta la edad de las morfologías se omite y se pone signos de interrogación.

Tabla 17. Color según la morfogénesis del relieve

Morfogénesis	Color
Estructural	Púrpura
Volcánico	Rojo
Denudatorio	Marrón
Fluvial	Verde
Lacustre/marino	Azul oscuro
Glacial/Periglacial	Azul claro
Eólico	Amarillo
Cárstico	Naranja
Antrópica/Biológica	Gris/Negro

Tabla 17. Con base en esta tabla se elaboró el mapa geomorfológico del GC. Modificado de Verstappen y Van Zuidam (1991).

Sintéticos

Este mapa es una síntesis del paisaje y se obtiene a partir de estudios vinculados a la explicación de las relaciones ambientales que existen entre las formas y otros elementos fisiográficos como clima, suelo, vegetación e hidrografía. En este mapa se distinguen 4 jerarquías de unidades del terreno en función de la escala. Su elaboración consiste en delimitar las unidades del terreno y complementarlas con información fisiográfica anteriormente mencionadas. Las jerarquías son:

- ✓ ***Componentes del terreno:*** Constituyen las unidades de menor dimensión espacial y se representan en escalas iguales o menores a 1:10,000. El relieve es el criterio de clasificación más influyente y aunque las unidades presentan homogeneidad en morfología, litología, suelo, vegetación, hidrología y procesos, una de estas características es la dominante.
- ✓ ***Unidades del terreno:*** Son una forma o un conjunto de formas del relieve que se definen por su morfogénesis y se representan en mapas con escalas de 1:10,000 a 1:100,000. Estas unidades se diferencian entre sí por sus características internas y externas.
- ✓ ***Sistemas del terreno:*** Se consideran unidades del paisaje y se vinculan al desarrollo del relieve en un ambiente específico. Su desarrollo es controlado por la

morfogénesis, la naturaleza de los materiales y el clima. Estas unidades son adecuadas para mapas de mediana escala a 1:250,000.

- ✓ ***Provincias del terreno:*** Son las unidades de mayor dimensión espacial. Aquí se combinan las asociaciones y complejos de las dos unidades anteriormente descritas. Se delimitan mediante una línea negra acompañada por una letra y/o un símbolo numérico.

Pragmáticos

Se realizan para propósitos específicos y pueden derivarse o no de los datos analíticos y sintéticos. Dentro del campo de la geomorfología estos mapas tienen una gran importancia para la evaluación y prevención de riesgos naturales. La prevención se realiza en función del seguimiento y mapeo del riesgo que resulta en una zonificación.

A continuación, se describe la zonificación de distintos tipos de riesgos:

- ✓ ***Zonificación del riesgo de inundación:*** Consiste en el mapeo del área inundada y su extensión de las mayores inundaciones registradas recientemente. El levantamiento para este tipo de riesgo comienza con el mapeo geomorfológico en el cual se resaltan los rasgos de las zonas planas (ej. Albardones, cauces, planicies de inundación, barras, entre otros) y se añade información acerca del origen y duración de la inundación.
- ✓ ***Zonificación de riesgos en montañas:*** Involucra procesos como erosión y remoción en masa. El mapa final demuestra el patrón de distribución de los tipos de riesgos y se logra mediante la estimación de procesos activos y/o latentes en combinación de la situación geomorfológica.
- ✓ ***Zonificación del riesgo de sequía:*** Depende de los conocimientos que se tiene de un área determinada en cuanto a clima, desertificación, características de crecimiento vegetal y la configuración del terreno en relación con el escurrimiento superficial.
- ✓ ***Zonificación de riesgos sísmicos:*** Se realiza a nivel de reconocimiento por lo que resulta muy general y es complementaria de estudios sismológicos. En esta zonificación se debe especificar la susceptibilidad de ocurrencia de deslizamientos,

colapsos, caída de bloques, licuefacción, entre otros fenómenos asociados o desencadenados por sismicidad.

- ✓ **Zonificación del riesgo volcánico:** Se trata de una zonificación compleja debido a que existen diferentes tipos de riesgos volcánicos en un área. Los más relevantes son la caída de bombas, lapilli y ceniza, flujos de lava, nubes ardientes, lahares y flujos piroclásticos. Esta zonificación resulta más eficiente si se incorpora una base geomorfológica del volcán y datos sobre las condiciones meteorológicas.

El proceso de levantamiento geomorfológico

El mapeo geomorfológico comienza en gabinete con la interpretación de imágenes aeroespaciales ya sean fotografías aéreas o imágenes satelitales, además de una base topográfica y la cartografía geológica. El objetivo de esta interpretación es tener un panorama general del área de estudio y su confrontación con la realidad para así poder establecer vínculos o relaciones con las áreas circundantes mediante el análisis simultáneo de cartografía temática y literatura disponible (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

Por lo tanto, los documentos esenciales del mapeo geomorfológico son las imágenes aeroespaciales y los mapas topográficos y geológicos (Peña, 1997; Verstappen y Van Zuidam, 1991). A continuación, se da una breve definición de cada uno de estos documentos a excepción del mapa geológico que ya fue descrito anteriormente.

Imágenes aeroespaciales

Las fotografías aéreas y las imágenes satelitales son una pieza fundamental en el mapeo geomorfológico, ya que a partir de la interpretación detallada de las imágenes resulta la delimitación de unidades geomorfológicas mayores, su división en sub-unidades, el trazado de formas del relieve individuales y procesos (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

- ✓ **Fotografía aérea:** Es una imagen directa y objetiva de la superficie terrestre que muestra grandes cantidades de información debido a que es un registro del espectro electromagnético reflejado por la superficie terrestre (Silva *et al.*, 2001) y sólo es limitada por sus características técnicas y la escala. Este documento necesario en

levantamientos geomorfológicos a detalle (Peña, 1997; Verstappen y Van Zuidam, 1991).

- ✓ **Imágenes satelitales:** En la actualidad tienen una ventaja sobre la fotografía aérea ya que hacen posible trabajar con grandes superficies (escalas medias y pequeñas). Verstappen y Van Zuidam (1991) mencionan que las imágenes satelitales de resolución de 30 m o menos bastan para el mapeo a nivel reconocimiento a escalas de menores a 1:100,000, aunque en áreas con incertidumbre es necesario apoyarse de la fotointerpretación. Para realizar un mapeo más detallado estas imágenes solo proporcionan un panorama general.

La estereoscopia es una técnica relevante para la cartografía geomorfológica y puede realizarse con los documentos anteriormente descritos. Esta se lleva a cabo en la etapa de gabinete permite obtener una primera delimitación de las unidades del relieve, debido a que muestra el área de estudio en 3 dimensiones.

Mapa topográfico

Peña (1997) menciona que el mapa topográfico es una representación precisa y a escala de la localización de los accidentes de la superficie terrestre. Por su parte Silva et al. (2001) define al mapa topográfico como un documento que muestra la posición correcta de los rasgos naturales (ej. Bosque, colinas, ríos, pantanos, embalses) y culturales permanentes (ej. Ciudades, localidades rurales, vías de comunicación, canales, acueductos, tendido eléctrico, ente otros) de la superficie terrestre.

El propósito general de este documento es ofrecer una representación completa y fiel de los elementos superficiales, así como transmitir de forma ordenada el arreglo y configuración de todos los elementos del terreno (Silva *et al.*, 2001), que en conjunto caracterizan la superficie terrestre como una unidad.

Esta representación gráfica en ciencias sirve como base para el mapeo y trabajo de campo, debido a que la topografía es considerada una superficie continua sobre la cual se pueden mapear las formas del relieve en función de los parámetros topográficos (Pavlopoulos

et al., 2009). Además, es una herramienta muy útil para localizar fenómenos observados en las imágenes aeroespaciales (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

El mapa topográfico, las fotografías aéreas e imágenes satelitales sirven para realizar una primera delimitación del relieve con base en los elementos más notorios contenidos en la base topográfica y geológica. Peña (1997) menciona que la delimitación puede ser simple (ej. Zonas planas, montañosas y pie de monte) o compleja (ej. Llanuras, colinas, crestas, cubetas, *talwegs*, escarpes, divisorias, cambios en la pendiente).

Cartografía geológica

Peña (1997) define al mapa geológico como una representación sobre una base topográfica de la distribución de los cuerpos rocosos que afloran en una zona determinada, así como su edad, la sucesión estratigráfica y deformaciones que presentan. Autores como Silva *et al.* (2001) proponen que la cartografía geológica es una herramienta de análisis espacial que permite entender y comunicar de forma sintética la configuración y evolución geológica de una región. Con base en lo anterior se entiende que el mapa geológico es una representación gráfica y a escala de los cuerpos de roca que en conforman una zona determinada de la superficie terrestre y que, a partir de atributos como su localización y la distribución de los materiales, es posible concatenar los eventos geológicos que han ocurrido en una zona y que permiten explicar su evolución a través del tiempo.

La información de mayor interés que proporciona el mapa geológico para el mapeo geomorfológico es la distribución de los distintos tipos de rocas que afloran, la relación espacio-temporal entre ellos, su resistencia relativa y la distribución de las estructuras geológicas secundarias (Peña, 2007). Dentro del análisis de la cartografía geológica se debe entender la relación existente entre la red de drenaje y las estructuras geológicas secundarias presentes (*Ibidem*).