



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA DE LA DEFORMACIÓN DE LA
FORMACIÓN SAN JUAN DE LA ROSA (JURÁSICO), EN EL ÁREA DE
TOLIMÁN, QUERÉTARO.**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

LETICIA MILLÁN SÁNCHEZ

TUTOR

DR. GUSTAVO TOLSON JONES (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. MARIANO CERCA MARTÍNEZ (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)

DR. MICHELANGELO MARTINI (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)

DR. ARTURO ORTÍZ UBILLA POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

DR. RAFAEL BARBOZA GUDIÑO POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MÉXICO D.F. FEBRERO DE 2014



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.

DEDICATORIA

A Dios por amarme y darme las bendiciones que rodean mi vida. Por estar para mí en momentos felices y sobre todo en las pruebas. Te agradezco mi Dios por ayudarme a concluir otro ciclo y te pido que nunca alejes tu mirada de mí ni de los míos.

A mi madre, por darme la vida, por ser un gran ejemplo para mí y ser una mujer única. Gracias por sacarnos adelante a pesar de todo y querernos como lo hace. La amo mucho madre.

A ti Jon por ser mi esposo, mi compañero, mi amigo y el amor de mi vida. Gracias por apoyarme en todos los sentidos para que concluyera esta etapa, pero sobre todo por amarme y compartir conmigo tu vida, te amo.

A mi niño hermoso, Mateo. Eres lo mejor que me pudo pasar, eres la forma más explícita del amor que Dios ha derramado en mí y tu papá. Te amo mi hijito, tú me has dado el mejor título que se puede otorgar, MAMÁ.

A Roberto, Verónica, Lílíana, Yesenia y Margarita por apoyarme cuando lo he necesitado, los quiero mucho. A Erick que también es como el hermano pequeño que no tuve. A mi tío Eugenio por estar con nosotros. A Ivanita y Diego. A mis cuñados y a toda mi familia.

A todas las personas que de alguna manera, directa o indirecta, me apoyaron para que iniciara y terminara con esta tesis. A la Profra. Catalina, a la Sra. Rosario, y todos los que no alcancé a mencionar. Gracias a todos!!

AGRADECIMIENTOS

Hago extensivo mi agradecimiento a la Universidad Nacional Autónoma de México por darme la oportunidad de realizar la maestría en el Programa de Ciencias de la Tierra. Agradezco al CONACYT por la beca otorgada para realizar mis estudios. Al programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geología por lo aprendido, por la beca y todo el apoyo económico otorgado, así como las enseñanzas de los profesores, el apoyo del personal del área administrativa y a todos los que de alguna manera agilizaron el proceso de esta tesis.

Agradezco al Dr. Gustavo Tolson Jones de forma especial por haber aceptado ser mi asesor, gracias Dr. por su paciencia conmigo y Mateo, por sus enseñanzas, su confianza y porque sé que puedo contar con usted. A la Dra. Elizabeth Solleiro por ayudarme en las cuestiones administrativas que se dificultaron al inicio de la maestría. A los doctores: Arturo Ortiz Ubilla, Michelangelo Martini, Rafael Barboza y Mariano Cerca, por aceptar ser parte de mi jurado y hacerme las correcciones y/u observaciones para mejorar esta tesis.

Agradezco a la Dra. Elisa Fitz Díaz por acompañarme al reconocimiento de mi área de tesis y darme ideas para desarrollarla. Agradezco ampliamente a Alberto, Alejandro, Claudia, Dimitri y los compañeros de Puebla por su apoyo en el trabajo de campo. A Sac Nicté por la ayuda con la descripción de mis láminas delgadas y a Fernando Núñez por la facilidad para el uso de los microscopios. A todos los que directa o indirectamente ayudaron a llevar a cabo esta tesis. Gracias.

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	9
Capítulo I. Generalidades	10
I.I Localización del área de estudio	10
I.II Geografía.....	11
I.III Antecedentes	11
I.IV Objetivo General.....	16
I.VI Metodología	16
Capítulo II. Estratigrafía	20
II.I Complejo El Chilar	22
II.II Formación San Juan de la Rosa	25
II.III Formación Peña Azul	28
II.IV Rocas Cenozoicas	29
II.V Derrames de dacita.....	30
II.VI Evolución tectónica.....	31
II.VII Cartografía	32
II.VIII Secciones estructurales	35
Capítulo III. Deformación	37
III.I Deformación 1 (D1).....	38
III.II Deformación 2 (D2).....	46
DISCUSIÓN	49
CONCLUSIONES	52
REFERENCIAS.....	54
ANEXO	58
Petrografía de láminas delgadas.....	58
Complejo El Chilar (CCH)	58
Formación San Juan de la Rosa (FSJR).....	60
Formación La Peña Azul (FPA).....	82

Rocas Cenozoicas (RC).....	84
Derrames de lava (DL).....	85

RELACIÓN DE FIGURAS

Figura 1. Plano de ubicación del área.	10
Figura 2. Plano topográfico que delimita el área de estudio	12
Figura 3. Diagrama de flujo de la metodología	20
Figura 4. Columna estratigráfica de Carrillo-Martínez, 1979	21
Figura 5. Columna estratigráfica de Dávila-Alcocer, 2009	22
Figura 6. Cabalgadura entre el Complejo El Chilar y la Formación San Juan de la Rosa	23
Figura 7. Rocas filitizadas del Complejo El Chilar	24
Figura 8. Afloramiento del Complejo El Chilar	25
Figura 9. Contacto entre el Complejo El Chilar y la Formación San Juan de la Rosa	26
Figura 10. Elementos rotados y fracturas de la Formación San Juan de la Rosa	26
Figura 11. Pliegues métricos de la Formación Peña Azul	29
Figura 12. Boudinage en la Formación Peña Azul	29
Figura 13. Rocas cenozoicas	30
Figura 14. Derrame de lava dacítica	30
Figura 15. Mapa geológico	34
Figura 16. Secciones geológicas	36
Figura 17. Estructuras de deformación en el Complejo El Chilar	38
Figura 18. Estereogramas de la Formación San Juan de la Rosa	40
Figura 19. Crucero, foliación y secciones delgadas de la Formación San Juan de la Rosa	41

Figura 20. Pliegue clase 1A	42
Figura 21. Pliegue clase 1C	42
Figura 22. Pliegue 1 clase 1C, pliegue2 clase 2	43
Figura 23. Pliegue clase 1C	43
Figura 24. Pliegue clase 1C	44
Figura 25. Pliegue clase 2	44
Figura 26. Pliegue clase 1C	45
Figura 27. Pliegue clase 3	45
Figura 28. Estructuras de deformación en la Formación Peña Azul, estereograma con datos de estratificación y pliegue clase 1C	46
Figura 29. Diaclasas y pequeñas fallas de D2	47
Figura 30. Esquema de comparación de edades de deformación	48

RESUMEN

La Sierra Madre Oriental es una provincia fisiográfica cuyo relieve ha sido atribuido esencialmente al levantamiento producto de la orogenia Laramide. Su basamento es un complejo rocoso con gneises precámbricos, esquistos paleozoicos y rocas sedimentarias del Paleozoico. Todas estas rocas tienen una deformación intensa de tipo dúctil y quebradiza. Sobre este basamento se depositaron rocas sedimentarias continentales y volcánicas. Las rocas que forman a la Sierra Madre Oriental están deformadas como un cinturón de pliegues y cabalgaduras de piel delgada con vergencia al noreste.

En la región de Tolimán en el estado de Querétaro, que es la parte más occidental de la Sierra Madre Oriental, se aprecia una secuencia meta-sedimentaria y sedimentaria. Las rocas más antiguas que afloran pertenecen al Complejo El Chilar formado por meta-areniscas y pizarras fuertemente deformadas. Además hay bloques de la misma meta-arenisca, de basalto y pedernal intercalados. Sobre ese complejo yacen en discordancia areniscas, lutitas, conglomerados y capas de material volcánico de la Formación San Juan de la Rosa, cuya edad abarca del Jurásico Medio al Cretácico Inferior. En algunos afloramientos de esta formación se observan estructuras primarias, mientras que en otros más se han formado pliegues asimétricos con vergencia al este. Esta formación es el principal objeto de estudio.

Sobre ésta se encuentran la Formación Peña Azul, rocas félsicas asociadas con el volcanismo de la Peña de Bernal del Mioceno Tardío, derrames andesítico-basálticos de la Faja Volcánica Trans-mexicana y depósitos sedimentarios recientes. La Formación San Juan de la Rosa fue afectada por al menos dos deformaciones. 1) La primera deformación es dúctil-frágil está caracterizada por un metamorfismo de bajo grado causando una foliación incipiente, hay pliegues asimétricos con vergencia al este y fallas inversas de escala métrica y kilométrica como la cabalgadura de Higuierillas. 2) La segunda deformación es quebradiza,

originó fallas normales y laterales de escala métrica, fracturas rellenas de calcita y/o cuarzo, diaclasas casi perpendiculares entre sí y boudinage.

Se cree que la deformación puede ser atribuida a la orogenia Sevier ya que las unidades involucradas son de carácter plástico lo que podría indicar que el basamento no está involucrado en el acortamiento, esto es característico de dicha orogenia, así como el estilo del plegamiento.

INTRODUCCIÓN

La Formación San Juan de la Rosa está expuesta en la región de Tolimán, al NW del estado de Querétaro. Está formada por una sucesión de rocas volcanosedimentarias que han llamado la atención de varios autores (Segerstrom, 1961; Martínez-Hernández, 1979; Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Arredondo-Delgadillo *et al.*, 1984; Chauvé *et al.*, 1985; Barrera-González y Guzmán-Vega, 1984; Max-Suter, 1987; Carrillo-Martínez y Monroy Audelo, 1988; Carrillo-Martínez, 1989, 1990; Centeno-García y Silva-Romo, 1997, Carrillo-Martínez, 2000; Dávila-Alcocer *et al.*, 2009; Fitz-Díaz, 2010; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Estas rocas son interesantes por su composición y estilo de deformación. Es una de las pocas regiones en el centro del país en las que afloran rocas del Jurásico Medio y Superior así como del Cretácico Inferior, lo que pone en discusión el origen de su deformación, es decir a qué evento orogénico es más factible asociarla.

Existen varios trabajos referentes a esta área, sin embargo, no hay uno que documente formalmente la geometría de la deformación de la Formación San Juan de la Rosa, por tal motivo se eligió el presente proyecto. Este trabajo tiene por objetivos definir la geometría de la deformación, con base en la estratificación, foliación, pliegues, fallas y fracturas. La Formación San Juan de la Rosa fue definida por Carrillo-Martínez (1981), este autor describe su composición, textura y ambiente de depósito. Distingue importantes diferencias considerando que hay dos litologías, una volcánica con componentes sedimentarios y otro conjunto integrado por meta areniscas matriz-soportadas, filita, pedernal y rocas volcanosedimentarias, siendo éste último conjunto más antiguo que el primero. Dávila-Alcocer *et al.* (2009) considera que estos dos paquetes litológicos representan conjuntos petro-tectónicos distintos y asigna con el nombre de Complejo El Chilar a las rocas más antiguas y Formación San Juan de la Rosa a las rocas más recientes existiendo una discordancia entre ellas como límite. Se decidió tocar este tema porque los afloramientos están muy bien expuestos, por lo interesante de la composición litológica y por el estilo y edad de la deformación que ha afectado la zona.

Capítulo I. Generalidades

1.1 Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza en el Municipio de Tolimán, ubicado hacia el centro-oeste del estado de Querétaro, su cabecera es la ciudad de Tolimán. Para llegar partiendo del Distrito Federal, se toma la carretera federal no. 57 México–Querétaro, pasando la caseta de Palmillas se toma la desviación a San Juan del Río, incorporándose a la carretera federal no. 120. Al llegar a la cabecera municipal de Ezequiel Montes se toma la carretera estatal no. 130, hasta el entronque con la carretera estatal no. 100. En el cruce San Pablo Tolimán, hay la posibilidad de ir al este u oeste del área de estudio. El área está enclavada en la carta topográfica del INEGI F14C57 (Figura 1), la cual está delimitada por las cartas que se aprecian en la figura 1.

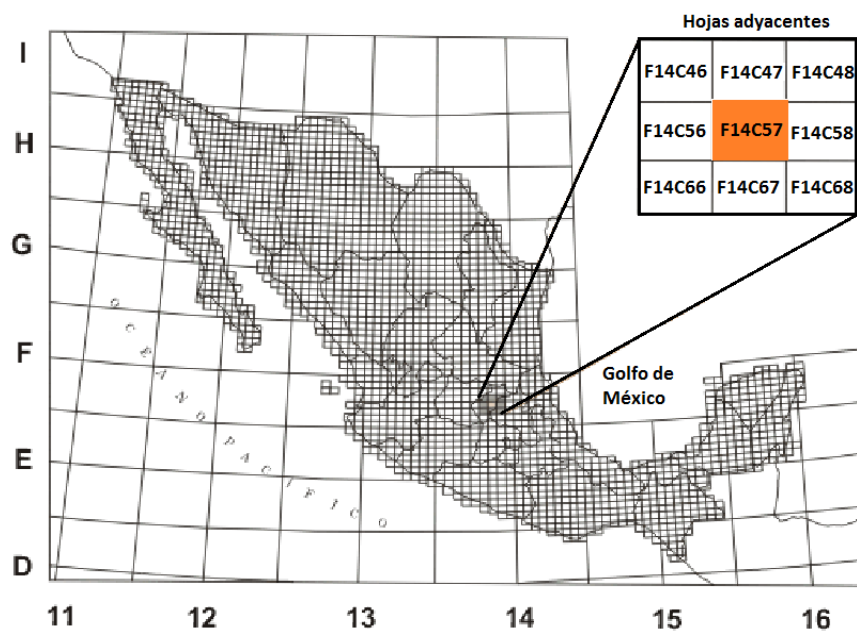


Figura 1. Ubicación del área en la República Mexicana. Se encuentra dentro de la carta topográfica marcada en naranja (tomado de INEGI).

I.II Geografía

El área de estudio incluye una porción del municipio de Tolimán, se ubica en la zona centro-oeste del estado de Querétaro, la altitud promedio del área fluctúa entre los 1,350 y los 2,740 metros sobre el nivel del mar. El área de estudio tiene una extensión territorial de casi 350 kilómetros cuadrados. Los límites geográficos son: al norte con el municipio de Peñamiller, al este con el municipio de Cadereyta de Montes, al sur con el municipio de Ezequiel Montes y al suroeste con el municipio de Colón. Los poblados principales pertenecientes al área de estudio son: Tolimán, que es la cabecera municipal, El Chilar, La Vereda, San Antonio de la Cal, San Miguel Tolimán, San Pablo Tolimán, El Terrero, El Jabalí, Higuierillas, San Juan de la Rosa y la Florida (Figura 2).

I.III Antecedentes

Wilson *et al.*, (1955) estudian la plataforma del Doctor y caracterizan este elemento haciendo énfasis en sus rasgos sedimentológicos y clasificando en facies: una facies de aguas someras, otra de conglomerados, una tercera de capas gruesas de areniscas con nódulos de pedernal y la cuarta de capas delgadas de caliza y pedernal que se depositaron en aguas profundas. Señalan que las calizas del Doctor descansan sobre una serie de rocas del Jurásico Superior y del Cretácico, en las que se han desarrollado plegamientos muy complejos.

Seegerstrom (1961) hace dos publicaciones, una consiste en describir la geología entre el área de Bernal y Jalpan, en el estado de Querétaro. Hace una clasificación por sistemas: Sistema Pre-Jurásico, que incluye a las rocas formadas antes que la Formación Las Trancas. Sistema Jurásico, en el cual describe a la Formación Las Trancas. Sistema Cretácico, describe a la plataforma del Doctor y a las Formaciones Mexcala y Soyatal. Sistema Terciario, aquí describe al conglomerado El Morro, rocas volcánicas indiferenciadas y basaltos.

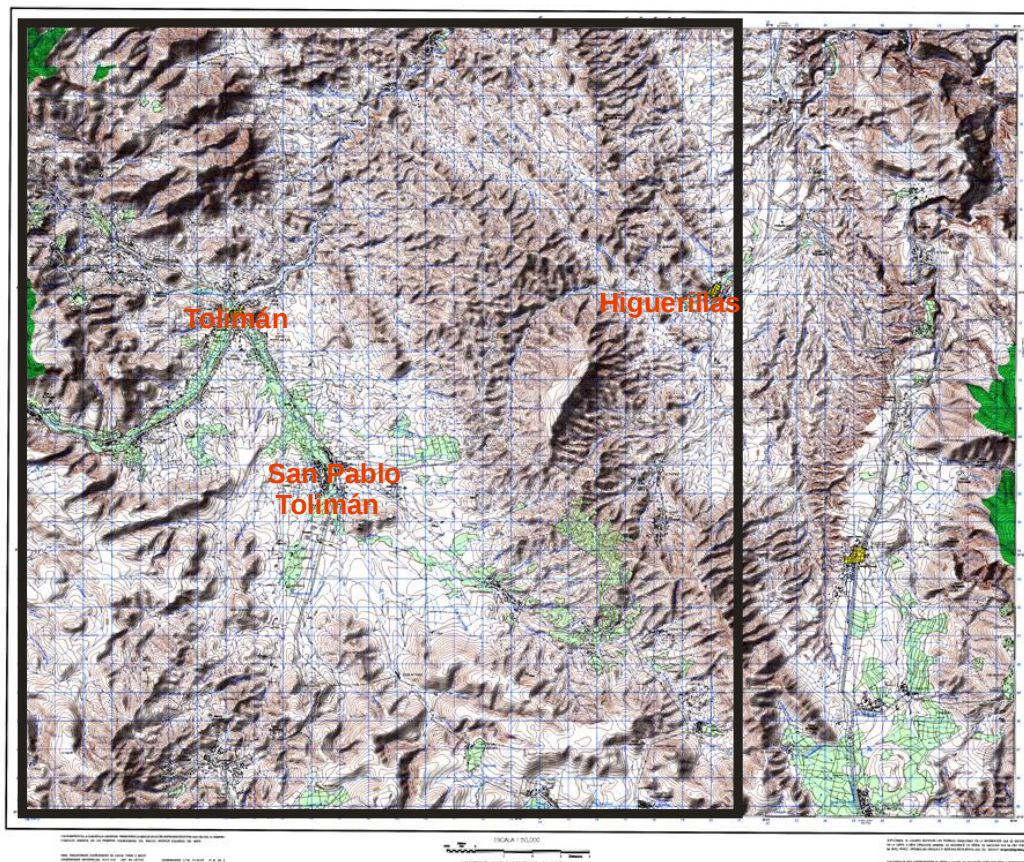


Figura 2. Topografía del área de estudio y poblados principales, carta topográfica del INEGI f14c57, San Pablo Toluán.

Sistema Cuaternario y Terciario, incluye depósitos clásticos cenozoicos, caliche, capas rojas y travertino. Por último agrupa a rocas intrusivas, unas porfíricas y otras equigranulares. Hace un resumen de las principales estructuras de deformación como son pliegues, boudinage, clivaje, fallas y juntas.

En su segunda publicación, este autor tiene por objeto dar a conocer el cuadro regional de la estratigrafía y la estructura del estado de Hidalgo y el noreste del estado de México. Su análisis consiste principalmente en describir las Formaciones: Las Trancas, Santuario, Soyatal, Mexcala, Méndez, Tarango y Atotonilco El Grande. Grupo El Morro, Grupo Pachuca, Grupo San Juan, Basalto del Pleistoceno, Caliza El Doctor y los depósitos del Pleistoceno y reciente. De estas rocas describe su composición, texturas, ambientes de depósito y señala el contenido fósil. Además indica que el efecto más grande de la orogenia Laramide

es el resultado de las fuerzas compresivas que plegaron las rocas mesozoicas y que la parte noreste se caracteriza por anticlinorios y sinclinorios de grandes dimensiones. Hace referencia a las rocas de la Formación San Juan de la Rosa pero las considera como un solo conjunto con el Complejo El Chilar, y les da el nombre de Formación Las Trancas.

Martínez-Hernández (1979) hace una descripción estratigráfica en donde divide en cuatro sistemas, Jurásico, Cretácico, Terciario y Cuaternario. Dentro del Jurásico incluye a la Formación Las Trancas, en el Cretácico describe a las Formaciones El Abra, Soyatal y Mexcala. En el Terciario describe rocas volcánicas indiferenciadas y para el Cuaternario, depósitos recientes. Para cada formación propone una definición y su distribución geográfica así como describe su litología y espesores, propone secciones y en algunas asigna edades y origen. El autor considera a las rocas de la Formación San Juan de la Rosa dentro de la Formación Las Trancas.

Carrillo-Martínez (1981) cartografía la zona, estudia la geología estructural regional y establece las relaciones estratigráficas de las formaciones reportando diferencias con el trabajo de Wilson. Él hace la definición de la Formación San Juan de la Rosa, aunque sólo dice que son dos conjuntos diferentes de roca y no la separa del Complejo El Chilar por lo que no otorga nombres distintos y formales a cada conjunto.

Suter (1987) señala que la deformación está controlada por la geometría y litología de dos principales bancos carbonatados, El Doctor y Valles-San Luis Potosí y que el acortamiento está concentrado sobre los márgenes de las plataformas y caracterizado por pliegues y cabalgaduras. Detalla la estratigrafía de las dos plataformas y sus alrededores incluyendo columnas estratigráficas, secciones y mapas mostrando la geología y las principales estructuras afectadas por la deformación. Concluye que la Sierra Madre Oriental muestra elementos típicos de un cinturón de pliegues y cabalgaduras y hace un cálculo de la deformación.

Carrillo-Martínez y Monroy-Audelo (1988) presentan una síntesis de la geología del área de San Antonio Bernal para trabajos exploratorios de la mina de San Martín. Describen las rocas del lugar así como las relaciones de contacto entre ellas. Hacen una interpretación de la evolución tectónica y concluyen que esta área está dividida en dos conjuntos tectonoestratigráficos muy diferentes: al oeste, la formación San Juan de la Rosa con derrames volcánicos calco-alcalinos e intercalaciones sedimentarias y al oriente una secuencia de origen marino que va del Jurásico Superior-Neocomiano hasta el Cretácico Superior. Mencionan que la mineralización en el área se hospeda en calizas cretácicas y asociada a ésta hay un conjunto de fallas subverticales de rumbo NE-SW.

Según Carrillo-Martínez (1989) el Jurásico Superior y el Neocomiano hacia el centro-oriental del estado de Querétaro son dominios diferentes: la Formación San Juan de la Rosa pertenece a la parte occidental y puede dividirse en dos paquetes, uno caracterizado por filita, grauvaca y pedernal; mientras que el otro está constituido por brecha, conglomerado, arenisca, lutita apizarrada y toba. En el oriente se encuentra la Formación Las Trancas que consiste en lutita y caliza arcillosa. En cuanto a la deformación diferencia cuatro fases principales: la etapa pre-orogénica Laramide, evidenciada por un crucero parcialmente penetrante. La etapa Laramida caracterizada por cabalgaduras y pliegues. Un fallamiento normal que es cartografiado afecta a rocas neógenas y parece activo con una dirección aproximada de 70° , un fallamiento con una importante extensión, a escala de afloramiento probablemente vinculado a la orogénica Laramide y se manifiesta sobre todo en la formación San Juan de la Rosa.

Carrillo-Martínez (1990) reporta un mapa geológico comprendido entre Peñamiller y Jalpan, realiza una sección representativa del área para caracterizar la estructura de la Sierra Madre Oriental. Hace cuantificaciones geométricas y señala las principales características de las estructuras más representativas de la Sierra Gorda de Querétaro: anticlinales El Piñón y Bonanza, sinclinales El Aguacate y Ahuacatlán y la cabalgadura Puente de Dios, relaciona el acortamiento con la anchura, traslape y relieve estructural para dar un porcentaje de

acortamiento, además presenta columnas estratigráficas y las correlaciona. También describe a semidetalle las formaciones que caracterizan el área: San Juan de la Rosa, Peña Azul, Trancas, Tamaulipas, Tamabra, El Abra, Soyatal-Méndez, material cenozoico continental y las rocas ígneas intrusivas.

Carrillo-Martínez (1998-2000) realiza el resumen de la hoja de Zimapán en los estados de Hidalgo y Querétaro, escala 1:100 000. En este resumen describe detalladamente la petrografía, estratigrafía y tectónica de las distintas formaciones así como sus características mineras y geotérmicas. Las unidades que incluye son: Formaciones San Juan de la Rosa, La Peña Azul, Las Trancas, El Doctor, Tamaulipas y Soyatal-Méndez, también incluye el Sistema Terciario que comprende las formaciones El Morro y Las Espinas. Por último describe el Sistema Cuaternario que comprende los cuerpos más recientes del lugar.

Dávila-Alcocer *et al.*, (2009) describen la estratigrafía de la región de Tolimán, presentan una columna estratigráfica proponiendo edades de acuerdo a estudios anteriores de otros autores y por conclusiones propias basándose en el contenido fósil, relaciones estratigráficas y fechamiento de zircones detríticos. Señalan que la Formación San Juan de la Rosa debe ser dividida en dos paquetes litológicos separados por una discordancia angular. Las rocas más antiguas son cuarzo arenitas y lutitas ricas en cuarzo con bloques de las mismas rocas y un bloque de pedernal que contiene rocas ígneas básicas, dichos bloques y su matriz están deformados llegando a formar un melange tectónico. Este paquete lo denominan Complejo El Chilar. El segundo paquete sobreyace discordantemente al anterior y se trata de una sucesión volcano-sedimentaria a la que restringen el nombre de Formación San Juan de la Rosa. Proponen un ambiente y las condiciones en que se dio el depósito de ambos paquetes litológicos.

Fitz-Díaz (2010) hace una sección principal que va de Bernal, Querétaro, hasta la cuenca Tampico-Misantla, Veracruz. Realiza una cuantificación de la deformación tanto en las cuencas como en las plataformas, incluye un estudio de illita en material volcánico para fechar la deformación proponiendo que la

cristalinidad aumenta conforme la deformación aumenta, siendo la illita un mineral indicador de deformación.

Fitz-Díaz *et al.*, (2012) proponen que la región de Tolimán puede compararse con el modelo de cuña crítica, que la deformación de la secuencia es más intensa en el frente y va decreciendo hacia el este y que la deformación está definida por las plataformas y cuencas.

Dávila-Alcocer *et al.*, (2013) analizan varias muestras de rocas máficas del Complejo El Chilar para determinar el ambiente tectónico en que se formaron. Con base en similitudes con rocas de un prisma de acreción de Zacatecas proponen una posible distribución regional del prisma de acreción y señalan que Tolimán puede ser una extensión de éste.

I.IV Objetivo General

Caracterizar la geometría de la deformación en la Formación San Juan de la Rosa.

I.VI Metodología

El área de Tolimán ofrece una buena oportunidad de trabajo debido al interés que ha despertado en muchos autores por los rasgos geológicos que definen a estas secuencias, así como la buena exposición de los afloramientos y sus excelentes vías de acceso. Para conocer el área de estudio se requirió hacer una primera salida al campo lo que permitió ubicarse en la problemática del área, las dimensiones que se pretendían abarcar y hasta donde se deseaba llegar (figura 3). Para esta salida al campo fue necesario investigar lo escrito anteriormente por otros autores a través de libros y principalmente artículos. Se analizaron fotografías aéreas para iniciar el reconocimiento de las litologías y la geomorfología de la zona. Otro recurso que fue indispensable para esta y todas las siguientes salidas al campo fueron las cartas topográficas. La carta más utilizada fue la de San Pablo Tolimán (F14C57) del INEGI, aunque también se

consultaron las cartas topográficas adyacentes a esta (ver figura 1) para complementar la información y ampliar el panorama.

Se requirió de material como pica, brújula, bolsas de muestreo, libreta de campo, lápices, colores, marcadores, la estereofalsilla de Wulf, cámara fotográfica, fotografías aéreas y las cartas topográficas de la región. Se hizo la cartografía de la zona a semidetalle, de la cual se tomaron como base los mapas geológicos de Carrillo-Martínez (1982) y Fitz-Díaz (2010). Se diferenciaron las litologías reconociendo desde la más vieja hasta la más reciente y se determinó el tipo de roca. Para caracterizar la geometría de la deformación fue necesario poner atención en rasgos geológicos como estratificación, foliación, lineación mineral, crucero, fracturas, fallas y pliegues ya que todos estos se forman ya sea por una deformación plástica o una deformación quebradiza y tienen características geométricas en cada caso.

Los rasgos geológicos mencionados forman planos a excepción de la lineación mineral y el crucero, que son líneas. Estos planos y líneas son representables en una proyección estereográfica, en este caso se utilizó la de Wulf del hemisferio inferior, en donde los planos están representados por líneas y las líneas por puntos. Para los planos se mide el rumbo de la capa con referencia al norte geográfico poniendo en su máxima horizontalidad la brújula con el plano a medir formando dos líneas paralelas imaginarias. Otro dato importante es el echado de la capa, es decir hacia qué dirección esta inclinada dicha capa. Este dato puede resultar de sumar 90° a la medición anterior (regla de la mano derecha) o tomando el dato directamente sobre el plano de inclinación. Una medición más que debe considerarse son los grados de inclinación la capa, ésta se mide poniendo la brújula de forma perpendicular al plano.

Para sintetizar las mediciones gráficamente se hace uso de la estereofalsilla o de programas de cómputo. El programa que se usó es estereoplot. Para obtener las gráficas es necesario hacer una base de datos en un block de notas con el rumbo y echado de las capas o líneas medidas, enseguida se corre el programa y desde ahí se abre la base de datos deseada. Hay una barra de herramientas que

permite con un clic dibujar los hemisferios inferior y superior, obtener las líneas o puntos deseados a partir de los datos que se tengan en las bases de datos creadas y dar formato como grosor, color y forma a las líneas y puntos así como varios tipos de gráficas según lo que desee representar el usuario. En este trabajo se hizo una gráfica por cada tipo de medición obtenida en el campo.

Se hizo un análisis geométrico de los pliegues encontrados en la zona midiendo flancos, charnela, plano axial y eje de los pliegues. Para clasificar los pliegues por su geometría se usó la clasificación de Ramsay (1976), el cual compara la abertura de los arcos interno y externo de los pliegues así como la forma de las isógonas que se forman en la charnela. Se graficaron los pliegues en el programa de cómputo Isogons el cual permite redibujar el pliegue a clasificar y calcula las isógonas así como arroja la gráfica de clasificación del pliegue en donde se puede tener pliegues de clase 1A, 1B, 1C, 2 y 3. En los pliegues clase 1 la curvatura del arco externo es siempre menor que la del arco interno, las isógonas de buzamiento convergen entre sí y hacia la traza axial del pliegue a medida que avanzan hacia el arco interno del pliegue.

Se consideran pliegues de clase 2 cuando los cambios en la curvatura de la superficie de la capa son los mismos a lo largo de todo el pliegue, las variaciones del buzamiento de las superficies también serán las mismas y las formas geométricas de las dos superficies de la capa serán idénticas. La clase 3 es cuando la variación de la pendiente del arco externo es siempre superior a la del arco interno (Ramsay, 1976).

Además de las mediciones descritas, en campo se tomaron muestras de roca para hacer láminas delgadas y con éstas petrografía. Para la toma de muestras se deben tener ciertas precauciones dependiendo del estudio que se desea realizar con éstas. Para este trabajo se tomaron muestras de roca simples considerando solamente que fuera roca sana, es decir que no tuviera algún tipo de alteración y de la parte del afloramiento que fuera más representativa. Se tomaron algunas muestras orientadas con referencia al norte geográfico, esto por si se encontraban microestructuras indicadoras de movimiento al observarlas bajo el

microscopio. Las láminas delgadas se hicieron en un taller particular dedicado a este tipo de trabajo. Se corta una sección pequeña de roca, se pule con abrasivos de distintos tamaños granulométricos, se pegan a un portaobjetos y se vuelven a pulir hasta llegar a medir micras y que los minerales se observen del color correcto en el microscopio (hay un código de colores para cada especie mineral) con el paso de la luz.

La petrografía consiste en describir la mineralogía, textura, redondez, si hay matriz o no y de que se compone, así como otros rasgos particulares para cada tipo de roca dependiendo si es ígnea, sedimentaria o metamórfica. A partir de esta descripción hay gráficas en las que es posible ubicar a la roca observada para darle un nombre específico. La petrografía se realizó con el objetivo principal de buscar microestructuras que indicaran la deformación de las muestras colectadas.

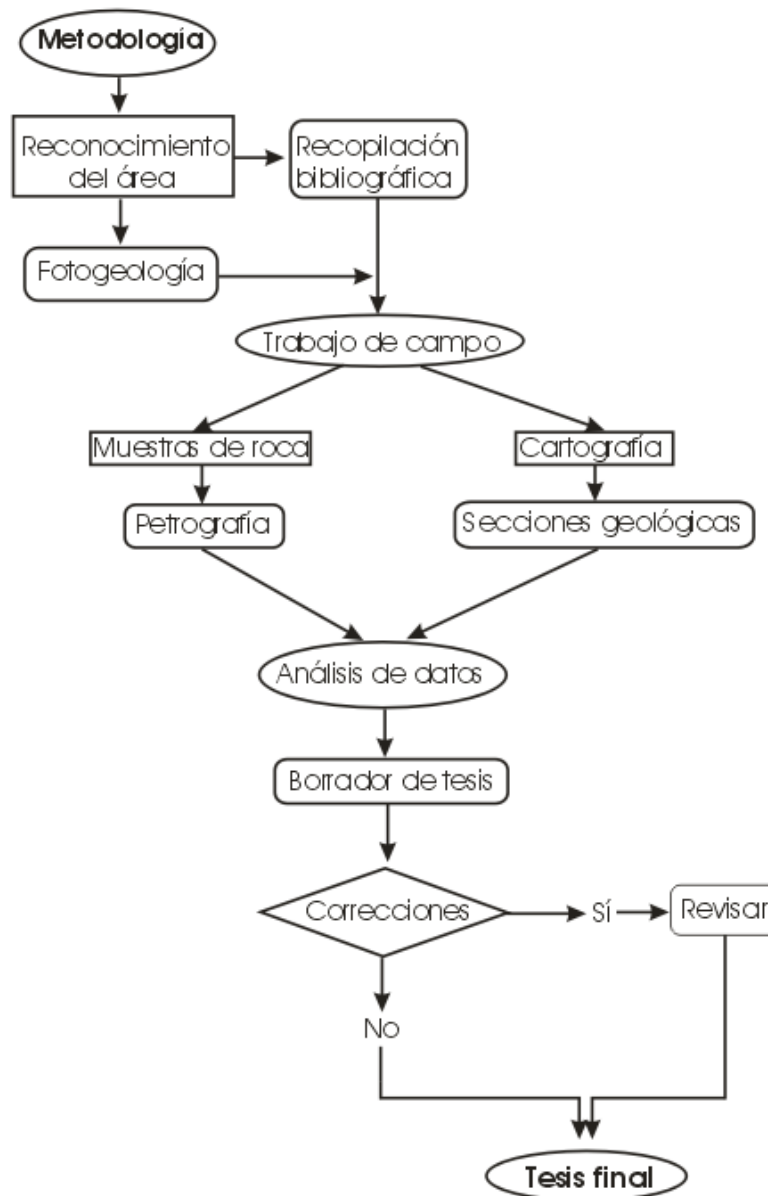


Figura 3. Diagrama de flujo que muestra a grandes rasgos el proceso utilizado para la realización del presente proyecto.

Capítulo II. Estratigrafía

Las siguientes dos columnas (Carrillo-Martínez, 1979 y Dávila-Alcocer *et al.*, 2009) muestran la estratigrafía de la región y tomándolas como referencia se inicia la descripción litológica del área con base en observaciones de campo.

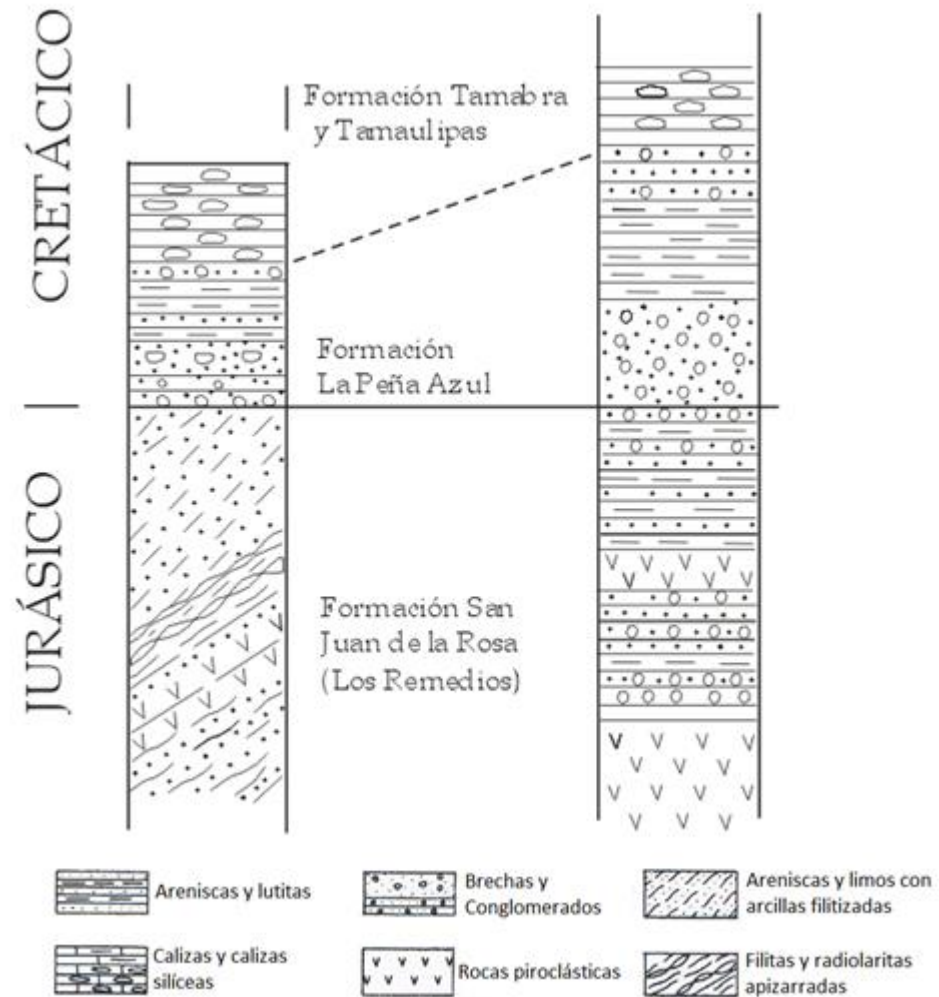


Figura 4. Columnas estratigráficas editadas de Carrillo-Martínez (1979). En esta publicación el autor considera a la Formación San Juan de la Rosa como parte de la Formación Los Remedios, considera que es del Jurásico y que se compone de rocas sedimentarias y volcánicas.

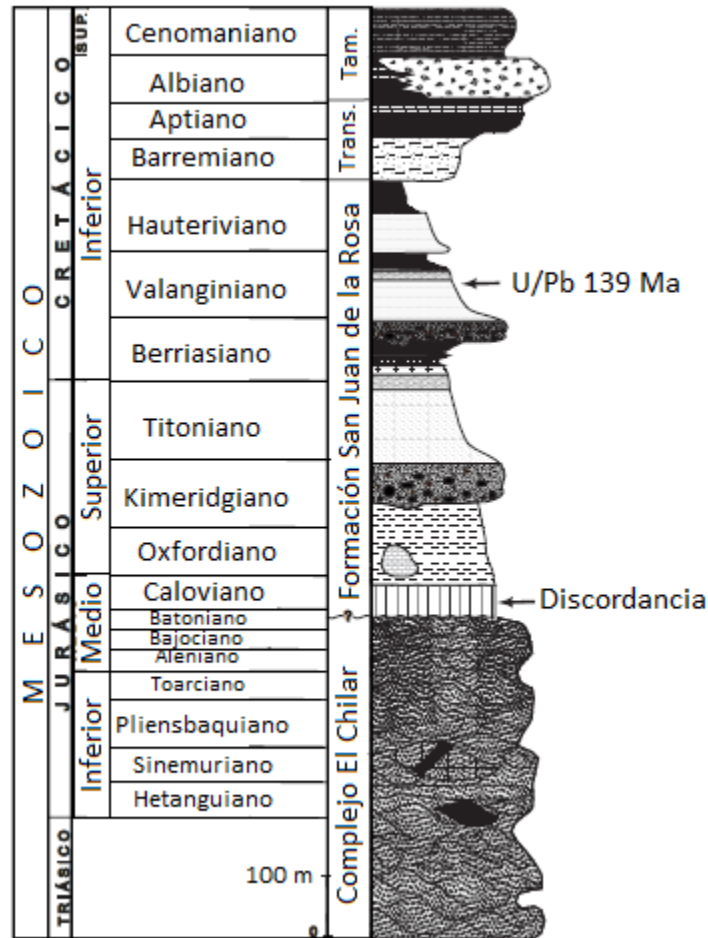


Figura 5. Columna estratigráfica editada de Dávila-Alcocer *et al.*, 2009. Los autores en este artículo dividen a la Formación San Juan de la Rosa del Complejo El Chilar y ponen una discordancia como contacto entre ellas, además restringen más el intervalo de la edad de ambas formaciones.

II.1 Complejo El Chilar

El Complejo El Chilar es el paquete de roca más viejo de la columna estratigráfica que se puede observar en la zona. Aflora en todo el centro del área de estudio de norte a sur y en pequeñas porciones cerca del poblado de Higuerillas y en San Antonio de la Cal. Las rocas que componen esta unidad son principalmente meta-areniscas, de tamaño de grano variable, filitas, pedernal y bloques de basalto y arenisca. Las filitas y meta-areniscas por ser de menor competencia se ven muy cizalladas alrededor de estos bloques, los cuales miden de 1m-1.5m de alto y ancho. Todas estas rocas están altamente foliadas, hay

pliegues tipo chevrón, crenulación, fracturas rellenas de calcita y cuarzo, así como fallas de escala métrica y kilométrica.

En el poblado del Carrizalillo al norte del área de estudio esta unidad está en contacto con la Formación San Juan de la Rosa por una cabalgadura con un plano de falla N255°/NW/50° (Figura 6). Al este del área hay una discordancia por contacto entre las unidades, mientras que en el sureste también hay contacto tectónico entre ambas. En muestra de mano las rocas que componen al Complejo El Chilar se describen como sigue:



Figura 6. Afloramiento del Complejo El Chilar y la Formación San Juan de la Rosa en contacto por una cabalgadura ubicado en el poblado del Carrizalillo en el norte del área de estudio, el ángulo de inclinación del plano de falla es de 50°.

Meta-areniscas.- En las cercanías del poblado de Higuierillas es donde se encuentran mejor preservados los afloramientos formados por estas rocas. El color marrón es visible en donde afectó el intemperismo, mientras que en muestras de roca sana el color va del gris claro a beige. Hay foliación penetrativa a escala centimétrica en los dominios menos prominentes y con tamaño de grano fino. En donde la granulometría aumenta la foliación es menos visible. La mineralogía consiste generalmente de plagioclasa, algo de feldespato potásico, muscovita, abundante cuarzo, fragmentos de roca tanto volcánicos como de caliza y arenisca, arcillas y minerales secundarios como pirolusita y clorita.

Petrográficamente se observa una matriz arenosa con algo de calcita, las rocas están moderadamente clasificadas y los cristales tienen bordes de angulares a subangulares, lo que indica que no han tenido gran transporte y que la fuente de aporte se localiza a una distancia moderada. Las rocas han sido afectadas por un metamorfismo de muy bajo grado, esto se observa en algunos afloramientos y en lámina delgada hay una lineación mineral incipiente. Estas rocas tienen fracturas rellenas de calcita y/o cuarzo.

Filita.- Roca arcillosa que exhibe un lustre en su apariencia, es de color gris a verdoso y en varios afloramientos está foliada de forma penetrativa a escala milimétrica (figura 7), hay pequeños bloques alargados de mayor competencia (arenisca) entre las filitas. Los minerales que las componen son principalmente tipo arcilla (sericita posiblemente). Petrográficamente es visible principalmente cuarzo, una matriz abundante y pequeños fragmentos de roca, además se bien clasificada. Se observa una lineación mineral incipiente ya que la roca tiene un metamorfismo de bajo grado. Las rocas tienen fracturas rellenas de cuarzo y algunas de calcita.



Figura 7. Afloramiento de filita con planos de foliación bien expuestos y penetrativos a escala milimétrica.

Roca basáltica.- Roca de color oscuro que se observa en forma de bloques entre las areniscas y lutitas. Se compone principalmente de plagioclasa y piroxeno. Algunos bloques se observan fracturados y todos son rodeados por

sedimentos altamente cizallados. Los bloques se ven alargados y se repiten de forma sistemática. Estos no registran la deformación debido a su competencia. Petrográficamente los minerales componentes de estas rocas son abundante plagioclasa, algo de feldespato potásico y clinopiroxeno, todos estos euhedrales. La matriz es de vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa.

Pedernal.- Rocas grisáceas de grano muy fino, sedosas al tacto. Forman bloques (Figura 8) y estratos que van intercalados entre filitas y meta areniscas. Se distinguen por alta competencia y la forma de fracturarse.



Figura 8. Rocas del Complejo El Chilar. Esta unidad es la más antigua del área, en afloramiento se observan bloques de basalto, pedernal y arenisca, los cuales están limitados por meta areniscas y filitas con una deformación intensa. El bloque de la fotografía es pedernal grisáceo de gran competencia.

II.II Formación San Juan de la Rosa

Esta formación aflora en los límites del Complejo El Chilar, sobre todo al noreste y sureste del área de estudio, en el poblado de Tolimán y sus alrededores. Los afloramientos y cerros formados por las rocas de la Formación San Juan de la Rosa se ven de color blanquizco (Figura 9).



Figura 9. Panorámica del contacto entre la Formación San Juan de la Rosa (lomas blanquizas) y el Complejo El Chilar (a la derecha de color rojizo).

Algunos afloramientos están bien estratificados con capas de unos pocos centímetros hasta medio metro de grosor, mientras que en otros las rocas ven rocas muy masivas y granulares, llegando a formar conglomerados. La mayoría de los afloramientos que están estratificados también están plegados, en escala métrica. Los pliegues son asimétricos con vergencia al este, hay fracturas rellenas de calcita o cuarzo, diaclasas formando ángulos de 90° y fallas de escala y sentido variable, así como indicadores de cizalla tales como elementos rotados (Figura 10).



Figura 10. Afloramiento de la formación San Juan de la Rosa formado por areniscas de color grisáceo donde se pueden ver fracturas de aspecto oxidado. Se ve foliación y fragmentos de roca en forma de elipse que indica una deformación por acortamiento; estos reciben el nombre de elementos rotados e indican el sentido de la cizalla.

Esta formación se compone de arenisca, capas delgadas de lutita, lavas de composición intermedia, delgados estratos de tobas de lapilli, conglomerados y delgadas capas de evaporita intercaladas en las rocas ya mencionadas. En algunas partes del área de estudio se observa un metamorfismo de bajo grado. La estratificación llega a coincidir con la foliación. Enseguida se describe cada tipo litología.

Areniscas.- Son de color beige, su tamaño de grano varía de fino a muy grueso. Estas rocas forman afloramientos en donde el tamaño de grano es uniforme a lo largo del afloramiento, pero hay otros lugares en donde el tamaño de grano es muy variable observándose desde arenas finas a muy gruesas. Se componen principalmente de fragmentos de arenisca, caliza y roca volcánica, cuarzo, mica, plagioclasa y escaso feldespato potásico. Petrográficamente hay matriz compuesta de arena fina, calcita e incluso vidrio volcánico. En general van de mal clasificadas a moderadamente clasificadas. Hay fracturas rellenas de calcita o cuarzo. Los clastos son de angulares a subangulares, además se observa una lineación mineral incipiente en algunas muestras. Hay areniscas tipo wacka, sublitarenita, grauvaca, arcosa, cuarzo arenita y litarenita.

Lutitas.- Rocas arcillosas intercaladas con las areniscas arriba descritas, pero no en todos los afloramientos. Solo es posible identificar en muestra de mano arcillas y minerales de oxidación como la pirolusita.

Lavas dacíticas.- Lava de color gris a verde, es de gran consistencia y masiva aunque en ocasiones hay pseudoestratificación. Su textura es afanítica y con la lupa solo se llegan a distinguir plagioclasa y piroxeno.

Toba de lapilli.- Material muy fino de colores variados (rosa, beige, verde, violeta). El tamaño del grano es de arenas finas y yacen en estratos muy delgados de pocos centímetros de espesor.

Conglomerados.- Roca muy compactada, formada por una matriz escasa de arenisca fina en la que se ven algunas micas, cuarzo y plagioclasa. Los clastos redondeados a subredondeados, son de arenisca y miden desde milímetros hasta

5 cm aproximadamente. Se componen principalmente de cuarzo, micas, plagioclasa y óxidos.

Capas de evaporita.- Son delgados estratos de pocos milímetros y hasta algunos centímetros los más gruesos. Se ubican alternadas entre las areniscas y lutitas. Dichas capas pueden estar influyendo en la deformación de las rocas por la movilidad que se produce al estar en contacto con las areniscas y lutitas.

II.III Formación Peña Azul

Esta formación se ve expuesta en toda el área. Hacia el oeste del área se aprecian claramente los afloramientos en bancos de material de grandes dimensiones. Hacia el sureste se encuentra una sierra de estas calizas, tiene un gran escarpe y extensión, sierra La Peña Azul. La formación ha sido estudiada con detalle por Moya-García (2009). Los afloramientos en general se ven de colores grisáceos, con estratificación bien definida, en partes formando pliegues asimétricos, algunos de varios metros (figura 11), aunque en general se observan a nivel afloramiento. Hay fallas, diaclasas y estructuras de extensión como el boudinage (Figura 12).

En muestra de mano la roca es de color gris y hay importante cantidad de arcillas entre los estratos. La granulometría es fina y no se distingue a simple vista pero por sus demás características se han considerado de manera general como calizas arcillosas. En lámina delgada se ven cristales de calcita con un crucero bien definido, hay una matriz también de calcita y algo de arcilla. Estas rocas yacen sobre la Formación San Juan de la Rosa.



Figura 11. Pliegues decamétricos de la Formación Peña Azul en la localidad de El Jabalí.



Figura 12. La imagen muestra un afloramiento de la Caliza Peña Azul, está bien estratificada, hay horizontes de óxidos, fracturas y deformación por extensión dando como resultado la estructura de boudinage enmarcada con línea punteada.

II.IV Rocas Cenozoicas

Estas rocas son fácilmente reconocibles porque yacen en forma de monolitos erosionados, el más conocido es de la Peña de Bernal (Figura 13). Así como esta “peña”, hay varios cuerpos ígneos de menor dimensión pero con características similares hacia el lado oeste de la carta. En muestra de mano la roca es de color rosado con textura claramente porfídica en donde se pueden distinguir minerales como plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato potásico y algo de vidrio.



Figura 13. La Peña de Bernal, formada por rocas félsicas. Como este monolito así afloran varios de menor dimensión hacia la parte suroccidental del área de estudio.

II.V Derrames de dacita

Se reportan afloramientos de importante dimensión que están pseudoestratificados y muy fracturados (Figura 14), son de color negro a gris oscuro. En muestra de mano la textura es porfídica y se observan abundantes amígdalas. Además hay plagioclasas y piroxenos. En lámina delgada se ha clasificado como una dacita de hiperstena y hay abundantes amígdalas rellenas de calcedonia y una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa.

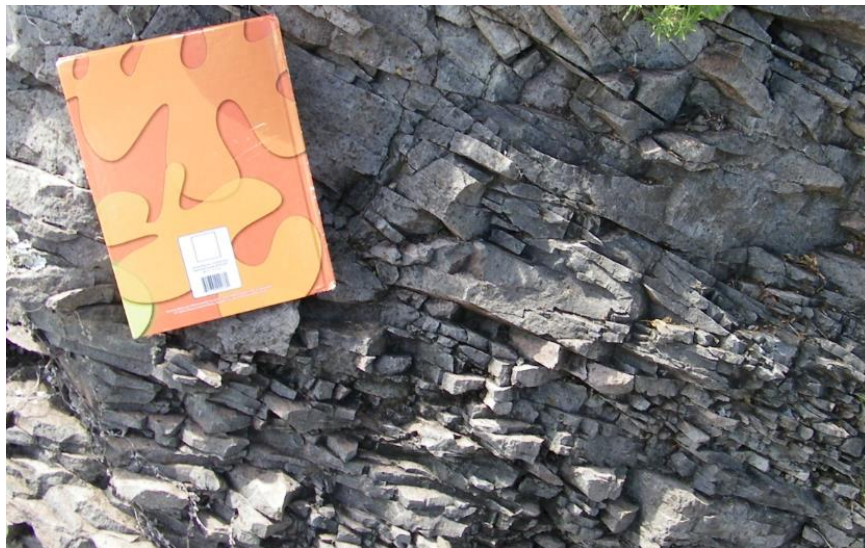


Figura 14. Derrames de lava dacítica muy fracturados, en partes se ve pseudoestratificación y abundantes amígdalas.

II.VI Evolución tectónica

Durante el Triásico inicia el depósito del protolito de las rocas del Complejo El Chilar (lutitas y areniscas) y cesa en el Batoniano, Dávila-Alcocer *et al.*, 2009. Posterior al Batoniano se inicia un metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes que da lugar a una foliación en los dominios más delgados y menos competentes (lutitas). Al mismo tiempo se inicia la deformación de las rocas en donde se forman estructuras de bloques (areniscas, pedernal y basalto) en una matriz de grano fino y altamente cizallada. La deformación es tan intensa que las estructuras resultantes se asemejan a un melange tectónico (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009). La edad exacta de la deformación y metamorfismo del Complejo El Chilar no se ha establecido con exactitud. Al término de estos eventos hay un basculamiento de las rocas, el cual dio lugar a la discordancia angular que separa al Complejo El Chilar de la Formación San Juan de la Rosa, que es la siguiente unidad que se depositó.

En el Jurásico Medio (Batoniano) inicia el depósito de sedimentación por erosión continental al mismo tiempo que una invasión marina inicia. Hay aporte de material volcánico (bajo el agua), por lo que la sedimentación va de intercalaciones de areniscas, lutitas y hasta componentes volcánicos, estos depósitos son los que conforman a la Formación San Juan de la Rosa. Al término del depósito de la Formación San Juan de la Rosa se inicia una transición de éstas rocas a areniscas calcáreas y calizas durante el Barremiano-Aptiano, siendo estas rocas las que dan lugar a la Formación Peña Azul.

Posterior al Aptiano hay un metamorfismo en facies de esquistos verdes manifestado en foliación que coincide con la estratificación y la formación de minerales secundarios como clorita y sericita. Al mismo tiempo que se forma un clivaje que es penetrativo a escala métrica y centimétrica, que es la primera deformación que afecta a las rocas de esta formación (D1) en la Formación San Juan de la Rosa. D1 también da lugar a pliegues de tipo asimétrico y cabalgaduras de pocos metros hasta algunos kilómetros como la cabalgadura de Higuierillas y que en diferentes poblados del área son el tipo de contacto entre la Formación San Juan de la Rosa y El Complejo El Chilar, como en Carrizalillo y en el Poblado

San Juan de la Rosa. En la Formación Peña Azul también se registra D1 en forma de pliegues muy abiertos. Se forma el Anticlinal El Chilar como producto de esta deformación, involucrando a las Formaciones ya mencionadas (Complejo El Chilar, San Juan de la Rosa y Peña Azul).

Durante la segunda deformación (D2) se forman estructuras de cizalla como fallas de varios metros y pocos centímetros de dimensión, fracturas rellenas de calcita o cuarzo así como diaclasas que forman ángulos casi perpendiculares entre sí, esto en la Formación San Juan de la Rosa, así como boudinage en la Peña Azul. Para fines del Mioceno se emplazan cuerpos ígneos de composición félsica e intermedia tipo “La Peña de Bernal” con dimensiones variables pero que cortan a todas las formaciones ya mencionadas, así como se registran derrames de lava dacítica hacia el sur del área. Al mismo tiempo del emplazamiento de estos cuerpos y también posterior a estos se inicia el depósito de abundantes sedimentos Fluvio-Lacustres que forman cañones de dimensiones considerables y abanicos aluviales a los pies de las montañas.

II.VII Cartografía

Se realizó una carta geológica a semidetalle del área de Tolimán, que cubre una superficie aproximada de 600 km² (figuras 1 y 2). El objetivo fue ubicar y distinguir con mayor precisión los límites de las unidades, prestando especial atención a la Formación San Juan de la Rosa para delimitar su distribución y relación estratigráfica con las unidades adyacentes. Esto permitió afloramientos que fueran más representativos, mejor expuestos y sobre todo con más estructuras de deformación que ayudaran a caracterizar la geometría. La cartografía se hizo a través de recorridos en el campo. Las zonas inaccesibles fueron interpretadas con el apoyo de fotografías aéreas y se integró información disponible de mapas publicados anteriormente (Carrillo-Martínez, 1982 y Fitz-Díaz, 2010).

La cartografía permitió reconocer que la zona yace en forma de un anticlinal. Se ubica en la parte centro-este del área cartografiada. El núcleo de esta estructura está formado por rocas del Complejo El Chilar, mientras que los flancos están constituidos por la Formación San Juan de la Rosa. Los contactos entre esta formación y el Complejo El Chilar varias veces es una cabalgadura, esto ocurre en el norte y sureste del área. Cerca del poblado de Higuierillas se observó un contacto discordante y en el resto del área en su mayoría los contactos se observaron normales. Los datos estructurales se tomaron en el norte del área en los poblados de El Carrizalillo y La Vereda, en donde se ubican la mayoría de los pliegues clasificados. Más al sur se colectaron datos en los poblados de Tolimán, San Miguel Tolimán y San Pablo Tolimán. Casi en el límite suroeste del área se tomaron datos en los alrededores del poblado de San Antonio de la Cal. Al sureste se midieron datos de flujo de lava en los poblados de Llanitos de Santa Bárbara y San Martín. En la esquina sureste del área se tomaron datos en San Juan de la Rosa, Carricillo, Corral Blanco, El Jabalí y La Florida. Al Noreste se tomaron datos en el poblado El Cuervo e Higuierillas.

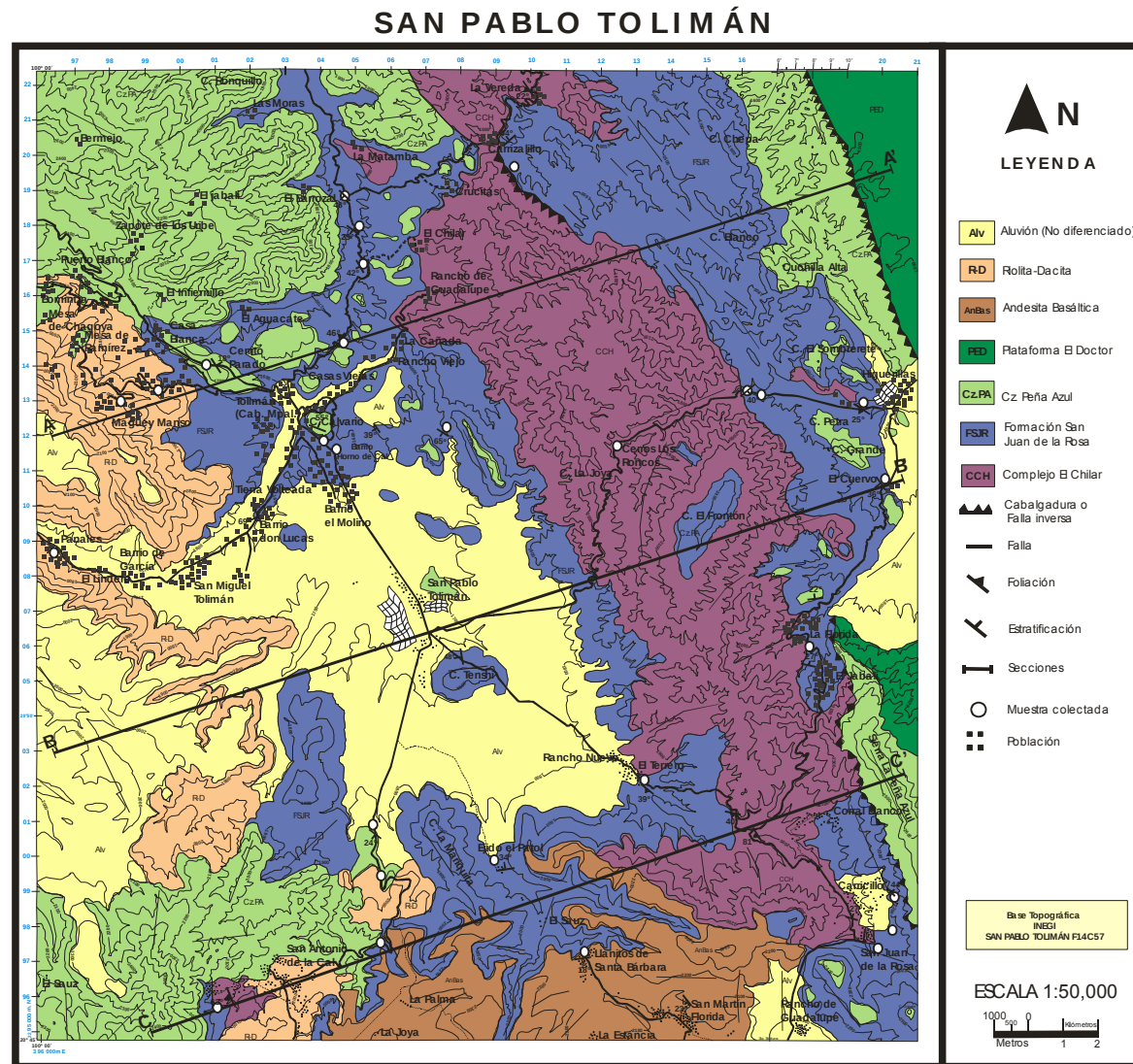


Figura 15. Mapa geológico que enmarca el área de estudio y muestra el trazo de las tres secciones realizadas.

II.VIII Secciones estructurales

Se elaboraron tres secciones geológicas perpendiculares al anticlinal El Chilar y que cruzan el área de estudio. El anticlinal es un pliegue con plano axial inclinado y vergente hacia el este. Las secciones son de tipo esquemático y han sido interpretadas con base en la geometría de las estructuras observadas en los afloramientos. Con las secciones se puede apreciar mejor las relaciones de contacto entre las unidades que forman las secuencias de Tolimán, así como su naturaleza. Las secciones muestran que han sido acortadas formando pliegues asimétricos con vergencia al este tal como se observa a nivel afloramiento.

Otro rasgo importante son las cabalgaduras hacia el este de las secciones, las cuales tienen ángulo de inclinación alrededor de los 60° y desplazan cuerpos de roca del Complejo El Chilar para ubicarlos encima o al nivel de rocas más recientes de la Formación San Juan de la Rosa y Peña Azul. Los cuerpos intrusivos que están hacia el oeste de las secciones son de dimensiones considerables y están afectando a las rocas encajonantes produciendo mineralización en la zona. La erosión de las secuencias de Tolimán es considerable, tanto que ha dejado al descubierto el núcleo del anticlinal formado por rocas del Complejo El Chilar, la unidad más antigua de la zona.

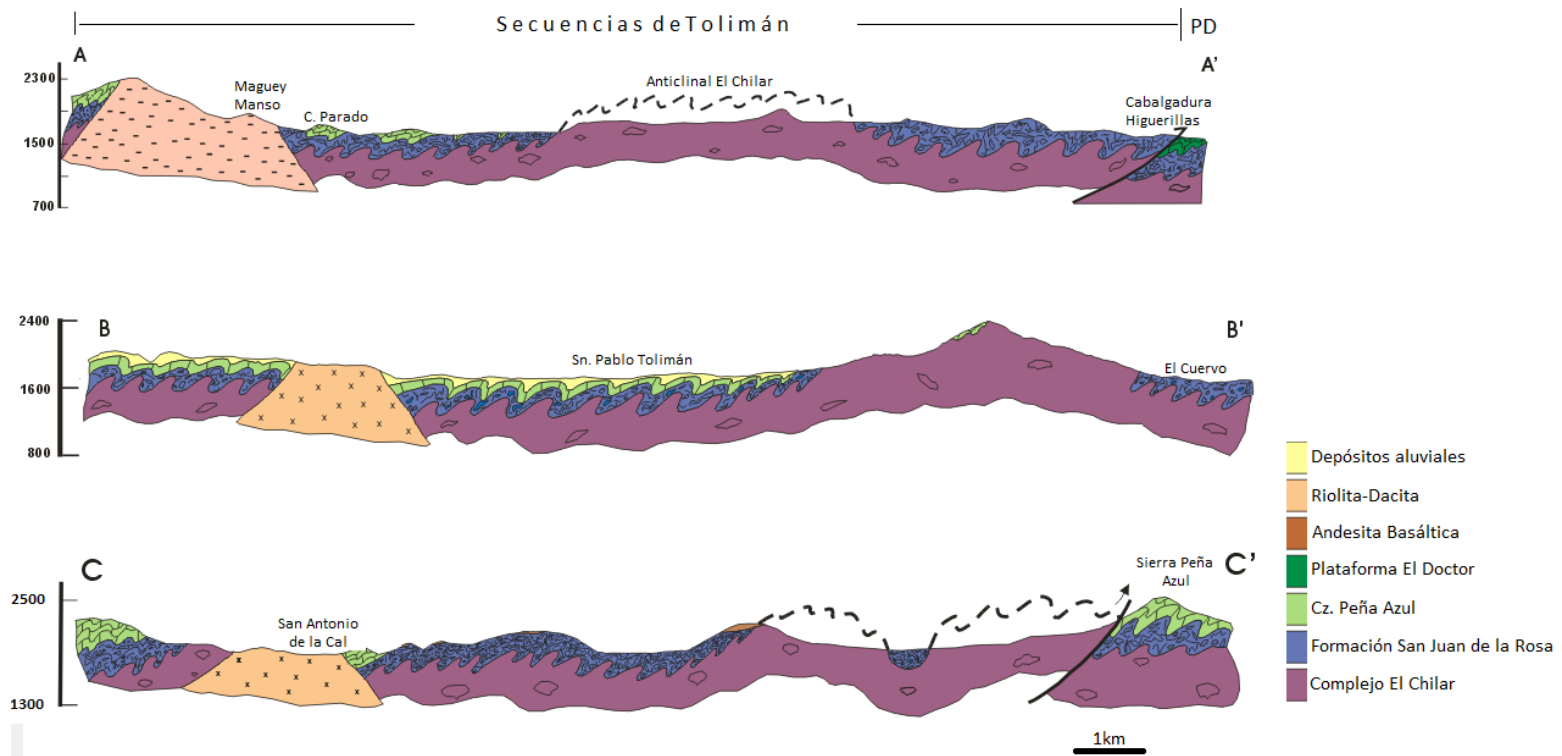


Figura 16. Las tres primeras secciones son las realizadas en esta tesis, están trazadas de este a oeste con cierta inclinación, todas muestran a las secuencias de Tolimán y la relación que hay entre ellas.

Capítulo III. Deformación

El área es parte de un cinturón de pliegues y cabalgaduras. Las principales características que tiene un cinturón con esta deformación son (Cerca-Martínez, 2012): que haya un basamento cristalino o sedimentario con una historia de deformación anterior (Complejo El Chilar), una capa de despegue compuesta por evaporitas o rocas siliciclásticas con abundancia de lutitas (dúctil), o un plano de despegue quebradizo y una cobertura deformada compuesta por rocas carbonatadas y siliciclásticas con comportamiento principalmente quebradizo (Formación San Juan de la Rosa y Formación Peña Azul). El área estudiada presenta estas características geológicas que la definen como parte de un cinturón de pliegues y cabalgaduras.

El Complejo El Chilar, basamento del área, muestra una deformación intensa, diferente e independiente a la que afectó a las unidades superiores (Formación San Juan de la Rosa y Peña Azul). Tal deformación se caracteriza por tener abundantes bloques en una matriz altamente cizallada de sedimentos finos (areniscas y lutitas), lo que ha sido interpretado como un melange tectónico (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009) con un metamorfismo bajo en facies de esquistos verdes. Las rocas se ven altamente foliadas con una dirección preferente al SSE con inclinaciones que van desde 30 a 70°. Hay abundantes fracturas rellenas de calcita o cuarzo, pliegues tipo chevrón (figura 17) apretados y fallas de escala métrica a nivel de afloramiento.

Entre el Complejo El Chilar y la Formación San Juan de la Rosa hay finas capas de evaporitas que sirven como rampas de despegue durante la deformación. La deformación del Complejo El Chilar tiene características y origen totalmente distintos a las formaciones que lo sobreyacen, por lo que se debe tratar de forma independiente a las deformaciones (D1 y D2) que a continuación se definen, siendo éstas las que afectan a las Formaciones San Juan de la Rosa y Peña Azul.

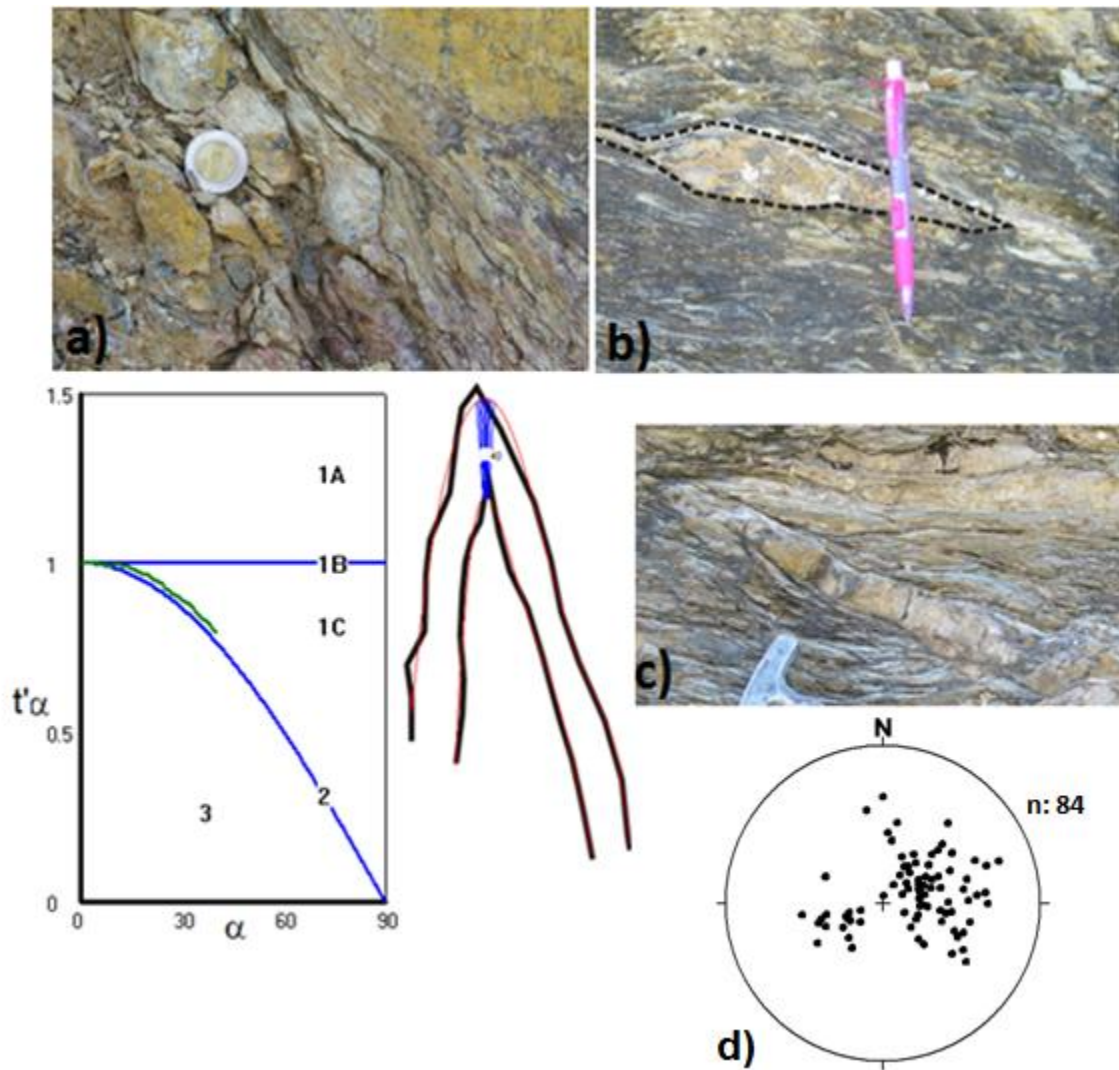


Figura 17. a) y b) Sigmoides de pocos centímetros típicos del Complejo El Chilar. c) Pliegue tipo chevrón, gráfica de clasificación del pliegue de Ramsay (1976) en el que es considerado como clase 1C. d) Estereograma con polos de planos de foliación del Complejo El Chilar.

III.1 Deformación 1 (D1)

Se caracteriza por un metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes, es más notable en los dominios finos de la Formación San Juan de la Rosa, tal evento formó meta areniscas y filitas. Petrográficamente se observa una lineación mineral y en algunos casos alargamiento de los cristales. Se observa una lineación mineral incipiente en algunas muestras de roca (muestras de la 6, 8-11 y 14-15 FSJR). Como el metamorfismo es de bajo grado no se observan minerales diferentes a los del protolito, solo algunas micas y arcillas producto de la

transformación del feldespato potásico. Estas rocas están foliadas y muchas veces los planos de foliación coinciden con los de estratificación y tienen una dirección preferente al NE, así como un crucero penetrativo (figura 21 A y C) a escala centimétrica y decimétrica, ésta es oblicua a la dirección de la estratificación.

En las Formaciones San Juan de la Rosa y Peña Azul D1 originó pliegues asimétricos vergentes al este. Con base en la simetría de los pliegues y estructuras como elementos rotados (figura 19 a y c) en la Formación San Juan de la Rosa, se ha determinado que la deformación fue causada por cizalla simple. Para la clasificación de los pliegues se usó la nomenclatura de Ramsay (1976), la cual toma como principio la comparación de las curvaturas de los arcos interno y externo de los pliegues, así como la geometría de sus isógonas. Los pliegues son de escala métrica y están mejor expuestos y preservados hacia el norte del área de estudio en el poblado de La Vereda y en la carretera que va de San Pablo Tolimán a Higuierillas, aquí los pliegues más abiertos y con crucero paralelo al plano axial, esto para la Formación San Juan de la Rosa, mientras que para la Formación Peña Azul el plegamiento se ve muy claro en el cerro El Calvario en el poblado de Tolimán, los estratos son más delgados y los pliegues abiertos.

Las capas que constituyen a las formaciones San Juan de la Rosa y Peña Azul tienen diferentes propiedades en cuanto a su competencia y comportamiento mecánico, hay intercalaciones de capas con granulometrías y composición variable, lo cual produce una inestabilidad entre las distintas capas, este proceso en el que actúa un esfuerzo compresivo en capas con tales diferencias se llama, buckling, generalmente desarrolla pliegues de clase 1, como los obtenidos en este trabajo.

Otras estructuras asociadas a D1 son cabalgaduras métricas y kilométricas como la de Higuierillas, una más en el poblado del Carrizalillo con plano de falla N 255/50° y otra cercana al poblado San Juan de la Rosa, así como cabalgaduras pequeñas a escala de afloramiento vistas en toda el área. Los planos de cabalgaduras por lo general ponen en contacto rocas del Complejo El Chilar con rocas de las Formaciones San Juan de la Rosa y Peña Azul. Para esta

deformación se tomaron datos de estratificación, foliación, planos axiales y ejes de pliegues (figura 18). Estas gráficas fueron obtenidas con el programa de cómputo estéreo plot en el hemisferio inferior de la proyección estereográfica. La gráfica de estratificación y foliación muestra que ambos planos coinciden como se observa en el campo. En la gráfica de ejes y planos axiales se infiere que la dirección de máximo acortamiento es NE-SW.

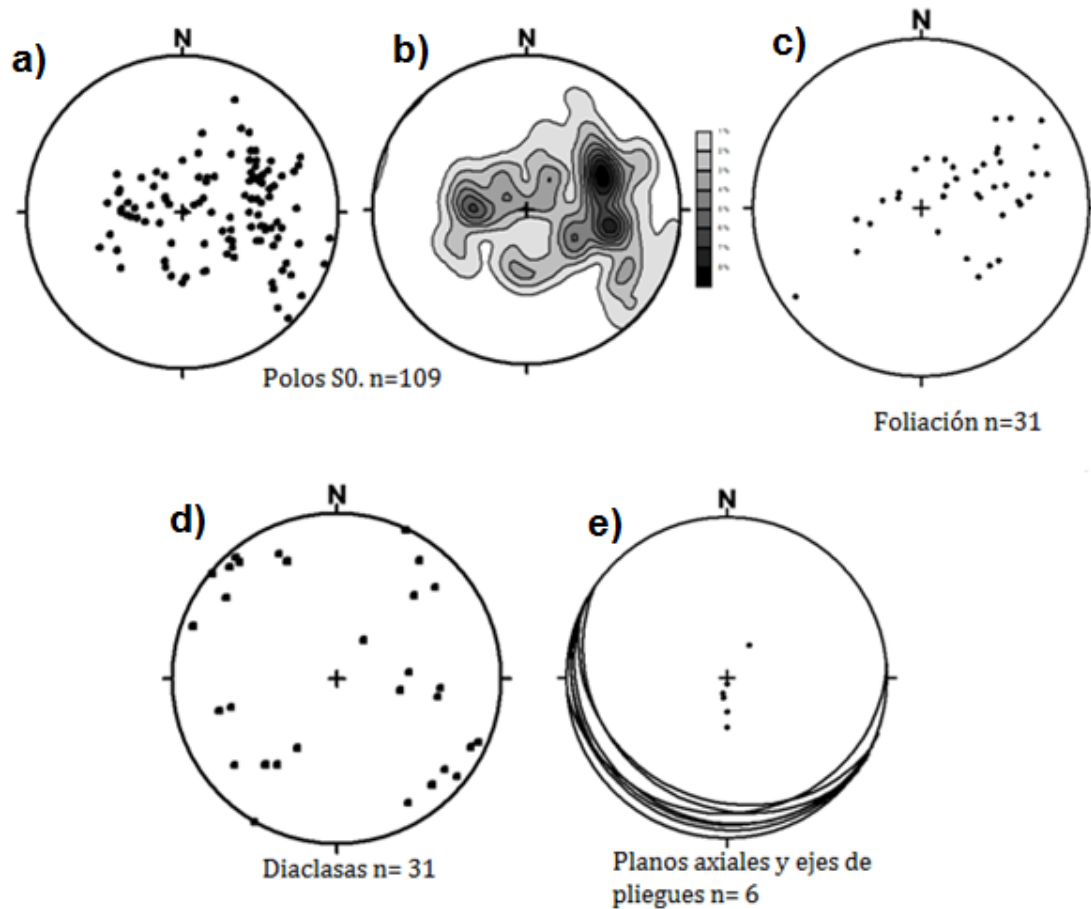


Figura 18. Proyecciones estereográficas del hemisferio inferior, realizadas en el programa de cómputo estéreo plot. a) Gráfica con polos de planos de estratificación, n=109 datos. b) Gráfica de contornos con los polos de la gráfica a), la guirnalda que resulta está bien definida en donde hay una mayor concentración en el cuadrante NE. La vergencia principal de los estratos es al ENE. c) Polos de planos de foliación. d) Gráfica con 31 datos de diaclasas que forman entre sí ángulos casi de 90°. e) Gráfica con planos axiales y ejes de pliegues. Los primeros tiene una rumbo preferencial NW-SE, los polos se agrupan al centro del estereograma.

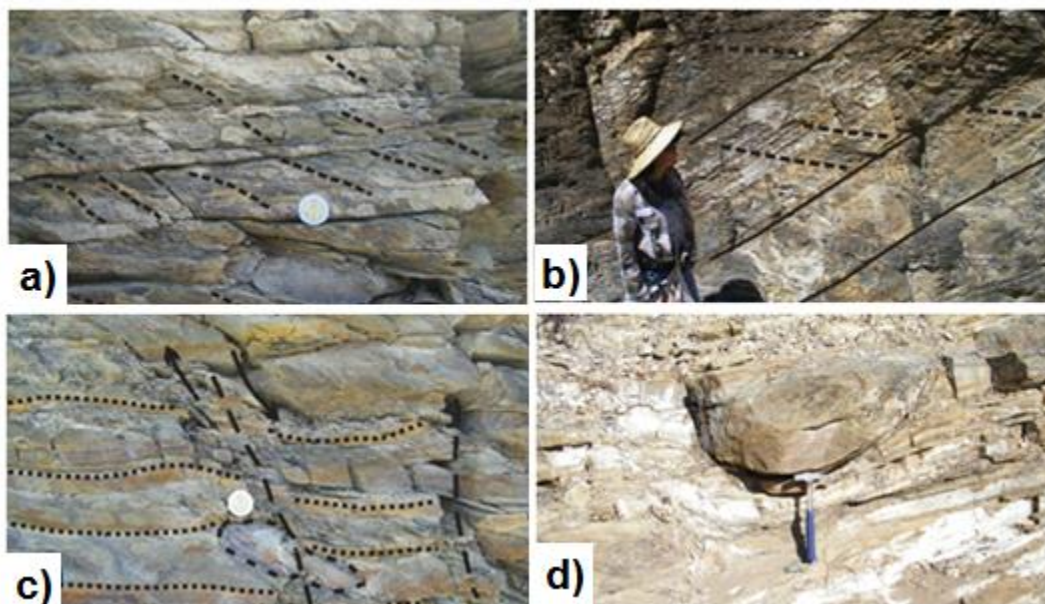


Figura 19. a) y b) afloramientos de la Formación San Juan de la Rosa, hay estratificación bien definida. El rumbo preferente va de N 40° a N115° con inclinaciones de 65° a 95°. Se ve un claro contraste de la estratificación con un crucero penetrativo bien definido, el cual es oblicuo con la estratificación y una dirección N 200/70. c) Estratificación bien definida, falla centimétrica y clasto rotado que indica una deformación por cizalla simple. d) Bloque de granulometría gruesa en estratos delgados y de grano más fino.

Con base en la definición de Ramsay (1976) se han clasificado los pliegues encontrados en el área, a continuación se muestran las fotografías, esquemas de los pliegues con el trazo de sus isógonas y la gráfica resultante con el tipo de pliegue obtenido. Se utilizó el programa Isogons (Vacas-Peña J. M., 2001).

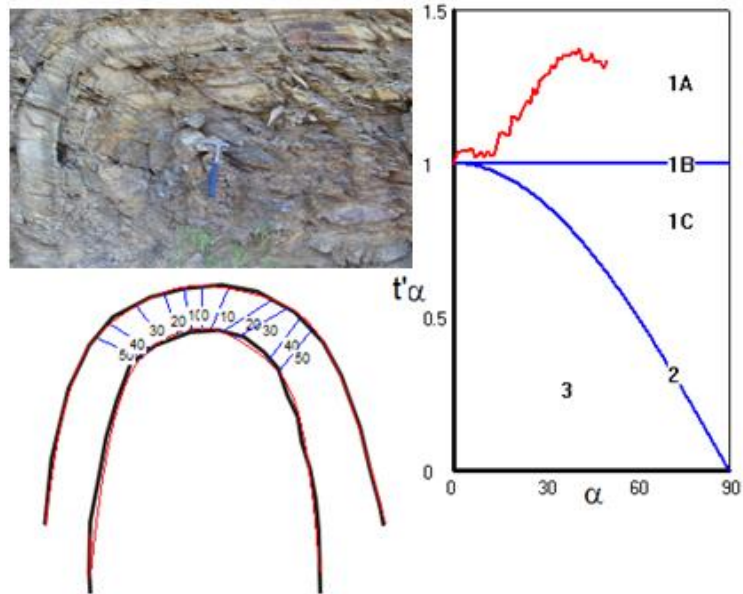


Figura 20. Pliegue clasificado como 1A, se ubica en la carretera que va de San Pablo Tolimán a Higerillas.

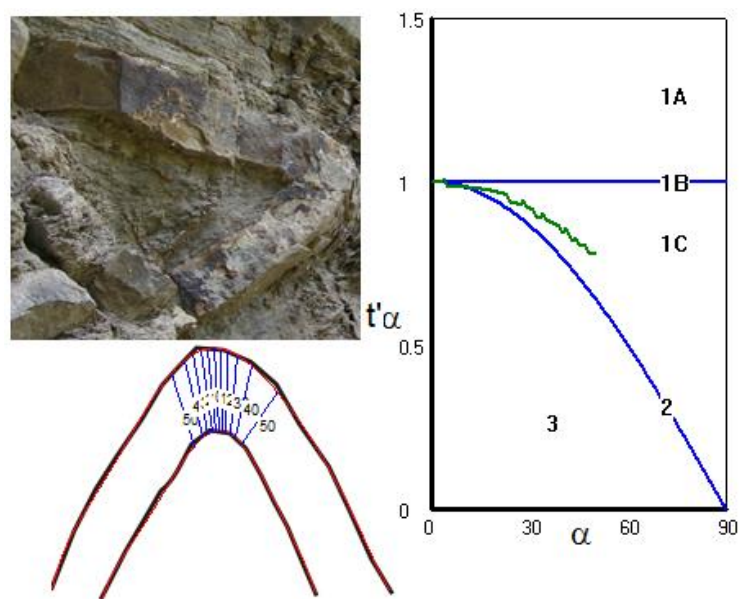


Figura 21. Pliegue tipo 1C localizado en el poblado de La Vereda.

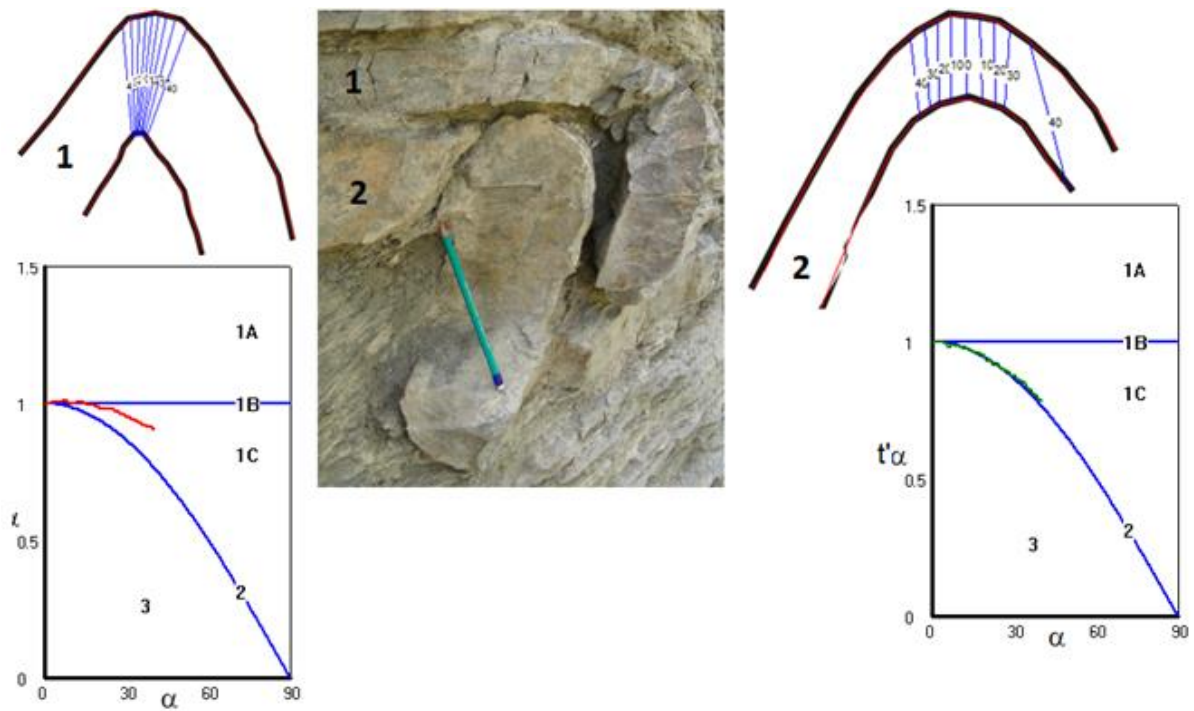


Figura 22. El pliegue 1 se clasifica como tipo 1C, la curvatura del arco externo es menor que la del interno, las isógonas convergen entre sí; mientras que el pliegue 2 se clasifica como clase 2, ya que las isógonas resultantes son paralelas, a estos pliegues también se les conoce como similares.

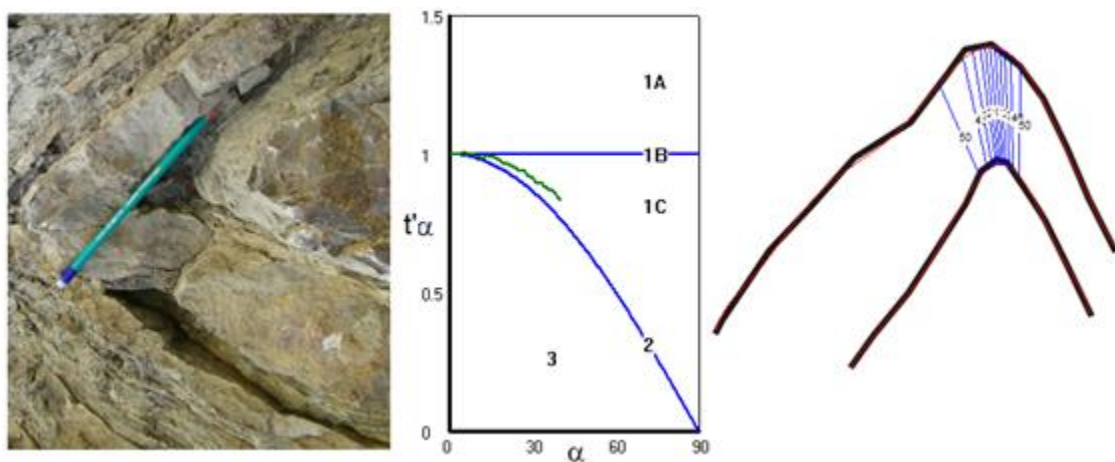


Figura 23. Pliegue del poblado de La Vereda, clasificado como 1C. Las isógonas convergen entre si y el arco externo es menor que el arco interno.

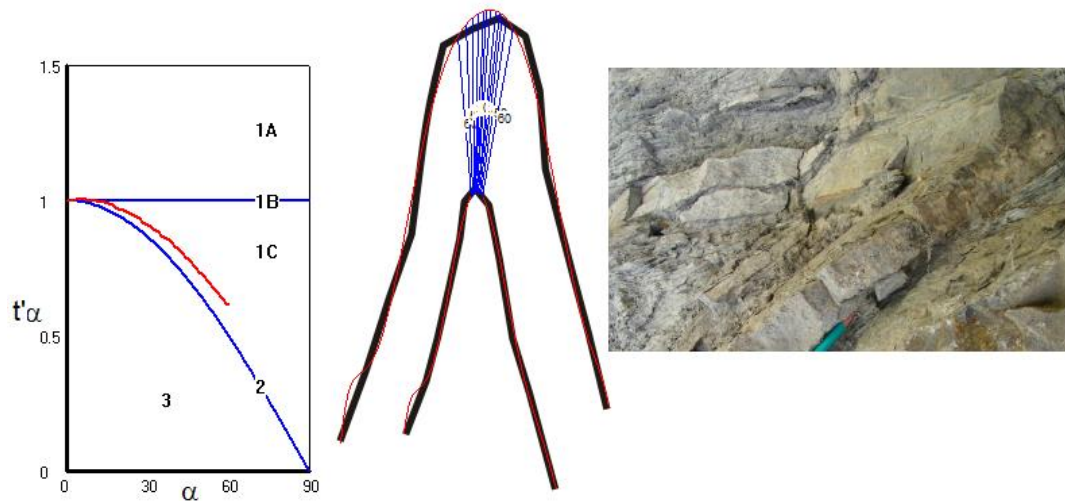


Figura 24. Pliegue clase 1C en el poblado de la Vereda.

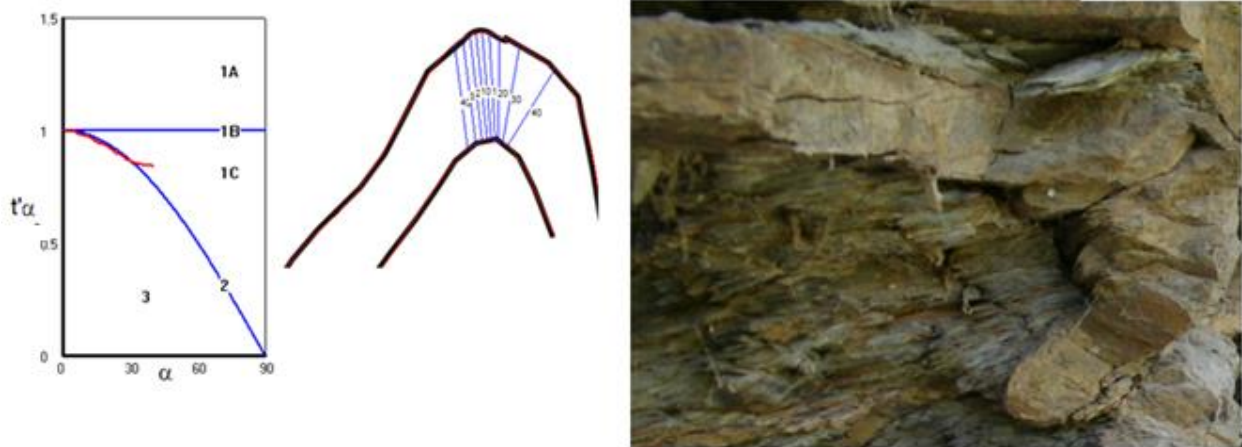


Figura 25. Pliegue clase 2 en La Vereda. Las isógonas son paralelas entre sí.

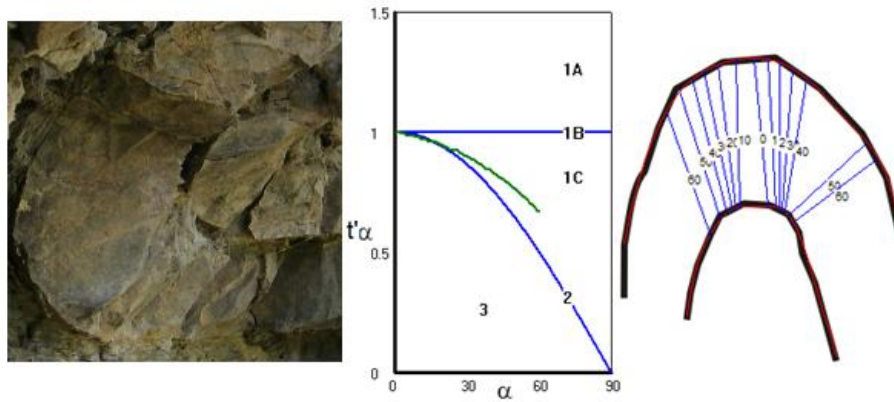


Figura 26. Pliegue clase 1C, las isógonas convergen entre sí, la curvatura del arco externo es menor que la del arco interno.

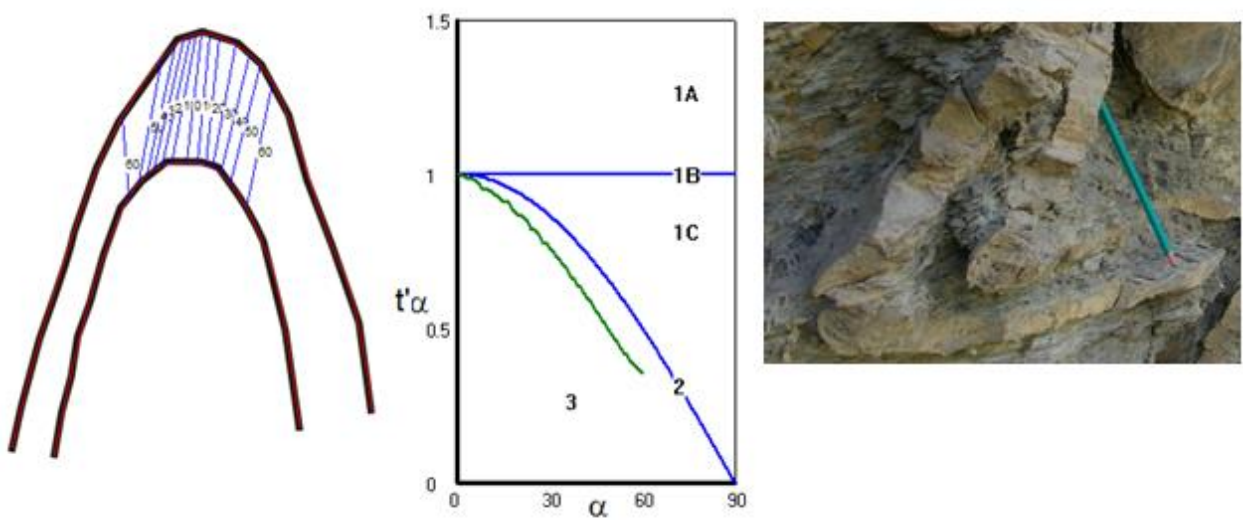


Figura 27. Pliegue clase 3, las isógonas convergen entre sí pero la curvatura del arco externo es mayor que la del arco interno.

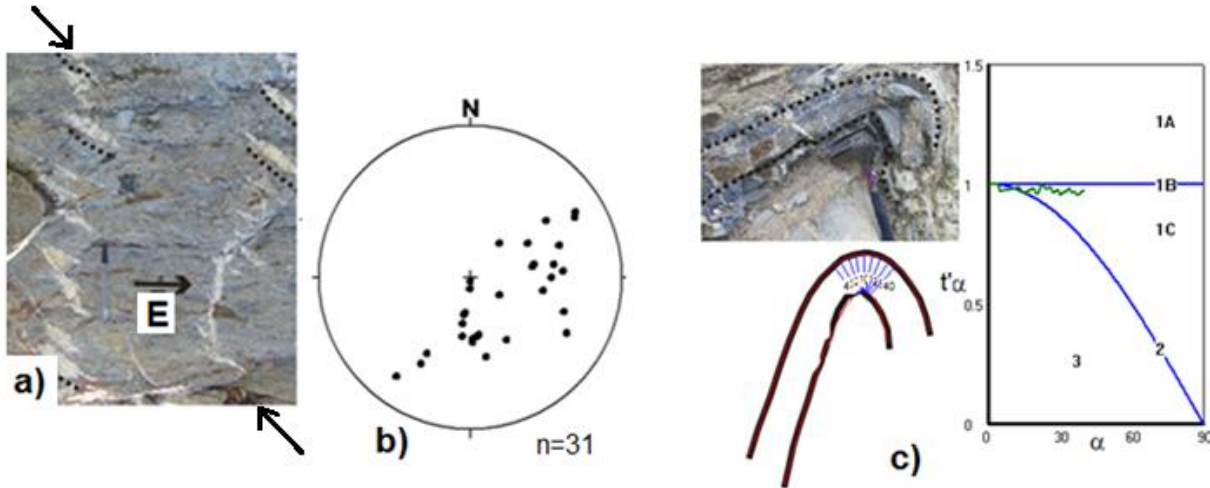


Figura 28. a) fracturas rellenas de calcita de la Formación Peña Azul, muestran un arreglo en escalera y una dirección de máximo esfuerzo NW-SE. b) Estereograma con polos de planos de estratificación. c) Pliegue clase 1C ubicado en la parte norte del cerro “Cerrito Parado” al NW del área.

III.II Deformación 2 (D2)

Para la segunda deformación se registraron estructuras principalmente de régimen quebradizo. Petrográficamente D2 se manifiesta con fracturas y vetas rellenas de calcita o cuarzo (láminas 7, 8, 12 y 13 FSJR), así como algunos cristales rotos.

En la Formación San Juan de la Rosa esta deformación se manifiesta en familias de diaclasas que entre sí forman ángulos casi de 90° (figura 18 C), en el poblado de San Antonio de la Cal se han preservado muy bien estas estructuras. Hay fracturas rellenas de calcita o cuarzo que en muchos afloramientos se han roto y formado fallas de pocos centímetros hasta algunos metros, en algunas zonas de falla se pueden ver pliegues de arrastre (figura 29 C), principalmente localizados en el arroyo Higerillas.

Para la Formación Peña Azul esta deformación se manifestó en forma de boudinage y vetas. En el cerro El Calvario en el poblado de Tolimán se reconocieron fracturas rellenas de calcita con un arreglo en escalón indicando una dirección de máximo esfuerzo NW-SE.

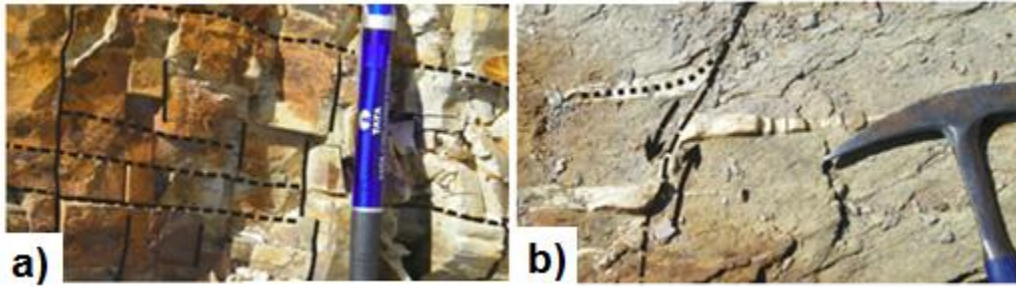


Figura 29. a) Diaclasas que forman entre sí ángulos casi de 90°. Los planos de fractura se ven muy oxidados formando pirolusita. b) Fallas asociadas a un régimen quebradizo (D2). Estas pequeñas fallas se observan al SW del poblado de Higuierillas, en la imagen se observa un pliegue de arrastre que indica que la falla es normal.

Las secuencias de Tolimán van desde el Triásico (Complejo El Chilar) hasta el Cretácico Inferior (Formación Peña Azul). La edad de la deformación de estas rocas no se ha establecido. Como se mencionó anteriormente, El Complejo El Chilar guarda una deformación intensa y compleja, ésta es anterior e independiente a D1 y D2, arriba descritas.

Las orogenias a las que es posible adjudicar la deformación de las rocas estudiadas son la Orogenia Sevier y Laramide, por ser los eventos de deformación registrados que coinciden con la edad de las formaciones aquí presentadas. De acuerdo a Armstrong (1968) el cinturón Sevier se caracteriza: 1) Por fallas de tipo decollement, que a profundidad se vuelven horizontales a lo largo de niveles plásticos de lutitas y evaporitas Paleozoicas y Jurásicas. 2) Por no estar involucrado en los cabalgamientos importantes el basamento cristalino. 3) Por el acortamiento de estratos perpendicular al cinturón. 4) Por la edad de los cabalgamientos que se hace más joven hacia el cratón presentándose sedimentación contemporánea en la cuenca de antepaís hacia el oriente. Su edad en México ha sido determinada del Albiano al Campaniano-Maestrichtiano (González-León *et al.*, 1992), aunque otros autores presentan variaciones. Abarca un rango considerablemente corto, de 41 a 46.6 M.a. aproximadamente.

La deformación causada por la orogenia Laramide se caracteriza por levantamientos del basamento arqueados y limitados por fallas, desarrollo de cuencas cuyo relleno sedimentario no marino registra la historia de la deformación y la erosión de las partes levantadas adyacentes, su rango aproximado de duración es del Campaniano-Maestrichtiano al Eoceno-Oligoceno.

La deformación en México ha sido atribuida a la orogenia Laramide casi siempre, en este trabajo se hizo una columna (figura30) poniendo a las secuencias de Tolimán en comparación con las edades propuestas para estas dos orogenias, lo que resulta más lógico es pensar que la deformación en las secuencias de Tolimán es producto de la orogenia Sevier con base en el inicio y término de estos eventos tectónicos. Las unidades estratigráficas del área son de carácter plástico lo que hace posible que haya acortamiento sin que se vea involucrado el basamento como es característico de la orogenia Sevier, el estilo del plegamiento también es similar a ésta. La realidad es que se necesitan más elementos para poder apoyar esta hipótesis que es muy imprecisa.

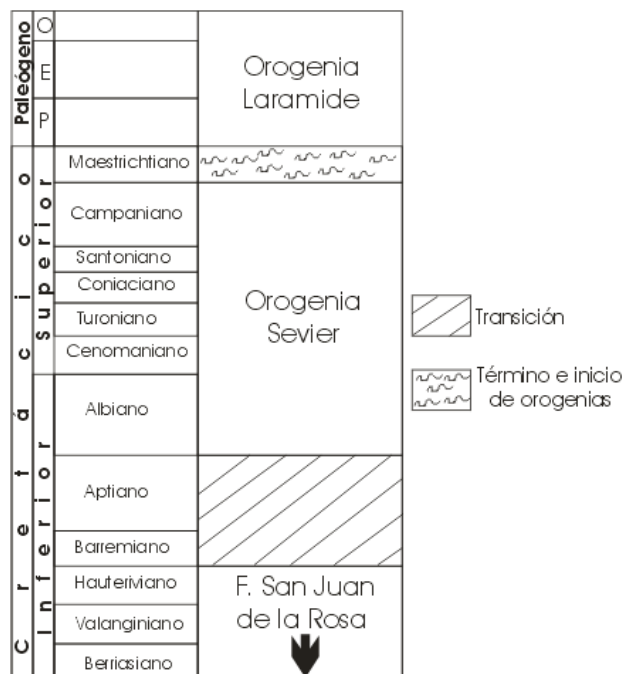


Figura 30. Comparación de edades de las secuencias de Tolimán y las orogenias Laramide y Sevier.

DISCUSIÓN

La región de Tolimán en el estado de Querétaro es uno de los pocos lugares de la República Mexicana que está conformada por rocas jurásicas bien expuestas. Se formaron cuencas y plataformas que definieron la deformación del área debido a sus características geológicas y geométricas. Las secuencias de Tolimán fueron depositadas en un ambiente marino con variaciones de profundidad y aporte volcánico. El basamento cristalino de las secuencias de Tolimán no aflora en el área por lo que varios autores han sugerido alternativas. En general el basamento de la Sierra Madre Oriental es un complejo rocoso que integra gneises precámbricos, esquistos pre oxfordianos y rocas sedimentarias del Paleozoico. Todos estos con una deformación intensa y transportados por orogenias anteriores (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000).

Sobre el basamento se depositaron rocas terrígenas de granulometría variable con una deformación muy compleja fueron depositadas en un ambiente marino profundo, éstas conforman al Complejo El Chilar. Enseguida se depositaron rocas terrígenas con intercalaciones de caliza, conglomerado, lentes de evaporita y capas de material volcánico pertenecientes a la Formación San Juan de la Rosa. Sobre ésta aflora la Formación Peña Azul y coronando estas secuencias hay rocas félsicas e intermedias del Cenozoico, así como depósitos fluvio-lacustres importantes. La geometría del área tiene un estilo similar a un cinturón de pliegues y cabalgaduras. La cartografía y las secciones geológicas realizadas permitieron conocer las relaciones estratigráficas de las formaciones arriba citadas, especialmente de la Formación San Juan de la Rosa, así como visualizar la geometría de la zona teniendo como resultado que se trata de un anticlinal con su núcleo expuesto. Recorrer el área permitió describir las estructuras de deformación a nivel de afloramiento.

Se propone que al menos han sido dos fases de deformación (D1 y D2) las que afectaron la zona. En D1 se desarrolla metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes dando lugar a una foliación que coincide con la estratificación, se formaron meta areniscas y filitas. Petrográficamente no se reportan nuevos minerales, excepto micas y arcillas. Hay lineamiento mineral en algunas muestras. D1 está caracterizada por la formación de pliegues asimétricos con vergencia al este y cabalgaduras de bajo ángulo. Los pliegues fueron clasificados con la nomenclatura de Ramsay (1976) que se basa en la geometría de las isógonas y compara la abertura del arco interno y el externo del pliegue. Se clasificaron pliegues de clase 1 principalmente, dos pliegues clase 2 y uno clase 3. Con base en la geometría de los pliegues y clastos rotados encontrados en la Formación San Juan de la Rosa, se propone que la deformación es producto de una cizalla simple y que el mecanismo de deformación es por buckling, debido a que hay inestabilidad entre las capas de roca por ser de comportamiento mecánico diferente y por la variación en el tamaño de su granulometría. Las cabalgaduras que se observaron en el área de estudio son de escala variable, la más representativa es la cabalgadura de Higuerillas.

La segunda deformación (D2) es de carácter quebradizo definida por fallas, fracturas y diaclasas, en las Formaciones San Juan de la Rosa y Peña Azul así como boudinage en esta última formación. Petrográficamente D2 esta evidenciada por fracturas rellenas de calcita o cuarzo.

En las proyecciones estereográficas se representaron estructuras geológicas como estratificación, foliación, lineación, pliegues, fracturas y fallas. Este método constituye uno de los métodos más útiles para representar las relaciones angulares entre características planares y lineales de tales estructuras geológicas. Es de uso fácil, gran precisión y de resultados rápidos que pueden construirse manualmente incluso en el campo o de forma digital si se necesitan sintetizar datos abundantes a través de paquetes de cómputo como el usado en este trabajo.

La petrografía permitió describir microscópicamente las rocas de las distintas unidades geológicas y los efectos que tubo a esta escala la deformación y el metamorfismo. Al unir los resultados de la cartografía, las secciones geológicas, la síntesis de los datos estructurales obtenidos en campo y la petrografía se obtuvo la caracterización geométrica del área de Tolimán. Los trabajos publicados previamente sobre el área de Tolimán tratan sobre la estratigrafía y tectónica principalmente, así como del potencial minero de la región. El presente constituye el primer trabajo enfocado al análisis geométrico de la deformación en la Formación San Juan de la Rosa

La edad de la deformación no ha sido establecida pero se sugiere la probabilidad de que haya sido consecuencia de la orogenia Sevier, haciendo comparaciones de las edades de las orogenias Sevier y Laramide con la edad de las secuencias de Tolimán, el basamento cristalino parece no estar involucrado en el acortamiento ya que las unidades son de carácter plástico y el estilo del plegamiento es muy similar a dicha orogenia. Se asume que esto no es suficiente para semejante aseveración y faltan muchos datos que la apoyen. Se recomienda por lo tanto hacer trabajo que lleve a determinar con precisión la edad de la deformación en esta área.

CONCLUSIONES

Con base en observaciones en el campo, cartografía, datos estructurales colectados, petrografía y trabajos anteriores se concluye que las secuencias de Tolimán están formadas por cinco unidades de roca. El Complejo El Chilar, la Formación San Juan de la Rosa, Caliza Peña Azul, unidades félsicas, intermedias e importantes depósitos fluvio-lacustres no diferenciados. La Formación San Juan de la Rosa está formada por rocas volcano-sedimentarias, carbonatos y lentes de evaporitas.

El estilo de la deformación es comparable a un cinturón de pliegues y cabalgaduras, el área yace en forma de un anticlinal en el cual está expuesto su núcleo y lo forman rocas del Complejo El Chilar. La deformación de estas rocas está influenciada por su composición, competencia y relaciones de contacto con otras unidades. El plegamiento es asimétrico con vergencia al NE y clivaje prácticamente paralelo al plano axial. Se encontraron pliegues de clase 1 en su mayoría, dos pliegues clase 2 y uno clase 3 con base en la clasificación que hace Ramsay (1967), la cual compara las aberturas de los arcos interno y externo de los arcos de un pliegue, así como la geometría de las isógonas.

Con base en la geometría de las estructuras encontradas en el área se concluye que la deformación es producto de una cizalla simple y que el mecanismo de deformación es por buckling, evidenciado por las diferencias en el comportamiento mecánico de las rocas y variación en el tamaño de la granulometría de éstas. La Formación San Juan de la Rosa fue afectada por al menos dos deformaciones (D1 y D2). D1 es dúctil-quebradiza, produjo metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes con la evidencia petrográfica de lineación mineral y la aparición de algunos minerales de arcilla, producto de la alteración del feldespato potásico. Hay foliación que coincide con los planos de estratificación, pliegues con vergencia al este, cabalgaduras de escala métrica y kilométrica. D2 es de carácter quebradizo, ha dado lugar a fallas,

fracturas, diaclasas y boudinage. Petrográficamente esta deformación esta evidenciada por fracturas y vetas rellenas de calcita o cuarzo.

El método que se empleó para representar estructuras geológicas es sin duda la proyección estereográfica, en este trabajo se usó la proyección de Wulf del hemisferio inferior. Es el método más preciso, rápido y que permite sintetizar una gran cantidad de datos estructurales. Los datos se pueden procesar de forma manual o con la ayuda de programas de cómputo como estereoplot, usado en el presente. La cartografía fue sin duda la forma más completa de conocer la geología de la región, permitió conocer características explícitas de las rocas como su ambiente tectónico, relaciones estratigráficas, geometría y estructuras a diferentes escalas de los cuerpos de roca. Por su parte la Petrografía sirvió para conocer con más detalle y a escala microscópica las características generales de las rocas.

El uso de métodos y herramientas básicas aquí presentados permite conocer ampliamente la geología de una región, aquí se describió la geometría de la deformación de las rocas de la Formación San Juan de la Rosa pero es posible llevar a cabo cualquier estudio geológico que se desee aplicando las técnicas ya mencionadas.

REFERENCIAS

Carrillo-Martínez M. y Monroy-Audelo E., 1988, Resumen de la geología del área de San Antonio Bernal, estado de Querétaro: Revista del Instituto de Geología, vol.7 núm. 1, p. 119-122.

Carrillo-Martínez M., 1989, Estratigrafía y tectónica de la parte centro-oriental del estado de Querétaro: Revista del Instituto de Geología, vol. 8, núm. 2, p. 188-193.

Carrillo-Martínez M., 1989, Structural analysis of two juxtaposed Jurassic lithostratigraphic assemblages in the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt of central Mexico: Geofísica International, vol.28, núm. 5, p. 1007-1028.

Carrillo-Martínez M., 1990, Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peña Miller y Jalpan, estado de Querétaro: Revista del Instituto de Geología, vol.9, núm. 1, p. 62-70.

Carrillo-Martínez M., 2000, Carta geológica de México, hoja Zimapán 14Q-e (7), escala 1: 100 000: México D. F., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Centeno-García E. and Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central México during Triassic-Jurassic time: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol.14, núm. 2, p. 244-260.

Cerca-Martínez L. M., 2012, Cinemática de cinturones de pliegues y cabalgaduras en experimentos físicos: métodos y aplicaciones en el Laboratorio de Mecánica de Geosistemas (LAMG): México D.F., Centro de Geociencias Juriquilla, edo. de Querétaro, tesis de doctorado, p. 1-67.

Cuéllar-Cárdenas M. A., Nieto-Samaniego A. F., Levresse G., Alanís-Álvarez S. A., Solari L., Ortega-Obregón C. y López-Martínez M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 29, núm. 1, p. 179-203.

Dávila-Alcocer V. M., Centeno-García E., Valencia V. y Fitz-Díaz E., 2009, Una nueva interpretación de la estratigrafía de la Región de Tolimán, Estado de Querétaro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 61, núm. 3, p. 491-497.

Dávila-Alcocer V. M., Centeno-García E. y Meriggi L., 2013, Caracterización y ambiente tectónico de las rocas máficas del Complejo El Chilar: evidencias de un prisma de acreción pre-Jurásico Tardío en el centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 65, núm. 1, p. 83-98.

Eguiluz De Antuñano S, Aranda-García M. y Marrett R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. LIII, p. 1-26.

Fitz-Díaz E., Tolson G., Camprubí A., Rubio-Ramos M. A. y Prol-Ledesma R. M., 2008, Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México: Revista Mexicana de Ciencias, vol.25, núm. 1, p. 59-81.

Fitz-Díaz E., Tolson G., Huddleston P., Bolaños-Rodríguez D., Ortega-Flores B. and Vásquez-Serrano A., 2012, The role folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: Geosphere, vol. 8, p. 931-949.

Gonzáles-León C. M., Roldan-Quintana J. y Rodríguez E. P., 1992, Deformaciones Sevier y Laramide: su presencia en Sonora: Boletín del departamento de Geología, UNI-SON, vol.9, núm. 1, p.1-18.

Martínez Catalán J. R., 2001, Aplicaciones de la proyección estereográfica a la Geofísica, Universidad de Salamanca, actualización: octubre de 2001,

<<http://web.usal.es/~jrnc/MartinezCatalan/texts/ProyEstereogrG.pdf>>,
consulta: noviembre de 2012.

Martínez–Hernández, S., 1979, Contribución al estudio geológico del sector Vizarrón–Tolimán, estado de Querétaro, México: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, p. 1-130.

Mattauer M., 1976, Las deformaciones de los materiales de la Corteza Terrestre: Barcelona, Omega, p. 1-519.

Mecanismos de deformación y microestructuras resultantes,

<<http://gmg.unizar.es/gmgweb/Asignaturas/Petro3PlanViejo/metamorfismo/apuntes/mecanismos%20de%20deformacion.pdf>>, consulta: noviembre de 2012.

Mauvois R., 1977, Cabalgamiento Miocénico (?) en la parte centromeridional de México: Revista del Instituto de Geología, vol. 1, núm. 1, p. 48-63.

Portillo-Pineda R., 2008, Influencia de la heterogeneidad mecánica de medios estratificados en el estilo y evolución estructural durante acortamiento: experimentos físicos: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, p. 1-94.

Ramsay J. G., 1977, Plegamiento y fracturación de las rocas: Madrid España, McGraw Hill Book Company, p. 1-583.

Segerstrom K., 1961, Geología del suroeste del estado de Hidalgo y del noreste del estado de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, p. 147-167.

Segerstrom K., 1961, Geology of the Bernal-Jalpan area Estado de Querétaro México: Geological Survey Bulletin 1104 B, p. 19-83.

Suter M., Contreras-Pérez J. and Ochoa-Camarillo H., 1997, Structure of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico, Convención sobre la

evolución geológica de México y recursos asociados, Pachuca Hidalgo, libro guía excursión 2.

Suter M., 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, vol. 98, p. 249-264.

Vacas Peña J. M., 2001, Isogons: a program in pascal to draw the dip isogons of folds: Computers and Geosciences, vol. 27, p. 601-606.

Wilson B. W., Hernández M. J. P. y Meave T. E., 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 18, p. 1-12.

ANEXO

Petrografía de láminas delgadas

Complejo El Chilar (CCH)

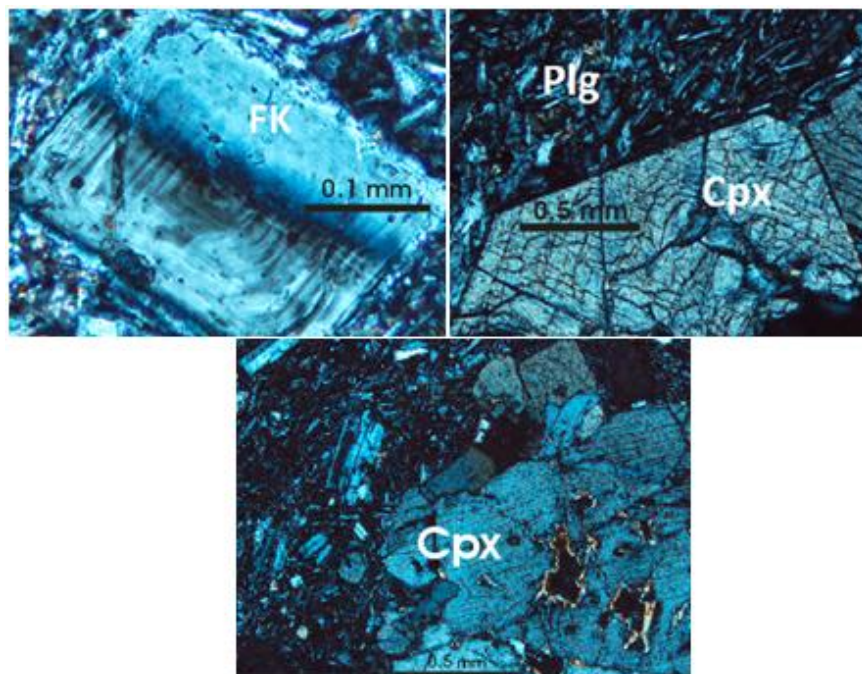
MUESTRA 1(CCH)

Composición y textura: Los minerales formadores de esta roca son plagioclasa euhedral con hábito prismático-tabular, así como maclado polisintético y bajo relieve. Hay feldespato potásico euhedrales de hábito prismático en colores grisáceos, estos cristales están zonados (Fotomicrografía 1) debido a un cambio composicional de su núcleo hacia su periferia, mientras que dentro de éstos hay pequeños cristales posiblemente de zircón. La variedad de este mineral es sanidino. También hay clinopiroxeno euhedral de hábito prismático, algunos cristales muestran pleocroísmo en colores pardos y rosados; mientras que otros más son incoloros, hay cristales formando familias de planos de exfoliación con ángulo aproximado de 90 ° y otros que muestran solo un plano debido al corte de la sección delgada y su relieve es alto.

En el núcleo de algunos cristales de clinopiroxeno hay crecimiento de otros minerales ferrosos y algunas vesículas rellenas de alguna variedad de cuarzo como la calcedonia probablemente. La matriz de esta muestra de roca está formada por microlitos de plagioclasas tabulares y vidrio volcánico (microlitos + vidrio 15%) y escasos minerales opacos de oxidación por lo que la roca en general tiene una textura porfídica.

Componente	Porcentaje
Plagioclasa	60%
Feldespato potásico	15%
Clinopiroxeno	25%

Clasificación: Andesita de clinopiroxeno



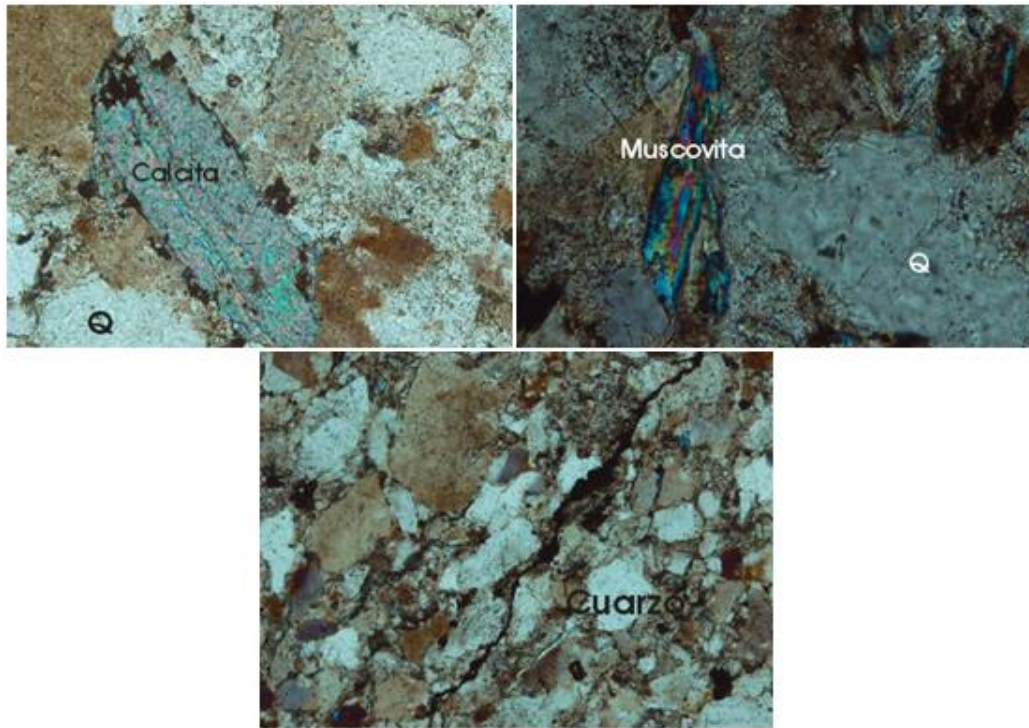
Fotomicrografía 1.

MUESTRA 2(CCH)

Composición y textura: Roca formada en su mayoría por cristales de cuarzo, solo hay una matriz menor al 10%. El cuarzo es policristalino y monocristalino, es de color gris claro a oscuro, anguloso y en general la roca está pobremente clasificada. Hay pequeños cristales de biotita, muscovita y fragmentos de roca escasos, así como algunos cristales opacos. Se observan vetillas muy pequeñas de calcita. Hay pocos cristales de plagioclasa con maclado polisintético y en forma de prisma. Esta muestra corresponde al Complejo El Chilar.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	80%
Plagioclasa	5%
Fragmentos de roca	5%
Mica	10%

Clasificación: Cuarzo arenita



Fotomicrografía 2.

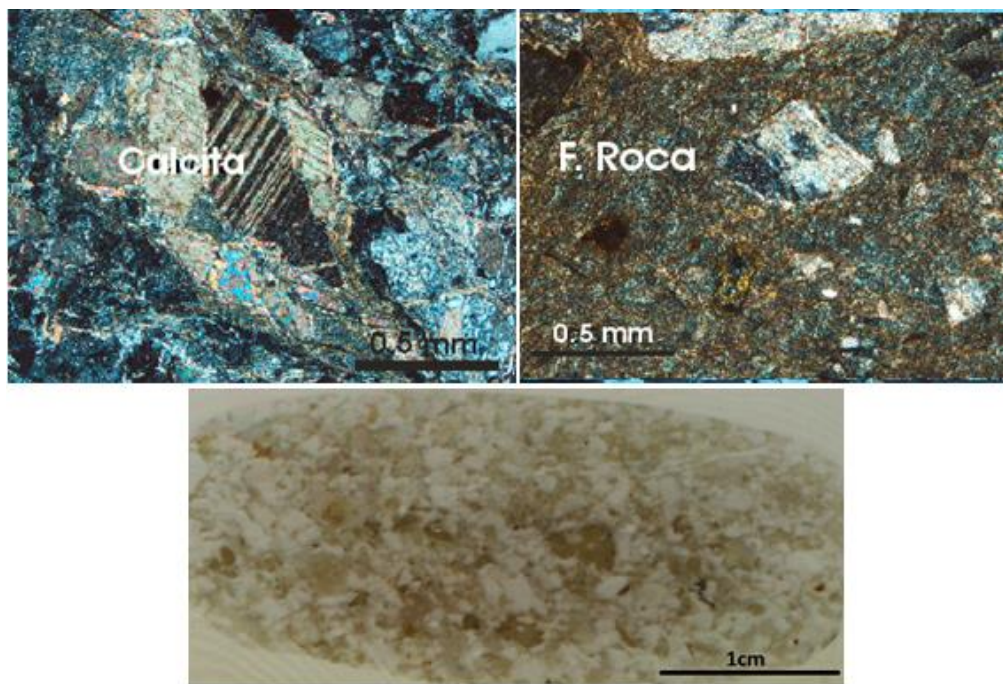
Formación San Juan de la Rosa (FSJR)

MUESTRA 3 (FSJR)

Composición y textura: Esta muestra tiene cristales de calcita (10%) subhedral-anhedral de colores de birrefringencia altos, exhiben un maclado bien definido y relieve alto. Otro mineral formador de esta roca es cuarzo. Los cristales son subhedrales y muestran algunas fracturas. Los bordes de los cristales son rectos por lo que no muestran transporte de la fuente de origen. Hay fragmentos de roca volcánica que contienen cristales de plagioclasa, hay escasos cristales de anfíbol que exhibe clivaje en dos direcciones con un ángulo de aproximadamente 120° , hay clorita entre los cristales en forma de hilos. La roca se observa mal clasificada porque hay varios tamaños de grano en los cristales. La matriz de la roca es micrita, pueden verse algunos pequeños fragmentos de roca y vetillas rellenas de cristales de calcita.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	15%
Matriz	35%
Fragmentos de roca	50%

Clasificación: Toba lítica



Fotomicrografía 4

MUESTRA 4(FSJR)

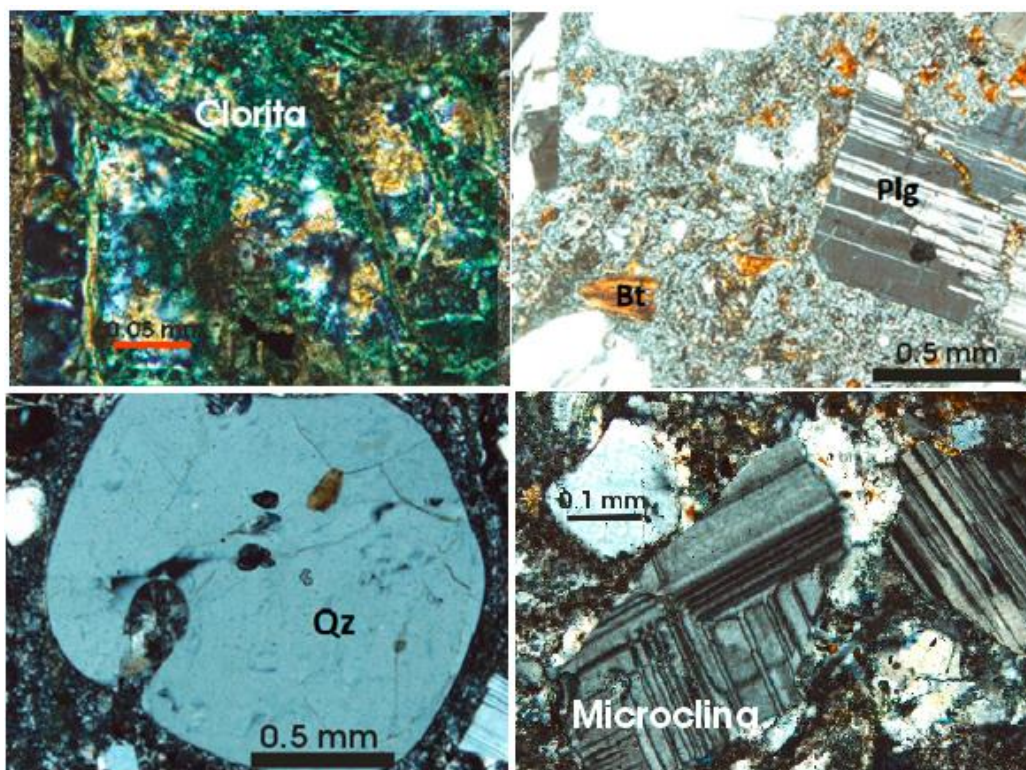
Composición y textura: Esta roca está formada por plagioclasa (40%) subhedral de hábito tabular, colores grisáceos, maclado polisintético (fotomicrografía 5) muestran fracturas rellenas de minerales de oxidación. Otro mineral formador es el feldespato potásico (15%) de forma subhedral-anhedral, colores grises, maclado en enrejado lo que indica que es microclina (fotomicrografía

5). La muestra contiene también fenocristales de cuarzo (10%) incoloro, subredondeado y con golfos de corrosión en donde el hábito que ocupa este espacio es radial y tiene crecimiento de pequeños cristales de oxidación en su interior.

La biotita (10%) también es parte de los cristales que forman esta roca, es de color pardo, forma subhedral, hábito tabular y relieve moderado, en general son cristales pequeños y muy fracturados por lo que la exfoliación no es muy clara aunque se distingue en una dirección. La matriz es muy vítrea aunque hay algunas partes de la sección donde se ven muy bien microlitos de plagioclasa, además hay fibras de clorita-sericita de forma local y fragmentos de roca, la textura es porfídica.

Componente	Porcentaje
Plagioclasa	40%
Feldespatos potásico	15%
Cuarzo	10%
Biotita	10%
Vidrio	25%

Clasificación: Toba vítrea de composición dacítica



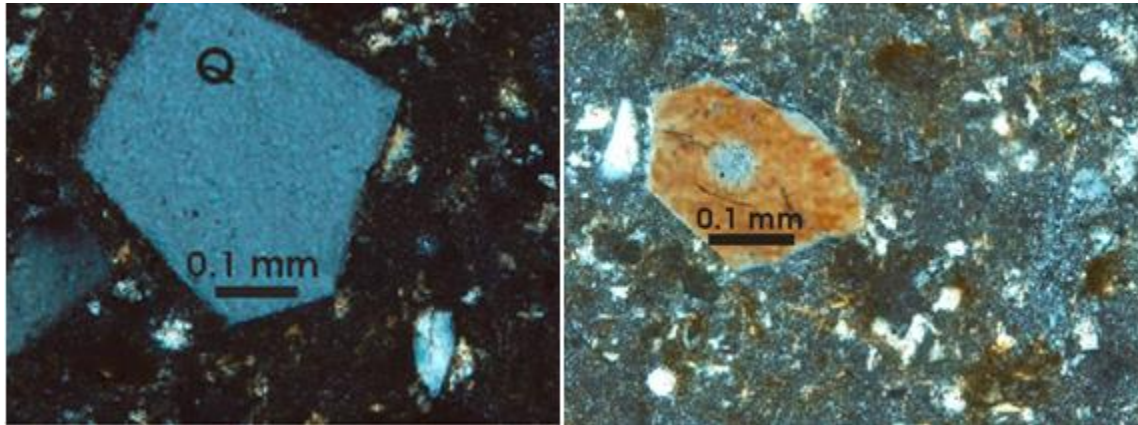
Fotomicrografía 5.

MUESTRA 5 (FSJR)

Composición y textura: Roca con cristales de cuarzo (35%) anhedral incoloro, cristales pequeños de biotita (10%) en forma de fibras de color parduzco y microcristales de muscovita de colores de birrefringencia altos en forma casi tabular. La roca esta moderadamente clasificada y la matriz es del tamaño de arenas finas.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	35%
Biotita	15%
Muscovita	10%
Matriz	40%

Clasificación: Arenisca de grano fino



Fotomicrografía 6.

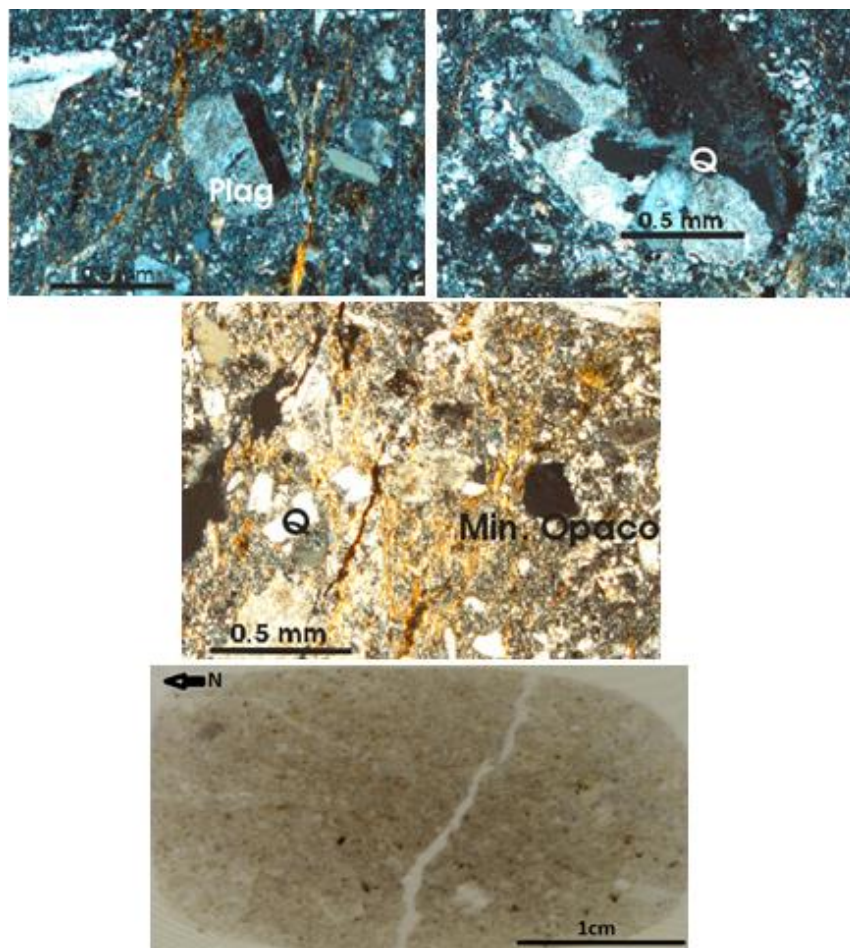
MUESTRA 6 (FSJR)

Composición y textura: Esta muestra se compone de cristales de plagioclasa de forma prismática, hábito tabular, maclado tipo carlsbad y polisintético bajo relieve y de color gris claro a oscuro con el movimiento de la platina. Hay cristales en los que sus bordes no están bien rectos por lo que se puede intuir que fueron transportados. También hay cristales de cuarzo subredondeado, son monocristalinos y policristalinos, de color gris claro y algunos cristales están fracturados.

Otro mineral es el feldespato potásico; se observan cristales prismáticos y unos subredondeados, con maclado carlsbad, son de color gris claro a oscuro. Hay fragmentos de roca volcánica que contienen cristales de plagioclasa prismática. Esta muestra tiene una lineación incipiente de los cristales en donde hay oxidación de color parda. Esta roca está moderadamente clasificada por lo que es una roca inmadura. Hay una matriz que soporta los componentes de la roca y ocupa más del 15% del campo visual, así que se trata de una arenisca sucia. Esta está formada por microcristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato, sericita, vidrio y óxido.

Componente	Porcentaje
Plagioclasa	15%
Feldespatopotasico	25%
Cuarzo	30%
Fragmentos de roca	10%
Matriz	20%

Clasificación: Wacka arcósica



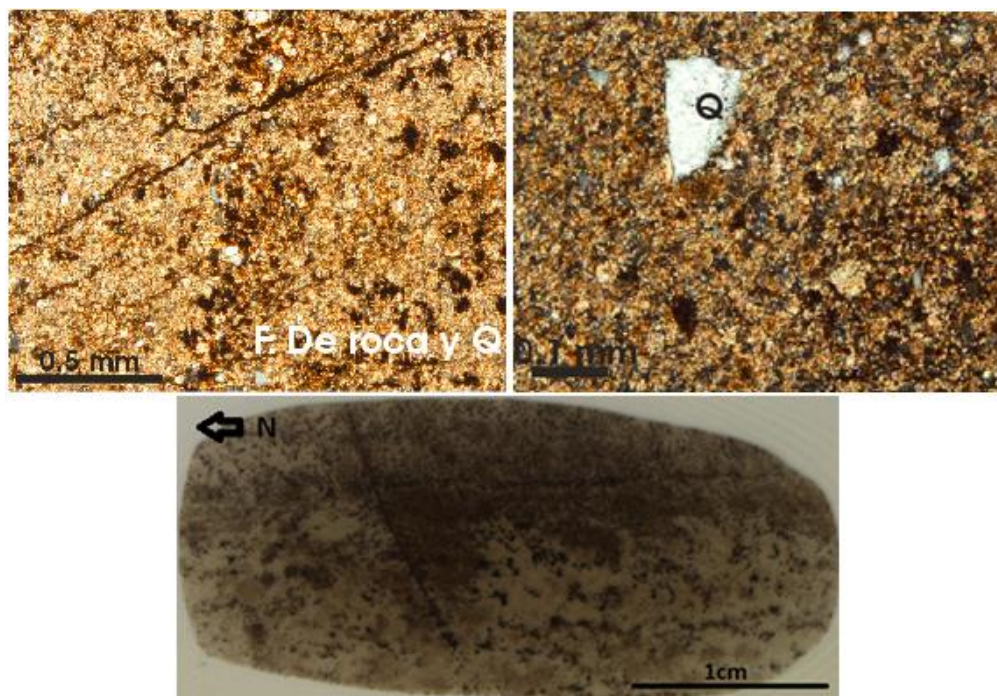
Fotomicrografía 7.

MUESTRA 7 (FSJR)

Composición y textura: La muestra tiene componentes del tamaño de arenas muy finas por lo que solo se han podido observar algunos cristales de cuarzo de color gris claro, fragmentos de roca muy pequeños y sobre todo se ve una matriz de arena fina que ocupa más del 50% del campo visual. Además hay algo de calcita y mucha oxidación que deja ver color marrón en toda la lámina en la misma matriz observándose un dominio con más oxidación que otro. Se aprecia una ligerísima foliación y pequeñas fracturas. Esta muestra está muy bien clasificada.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	25%
Matriz	75%

Clasificación: Wacka de cuarzo



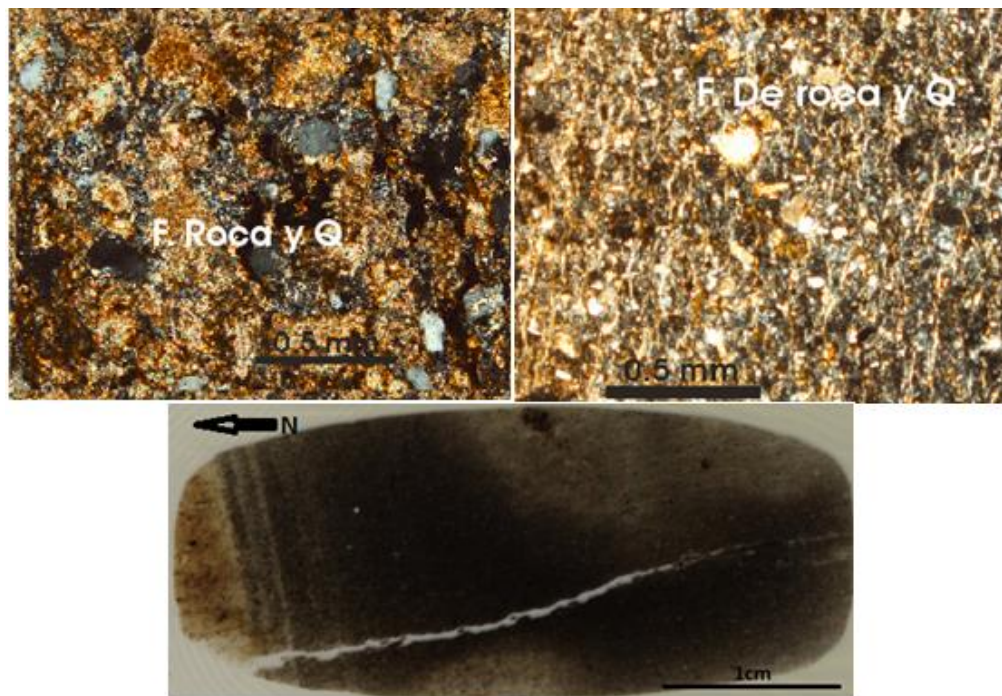
Fotomicrografía 8.

MUESTRA 8 (FSJR)

Composición y textura: La muestra está formada principalmente por cuarzo de color gris, es de tipo monocristalino y hay algunos cristales opacos. También hay pequeños fragmentos de roca de color marrón que pudieran ser de arenisca. Los cristales están soportados por una matriz del tamaño de arena fina, esta está formada por arcillas y algo de calcita, se observa foliación y lineación mineral. La roca está bien clasificada.

Componente	Porcentaje
Matriz	12%
Cuarzo	50%
Fragmentos de roca	38%

Clasificación: Meta arenisca lítica



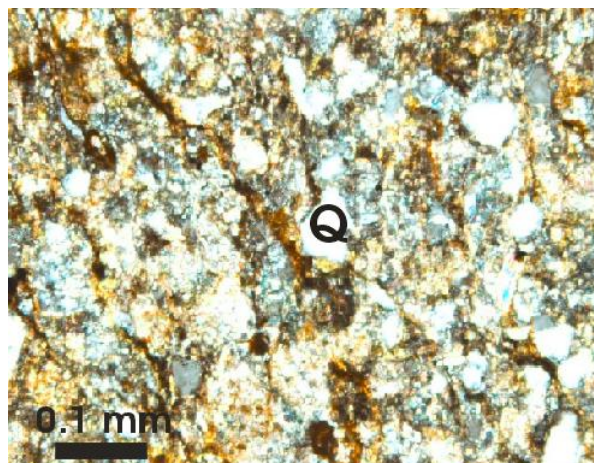
Fotomicrografía 9.

MUESTRA 9 (FSJR)

Composición y textura: La muestra está formada principalmente por cuarzo de color gris, es de tipo monocristalino, hay cristales opacos, de plagioclasa, muscovita, sericita y fragmentos de roca. Algunos cristales se observan alargados y todos están soportados por una matriz de arena fina. También hay algo de calcita, se ven planos de foliación oxidados de color pardo y hay fracturas pequeñas de cuarzo. Esta roca está muy bien clasificada.

Componente	Porcentaje
Matriz	10%
Cuarzo	50%
Fragmentos de roca	40%

Clasificación: Sublitarenita



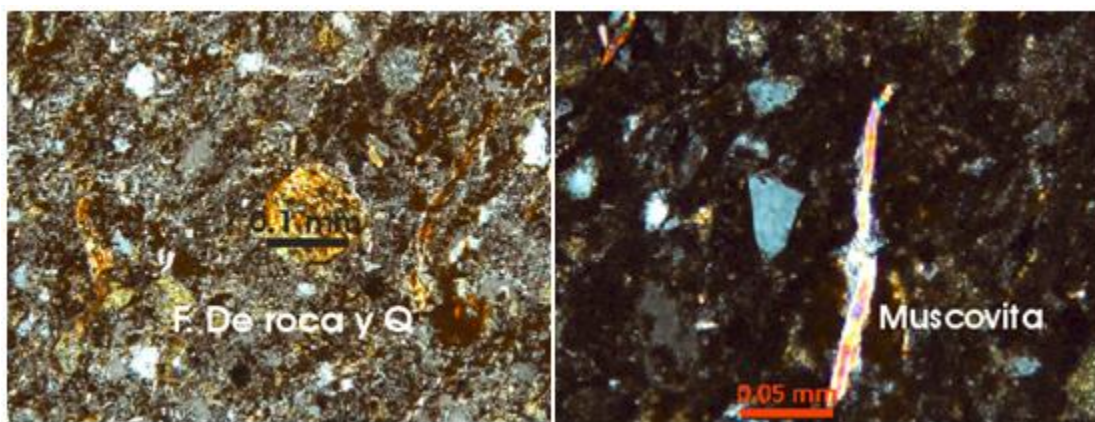
Fotomicrografía 10.

MUESTRA 10 (FSJR)

Composición y textura: Esta roca está formada por cristales de cuarzo subredondeado monocristalino de color gris, abundante sericita de color amarillento como cristal y formando la matriz junto con fragmentos de roca, cristales fibrosos de clorita, biotita y muscovita. La roca está moderadamente clasificada. Hay lineación mineral.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	30%
Fragmentos de roca	40%
Matriz	30%

Clasificación: Arenita lítica



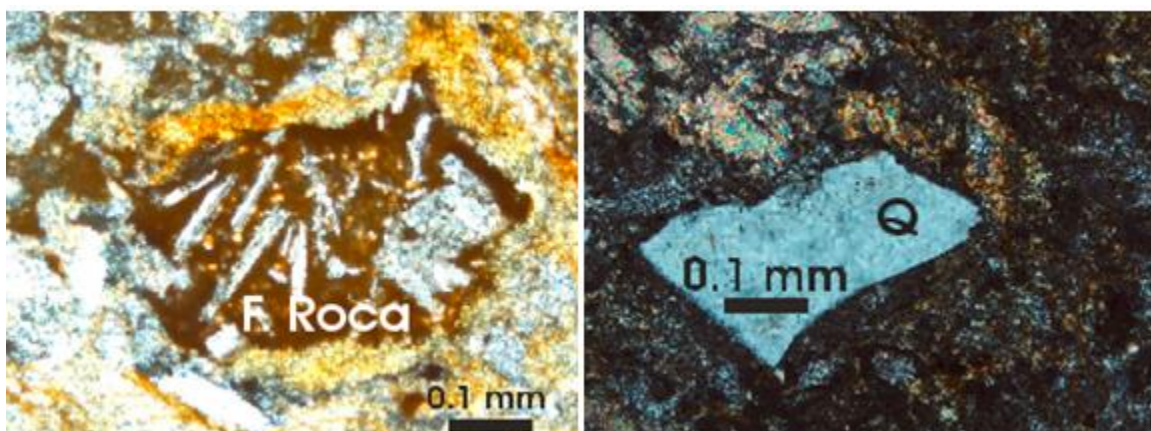
Fotomicrografía 11.

MUESTRA 11 (FSJR)

Composición y textura: Roca con abundantes fragmentos de roca volcánica en los que hay cristales de plagioclasa. Hay cristales de cuarzo no redondeado, de color gris claro. Los componentes están soportados por una escasa matriz casi grano a grano. La muestra está bien clasificada y se observa una lineación mineral incipiente donde hay oxidación de color parda.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	20%
Fragmento de roca	50%
Plagioclasa	15%
Matriz	15%

Clasificación: Arenita lítica



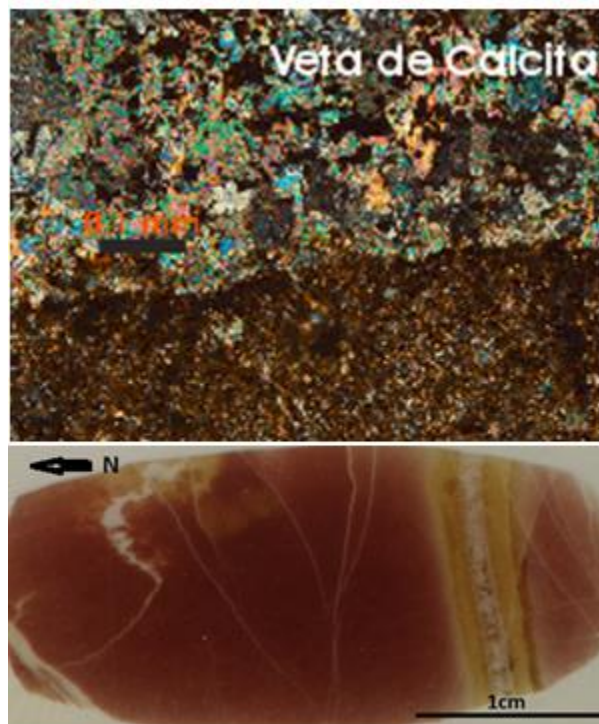
Fotomicrografía 12.

MUESTRA 12 (FSJR)

Composición y textura: Esta muestra tiene una granulometría de arena fina con cristales muy pequeños de cuarzo, la matriz es de arcillas y calcita. Se observan vetillas de calcita y está bien clasificada. Se observa una lineación mineral sin algún indicador de una dirección preferente.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	15%
Matriz	85%

Clasificación: Grauvaca



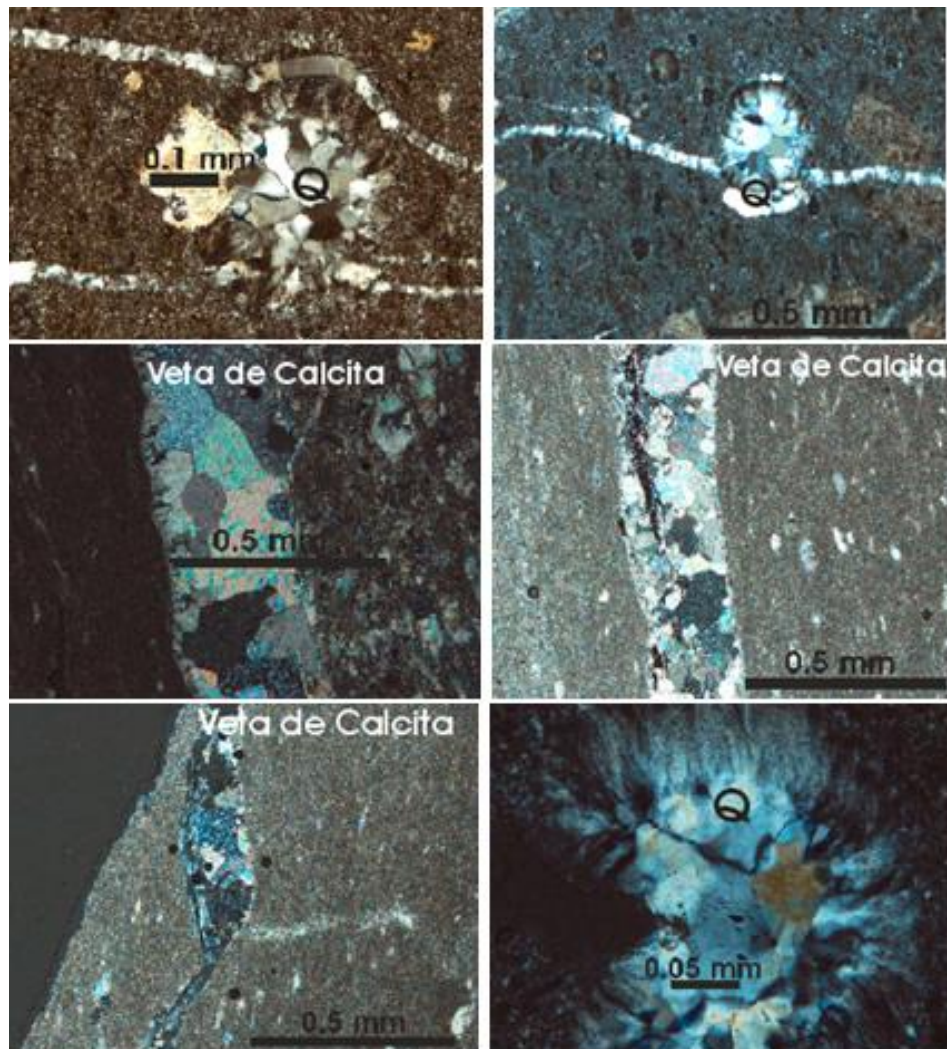
Fotomicrografía 13.

MUESTRA 13 (FSJR)

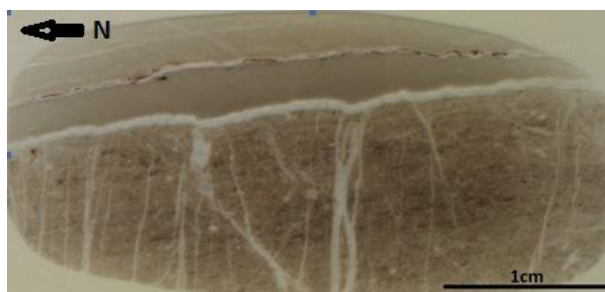
Composición y textura: Roca foliada con dos dominios preferentes, uno tiene matriz de arena fina y el otro de lodo, son separados por vetillas de calcita que contienen cristales de esta especie en forma de rombos. Hay también cristales de cuarzo policristalino redondeado de colores grises y se observan alargados, estos están asociados a vetillas delgadas de cuarzo. Se ven estructuras redondeadas concéntricas de color café, son fósiles no diferenciados.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	20%
Calcita	15%
Matriz	65%

Clasificación: Meta-Arenisca calcárea



Fotomicrografía 14.



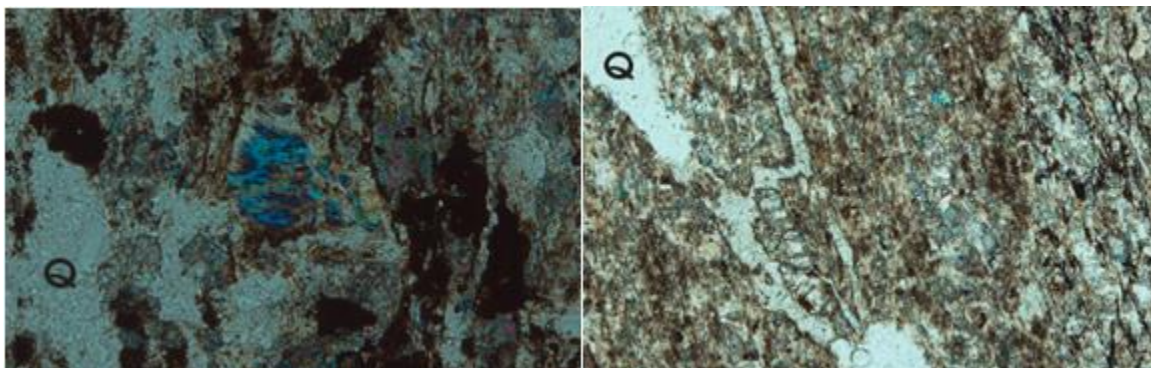
Fotomicrografía 15.

MUESTRA 14 (FSJR)

Composición y textura: Roca muy foliada de granulometría de arena fina formada de cuarzo gris y pequeñísimos fragmentos de roca, además de minerales opacos. La roca está muy bien clasificada.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	70%
Fragmentos de roca	25%
Minerales opacos	5%

Clasificación: Meta arenisca lítica



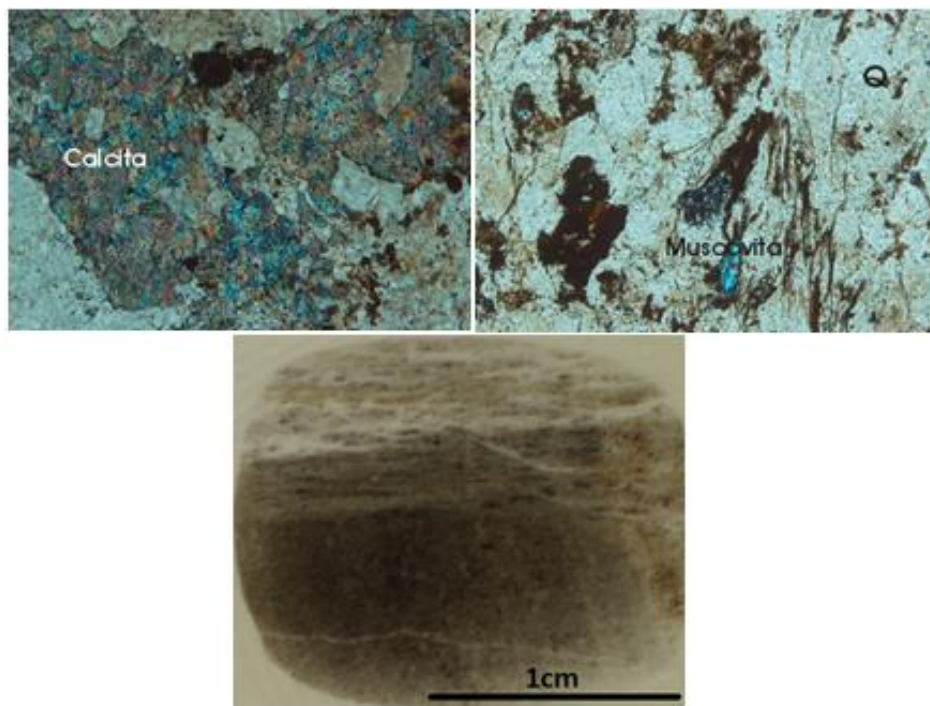
Fotomicrografía 16.

MUESTRA 15 (FSJR)

Composición y textura: La muestra está foliada y presenta vetillas de calcita. Se compone principalmente de cristales de cuarzo de color gris claro de forma subangulosa, hay fragmentos de caliza y minerales opacos. La roca está bien clasificada y hay una matriz de arena fina soportando los componentes la cual contiene calcita.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	60%
Fragmentos de roca	30%
Minerales opacos	10%

Clasificación: Meta arenisca lítica



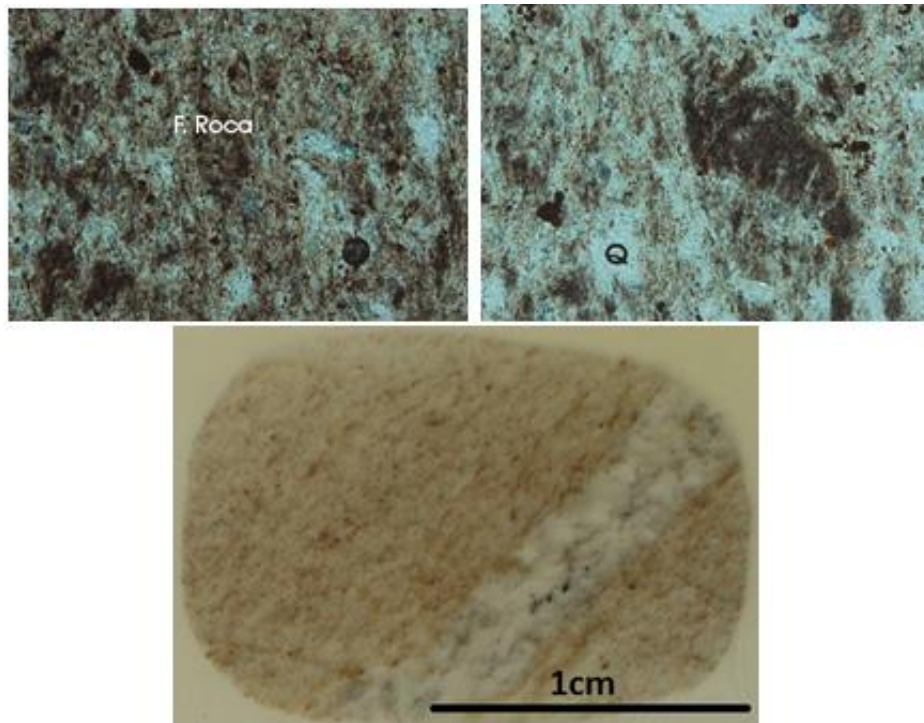
Fotomicrografía 17.

MUESTRA 16 (FSJR)

Composición y textura: La roca se compone de cristales de cuarzo de colores grisáceos, están unidos grano a grano y sólo hay algo de oxidación pero esencialmente esta muestra se compone de cuarzo anguloso y subanguloso. Se observa una vetilla grande de cuarzo y calcita en el centro de la lámina delgada.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	85%
Óxido	15%

Clasificación: Cuarzo arenita



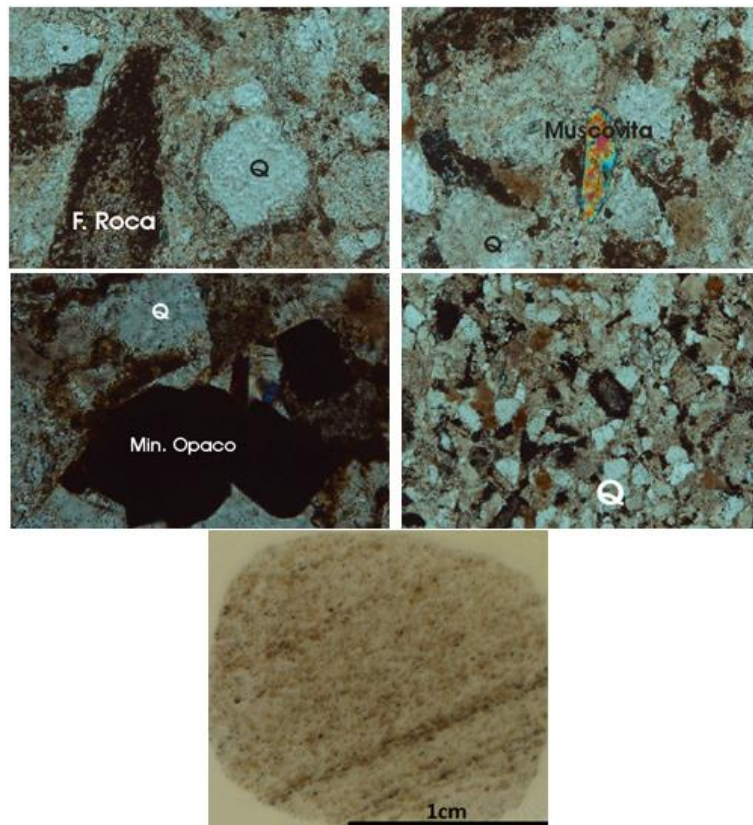
Fotomicrografía 18.

MUESTRA 17 (FSJR)

Composición y textura: Esta roca está formada por cristales de cuarzo de colores grisáceos del tamaño de arenas finas y son angulosos a subangulosos. Hay algunos fragmentos de roca de color marrón y en general hay una lineación mineral, la roca está grano soportada y bien clasificada.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	85%
Fragmentos líticos	15%

Clasificación: Cuarzo arenita



Fotomicrografía 19.

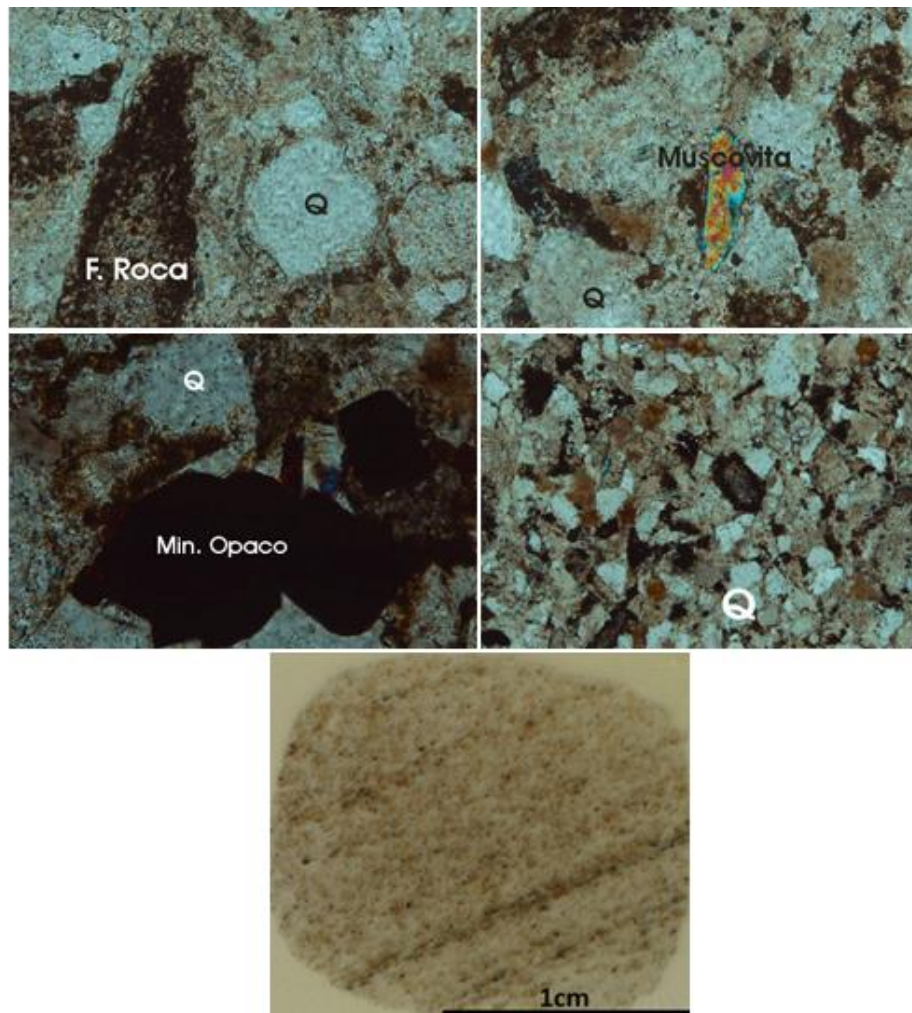
MUESTRA 18 (FSJR)

Composición y textura: Roca con abundantes cristales de cuarzo de colores grisáceos de forma angular a subangular, están soportados por una matriz escasa de arcilla y óxidos. Se observan pequeños cristales de micas, muscovita y biotita en forma de hilos alargados, la biotita de color pardo y la muscovita de colores altos de birrefringencia. Hay algunos cristales de plagioclasa prismática

con maclado polisintético. Al centro de la sección delgada hay una veta grande
cristales de cuarzo angulares. La roca está moderadamente clasificada.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	85%
Mica	10%
Plagioclasa	5%

Clasificación: cuarzo arenita



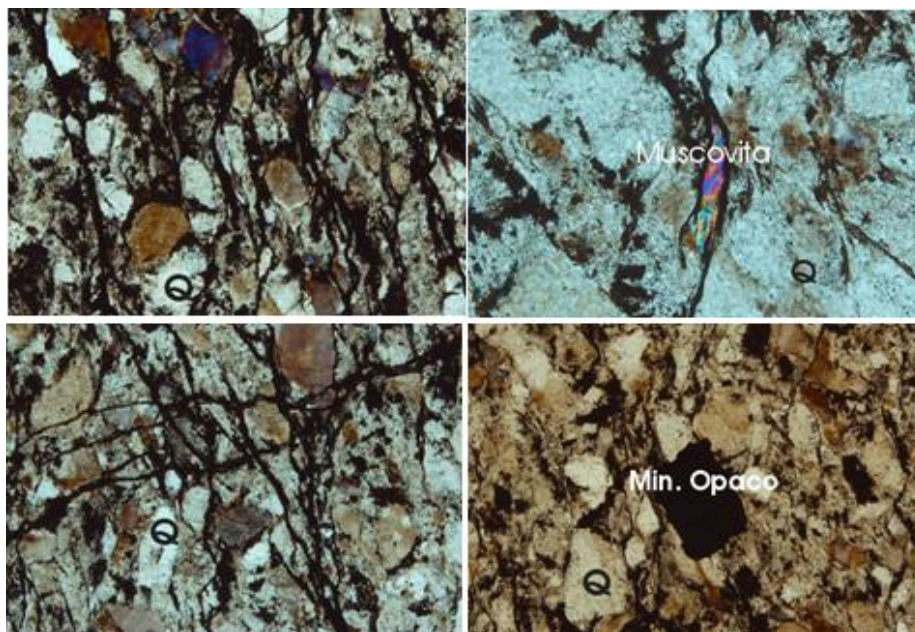
Fotomicrografía 20.

MUESTRA 19 (FSJR)

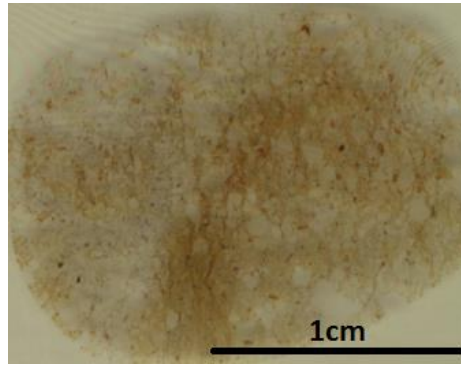
Composición y textura: Esta roca sedimentaria está mal clasificada, hay una abundante matriz (30%) arenosa que soporta los demás componentes de la roca que son del tamaño de las arenas medias y que son cuarzos de color gris de extinción recta y que van de angulosos a subangulosos. También hay feldespatos potásicos prismáticos con maclado tipo carlsbad y polisintético. Hay fragmentos de roca volcánica escasos.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	60%
Feldespato potásico	30%
Fragmentos de roca	10%

Clasificación: Wacka arcósica



Fotomicrografías 21.



Fotomicrografía 22.

MUESTRA 20 (FSJR)

Composición y textura: La roca está formada por una matriz del tamaño de los limos, ésta soporta granos de cuarzo pequeño, agregados de calcita y escasos fragmentos de roca. Se ve una foliación incipiente y está mal clasificada.

Componentes	Porcentaje
Matriz	60%
Cuarzo	15%
Fragmentos de roca	25%

Clasificación: Grauvaca



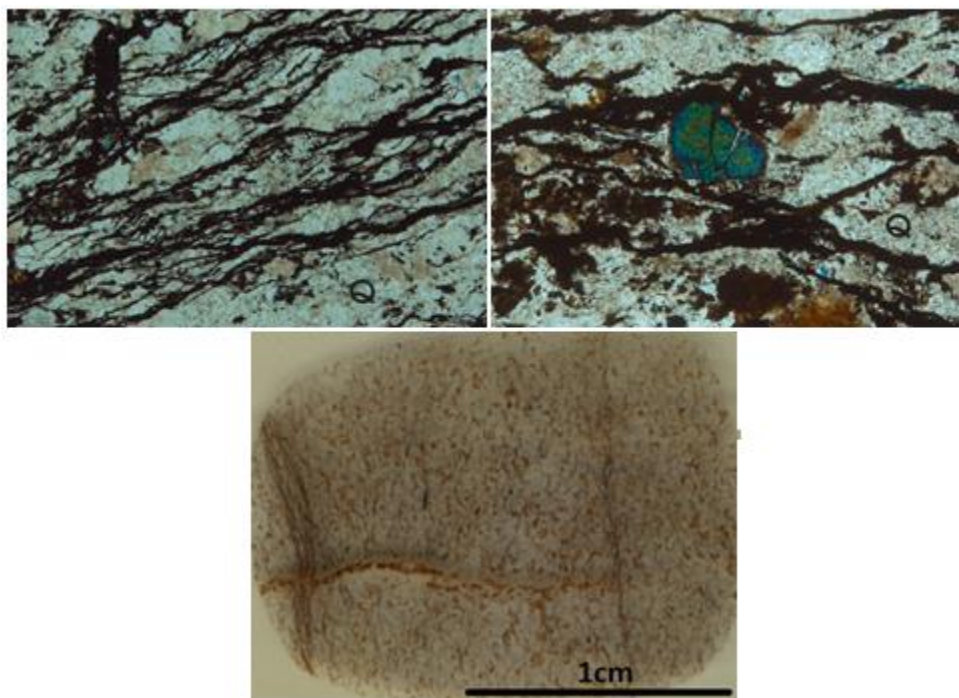
Fotomicrografía 23.

MUESTRA 21 (FSJR)

Composición y textura: Roca foliada con cristales de cuarzo del tamaño de arena media, estos cristales se ven alargados y van de angulares a subangulares. Hay escasos fragmentos de roca de color pardo y micas en forma de hilos. También hay algunos cristales de plagioclasa con maclado tipo polisintético.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	75%
Fragmentos de roca	10%
Plagioclasa	15%

Clasificación: Meta grauvara



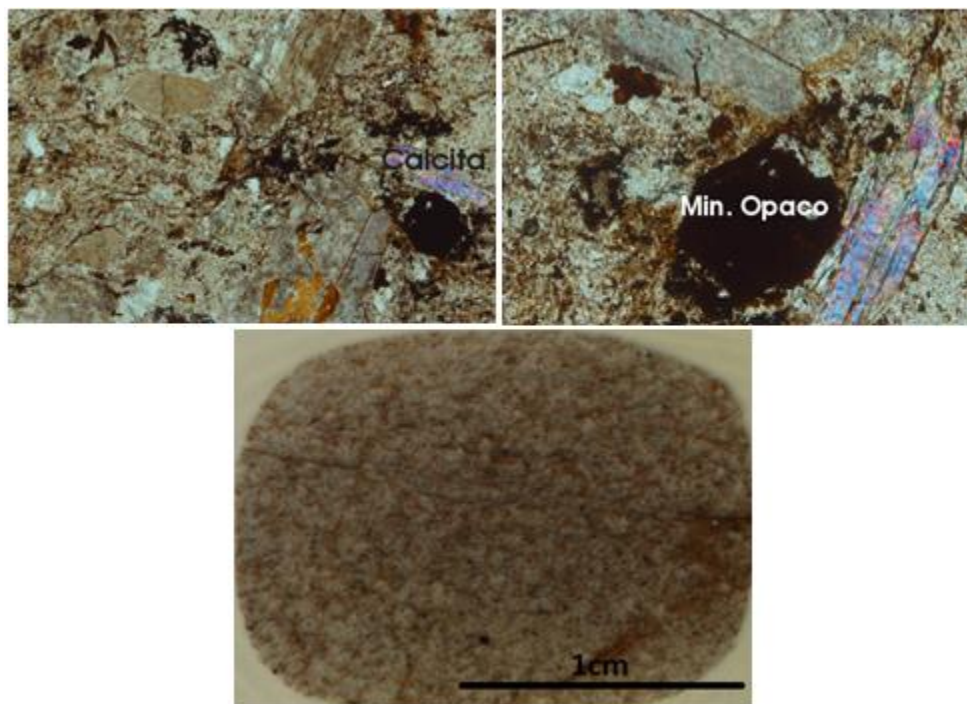
Fotomicrografía 24.

MUESTRA 22 (FSJR)

Composición y textura: Roca foliada con cristales de cuarzo del tamaño de arena media, estos cristales se ven alargados y van de angulares a subangulares. Hay escasos fragmentos de roca de color pardo y micas en forma de hilos de colores altos de birrefringencia. También hay algunos cristales de plagioclasa con maclado tipo polisintético.

Componente	Porcentaje
Cuarzo	75%
Fragmentos de roca	15%
Plagioclasa	10%

Clasificación: Grauvaca



Fotomicrografía 25.

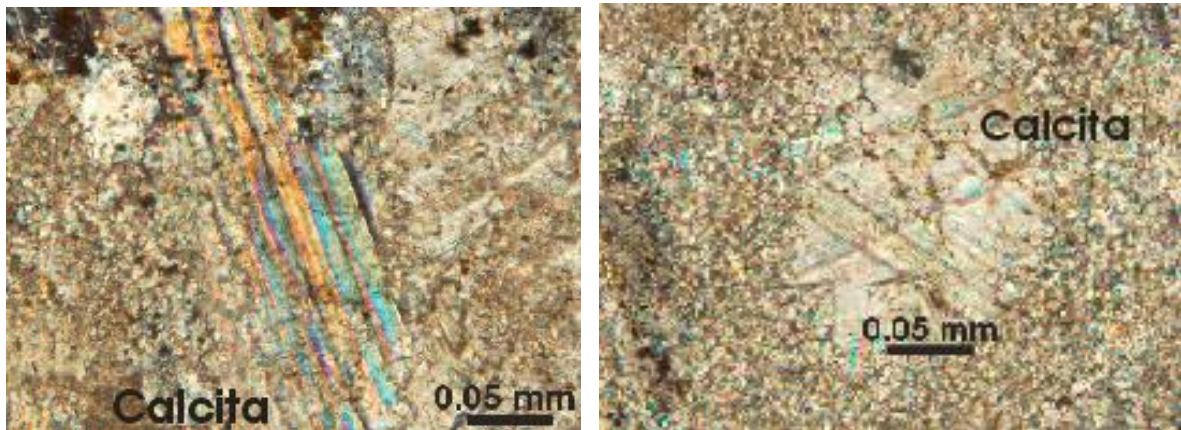
Formación La Peña Azul (FPA)

MUESTRA 23 (FPA)

Composición y textura: Roca formada esencialmente por cristales de calcita incolora con crucero bien definido formando ángulos de 120° , también hay cristales con maclado. Hay abundantes fósiles de forma redondeada. Los componentes de esta roca están soportados por una matriz poco abundante de calcita también.

Componentes	Porcentaje
Calcita	50%
Matriz	20%
Fósiles	30%

Clasificación: Wackestone



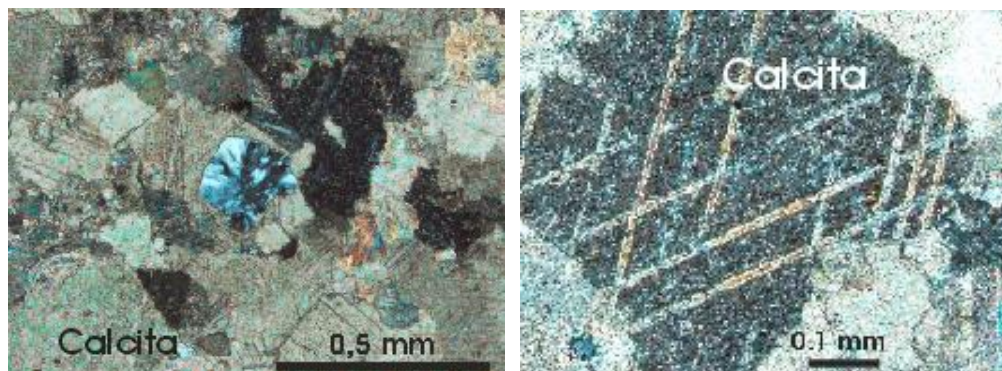
Fotomicrografía 26.

MUESTRA 24 (FPA)

Composición y textura: Roca formada por cristales de calcita maclada de colores, se ve clivaje en dos direcciones que forma ángulos de 120° , son de colores de birrefringencia altos, además hay algunos cristales de minerales opacos. Los granos están soportados unos contra otros, no hay una matriz entre ellos.

Componente	Porcentaje
Calcita	90%
Minerales opacos	10%

Clasificación: Caliza cristalina



Fotomicrografía 27.

Rocas Cenozoicas (RC)

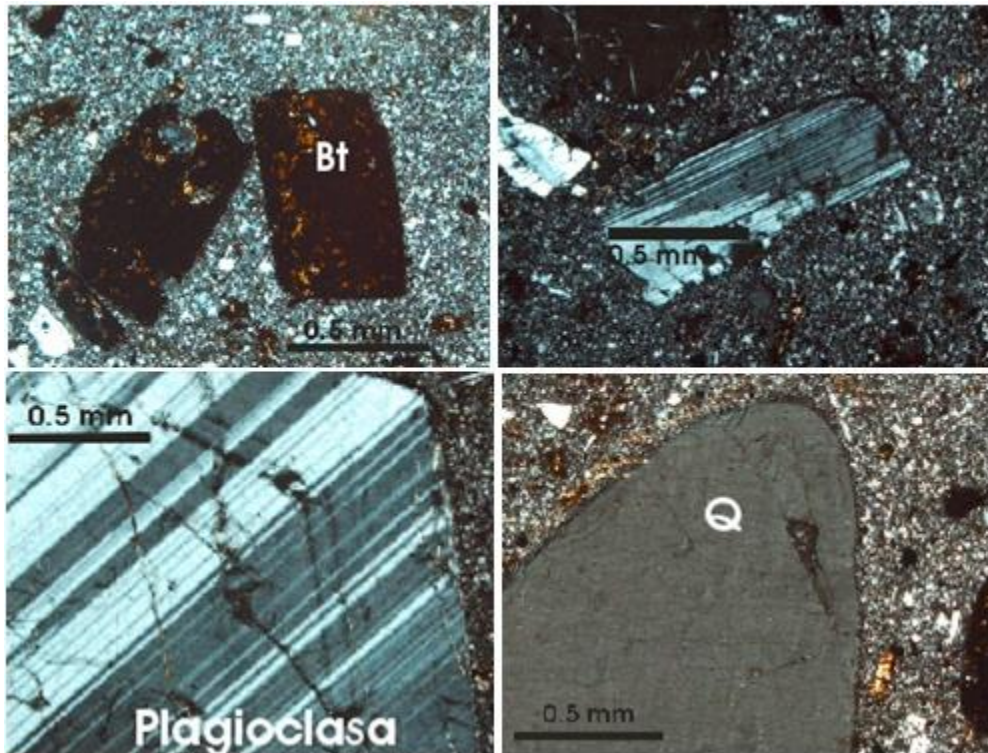
MUESTRA 25 (RC)

Composición y textura: La muestra tiene cristales de biotita (10%) de forma euhedral, hábito tabular, color pardo cobrizo, se encuentra muy alterada por lo que no se observa exfoliación claramente que suele ser característica de la biotita, aunque en los cristales más pequeños es más evidente. Otro mineral presente en esta muestra es la plagioclasa (30%), son subhedrales con hábito tabular y de colores grises. Se observa maclado polisintético, zonación en unos cristales y algunas fracturas. El cuarzo (15%) también es constituyente de esta muestra, se observan cristales de forma irregular (estos muy pequeños) y otros redondeados (muy grandes), son de color gris claro.

Roca ígnea de textura porfídica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico y matriz de microlitos de la misma composición. Se observan algunos minerales de hierro y magnesio. La plagioclasa exhibe un maclado tipo carlsbad, mientras que la biotita muestra crucero en una dirección y el cuarzo se ve redondeado a subredondeado. Los cristales de plagioclasa y biotita son euhedrales.

Componente	Porcentaje
Biotita	20%
Plagioclasa	30%
Cuarzo	35%
FK	15%

Clasificación: Riodacita de biotita



Fotomicrografía 28.

Derrames de lava (DL)

MUESTRA 26 (DL)

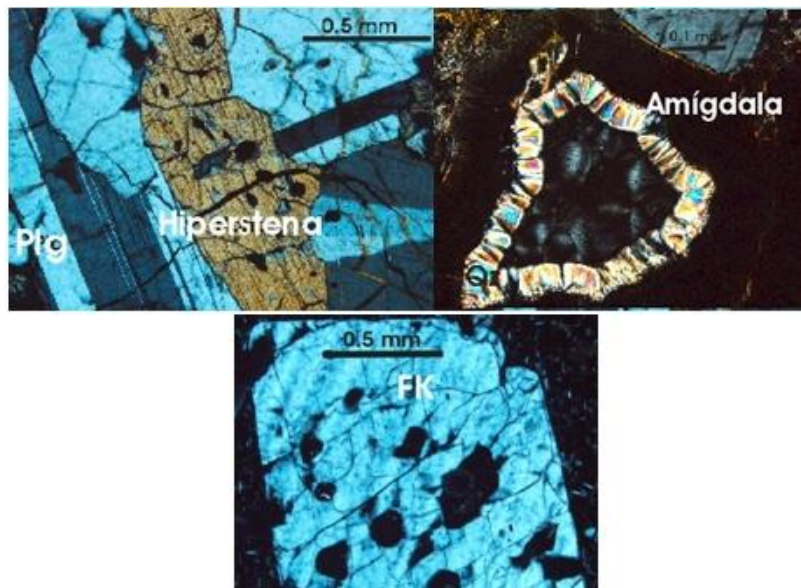
Composición y textura: Esta muestra está formada por fenocristales de plagioclasa euhedral con hábito tabular, muestran un maclado polisintético (fotomicrografía 2). También hay fenocristales de feldespato potásico euhedral y de hábito prismático con planos de exfoliación en una dirección, algunos cristales tienen fracturas, cristales de minerales opacos y otros tienen maclas, la variedad es sanidino. Hay ortopiroxeno de color pardo en nicoles cruzados, es subhedral y anhedral, tiene hábito prismático, alto relieve y exhibe planos de exfoliación en una sola dirección debido al corte de la sección, muestra fracturas irregulares y algunos más están rotos.

El ortopiroxeno está intercrecido con la plagioclasa. Con luz paralela el color de este mineral es marrón y tiene un crecimiento de minerales opacos en el centro de algunos cristales. Otro mineral presente es el cuarzo (5%); son cristales escasos y pequeños, su forma es redondeada a subredondeada, de color gris

claro, bajo relieve y algunas fracturas. Otra característica importante que cabe resaltar es la presencia de amígdalas rellenas de calcedonia probablemente (fotomicrografía 29), es de colores grisáceos, extinción ondulada y hábito radial, estas amígdalas llaman especialmente la atención porque tienen coronas de reacción con alguna variedad de cuarzo, posiblemente calcedonia. También hay minerales opacos (10%) pequeños, de color negro, son subhedrales a anhedrales. Los cristales arriba descritos se encuentran dentro de una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasas, por lo tanto la textura de la roca es porfídica.

Componente	Porcentaje
Plagioclasa	50%
Ortopiroxeno	20%
Feldespatos potásico	30%

Clasificación: Dacita porfídica de ortopiroxeno



Fotomicrografía 29.

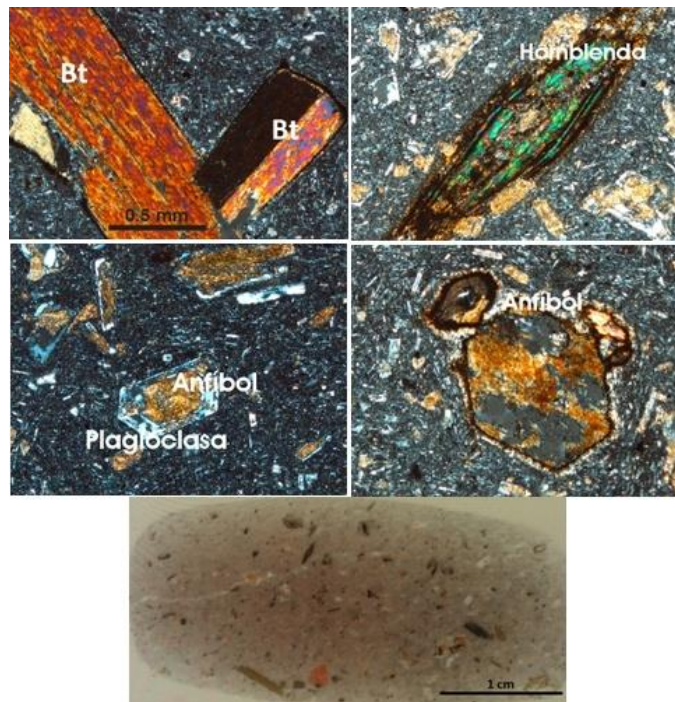
MUESTRA 27 (DL)

Composición y textura: Los minerales que forman esta muestra son fenocristales de plagioclasa euhedral con hábito prismático, alteradas por sericita mostrando una zonación en los cristales (fotomicrografía 30) donde el perímetro de éstos es plagioclasa y los núcleos sericita, aunque hay cristales de plagioclasa que ya han sido reemplazados por completo por sericita siguen conservando las formas prismáticas de la plagioclasa. Estas son de color gris claro y la sericita es marrón. Hay pocos cristales de plagioclasa que aun no son alterados y muestran un maclado polisintético, esto es visible en cristales pequeños incluso microcristales, muchos están rotos. También hay fenocristales de anfíbol; estos son euhedrales y con hábito prismático en hexágonos y rombos perfectos.

El color en unos cristales es marrón y otros tienen colores de birrefringencia altos, tienen un relieve alto, dos planos de exfoliación que forman un ángulo aproximado de 120° y bordes de magnetita causados por oxidación del hierro; la variedad es hornblenda. Otro mineral que forma esta roca es la biotita (10%) con forma euhedral y hábito tabular, son de color amarillo y rosa intenso, tienen maclas tipo carlsbad, relieve alto, exfoliación en una dirección, bordes de magnetita y algunas fracturas. Un mineral más que forma esta muestra de roca es el piroxeno, con forma subhedral y hábito tabular, que aunque está en pequeñas proporciones son fenocristales que sobresalen por sus colores de birrefringencia altos (verdes-amarillos), muestra un relieve alto y exfoliación en una dirección además de bordes de oxidación por hierro. La matriz que sostiene los cristales descritos está formada por vidrio en proporción un poco mayor que los microlitos de plagioclasas, así su textura es porfídica.

Componente	Porcentaje
Plagioclasa	40%
Anfíbol	30%
Biotita	20%
Piroxeno	10%

Clasificación: Dacita de hornblenda



Fotomicrografía 30.