



UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO
DIVISIÓN DE INGENIERIAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERIA EN MINAS
METALURGIA Y GEOLOGÍA

**Estratigrafía de las formaciones volcano-
plutónicas de la parte oriental del Distrito
Minero La Luz y sus relaciones estructurales**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A N

JEZABEL HERNANDEZ REYES

JORGE AUGUSTO PÉREZ ZAMUDIO

T U T O R
DR. JUVENTINO MARTÍNEZ REYES

2017



AGRADECIMIENTOS

A nuestro tutor, Dr. Juventino Martínez Reyes por su gran apoyo y paciencia para la realización de este proyecto, por su guía en nuestro servicio social profesional, por despertar nuestro interés en las Ciencias de la Tierra y, sobre todo, por su amistad.

Al Dr. Luis F. Vassallo por su valiosa disponibilidad en atender nuestras consultas.

A Juan Tomás Vázquez Ramírez Técnico Académico y jefe del taller de laminación del Centro de Geociencias del Campus UNAM en Juriquilla, Qro., por su apoyo para la elaboración de láminas delgadas. De la misma manera a Jesús René Báez Espinosa, encargado del Laboratorio de Petrología del Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología de la Universidad de Guanajuato.

A nuestros maestros, que compartieron sus conocimientos para convertirnos en profesionistas, por su tiempo, dedicación y por su pasión por la actividad docente.

A nuestras familias por su apoyo incondicional y motivación para seguir adelante en este proceso.

A todos ellos, muchas gracias.

*“La mente es como un paracaídas, sólo funciona si se abre”
Albert Einstein.*

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	5
CAPÍTULO I. GENERALIDADES	6
I.1 Localización.....	6
I.2 Fisiografía, hidrografía, clima y vegetación.....	7
I.3 Contexto Geológico Regional	9
I.4 Antecedentes.....	11
I.5 Hipótesis.....	15
I.6 Objetivos.....	15
I.6.1 Objetivo General.....	15
I.6.2 Objetivos Particulares.....	15
I.7 Metodología.....	15
I.7.1 Análisis Estructural (Procesamiento de imágenes LiDAR). ...	16
I.7.2 Cartografía.....	16
CAPÍTULO II. ESTRATIGRAFÍA.....	17
II.1 Unidades Mesozoicas.....	18
II.1.1 Tonalita Cerro Pelón (JsTon).....	19
II.1.2 Complejo Filoniano Santa Ana (JsD).....	22
II. 1.3 Lavas basálticas La Luz (KiB).....	26
II.1.4 Clasificación Modal QAP Rocas Plutónicas.....	30
II.1.5. Formación Esperanza (KsVs).....	30
II.2 Unidades Cenozoicas	32
II.2.1 Conglomerado Guanajuato (PeCg)	32
II.2.2 Andesita El Gigante-Bernalejo (PoA).....	34
II.2.3 Domos Riolíticos (PoR)	35
II.2.4 Dique Bolañitos (PoDiB)	37
II.2.4 Dacita El Gigante	39
2.5 Clasificación Modal QAP. Rocas volcánicas	39
CAPÍTULO III. ESTRUCTURAS TECTÓNICAS	40
III.1 Régimen compresivo Mesozoico.....	41
III.2 Régimen distensivo Cenozoico.....	50
CAPÍTULO IV. MINERALIZACIÓN.....	55
IV.1 Sistema de vetas La Luz	57
IV.1.2 Vetas en el área de estudio.....	58

IV.2 zonas de interes minero	60
CAPÍTULO V. DISCUSIÓN.....	62
Terreno Sospechoso Guerrero (TSG).	62
Tiro Nueva Luz.	64
Mina Bolañitos.....	67
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES	71
Bibliografía	72

INTRODUCCIÓN

Las rocas expuestas en el Distrito Minero de La Luz y en el Distrito Minero Guanajuato, parte suroriental de la Sierra de Guanajuato, encierran una mineralización rica en metales preciosos cuya producción en antaño dieron fama a la región, fama que fue conocida aún más allá de nuestras fronteras. La actividad minera en esos distritos aún está presente, aunque no con la relevancia que tuvo en muchos períodos de su historia. Este estudio se ha enfocado especialmente a el área de la parte oriental del Distrito Minero de La Luz.

La geología del área de estudio está representada por una sucesión de unidades litológicas mesozoicas cuyas relaciones estratigráficas y estructurales no han sido claramente establecidas. Por mucho tiempo la geología de la región fue ignorada. Ha sido hasta en las últimas décadas que el conocimiento de la misma ha tenido un avance significativo gracias a diversos trabajos académicos allí desarrollados los cuales han permitido una interpretación más acorde con el pensamiento actual de la Geología, utilizando las metodologías y tecnologías más modernas.

En el área afloran, además, un dique que anteriormente no había sido cartografiado y dos pequeños domos riolíticos cenozoicos, encajonados en las unidades anteriores, así como conglomerados, andesitas y rocas piroclásticas, también Cenozoicas, en la periferia del área cartografiada.

La mineralización en la región es de tipo epitermal (Randall, et al., 1994; Gross, 1975; Saldaña, 1991), y está alojada en vetas pertenecientes a un sistema de fallas normales de orientación general NW-SE de edad oligocena (Nieto, 1990). En el Distrito Minero de La Luz este sistema es conocido como, Sistema de Vetas La Luz.

Este trabajo está dedicado especialmente al estudio de las relaciones estratigráficas y estructurales de las rocas mesozoicas. Apoyándonos de la información del área ya existente y del trabajo de campo realizado a lo largo de nuestra investigación. También se expone un nuevo conocimiento petrográfico de las unidades cartografiadas.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

I.1 LOCALIZACIÓN

Geográficamente el área de estudio se localiza sobre la parte central de la República Mexicana, en el centro-norponiente del estado de Guanajuato, hacia el noroeste del municipio de Guanajuato. (Figura 1) Cubre una superficie aproximada de 61 kilómetros cuadrados, dentro de las coordenadas UTM 14Q 257500-262500 y 2324000-2336200. Los poblados La Luz y Santa Ana, se ubican al noroeste y centro, respectivamente, del área (figura 1).

La principal vía de acceso es la carretera Guanajuato - El Cubilete. Numerosos caminos y brechas atraviesan el área en diversas direcciones lo cual facilita el trabajo de campo.

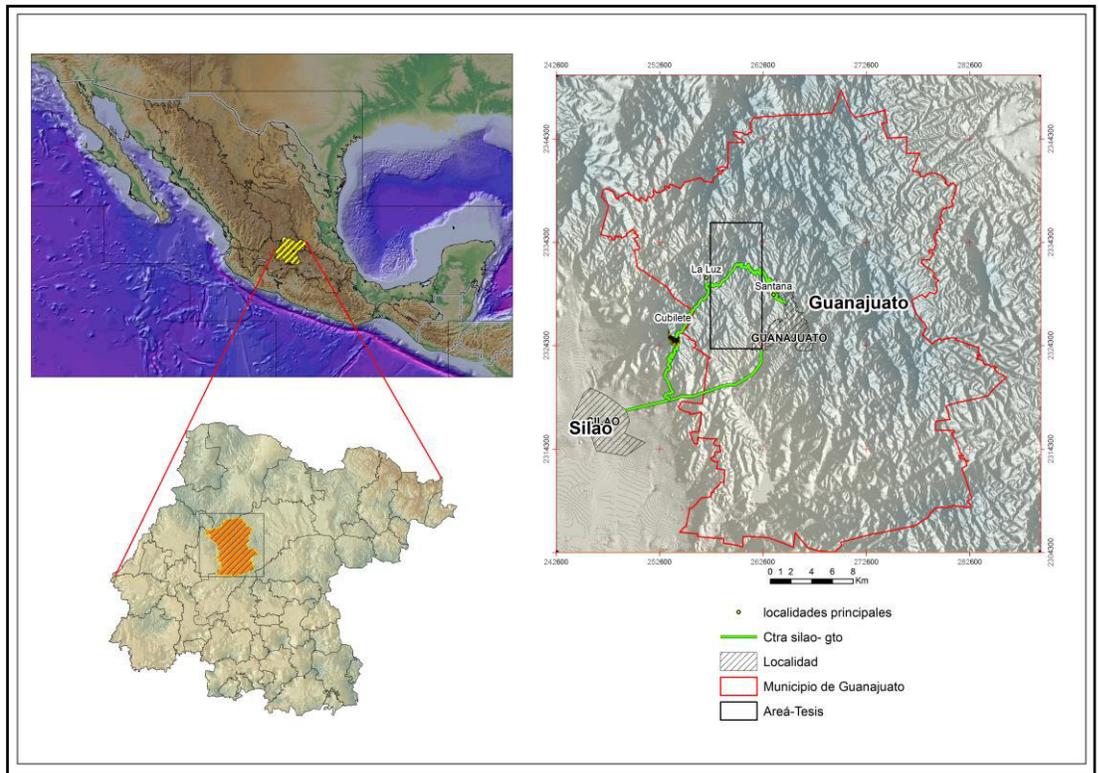


Figura 1. Localización y vías de acceso del área de estudio

I.2 FISIOGRAFÍA, HIDROGRAFÍA, CLIMA Y VEGETACIÓN

Fisiográficamente la zona de estudio se localiza mayormente a una altitud de entre 2,000 y 2,700 msnm. La menor altitud aparece hacia sus extremos sureste y noroeste con 1,900 msnm, mientras que la mayor elevación está representada por el Cerro Pelón que alcanza los 2,650 msnm. (Figura 2).

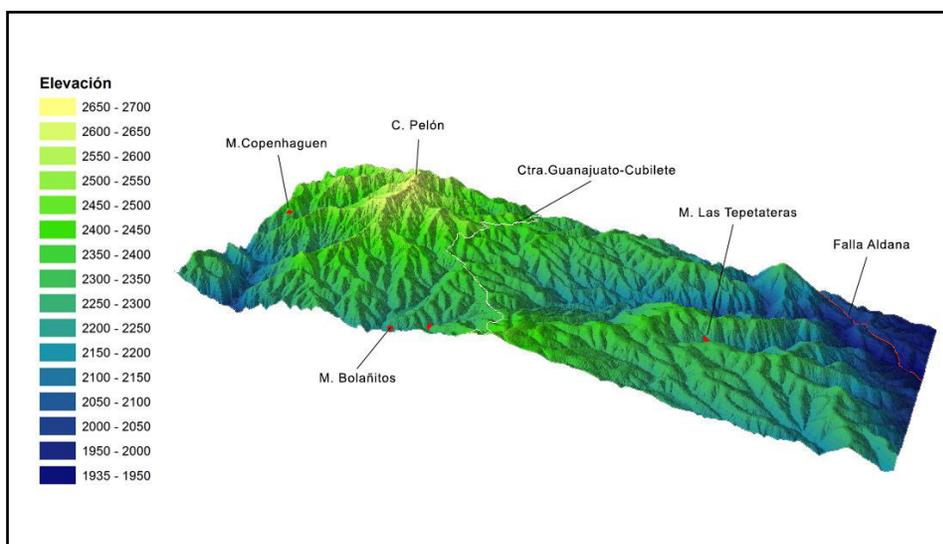
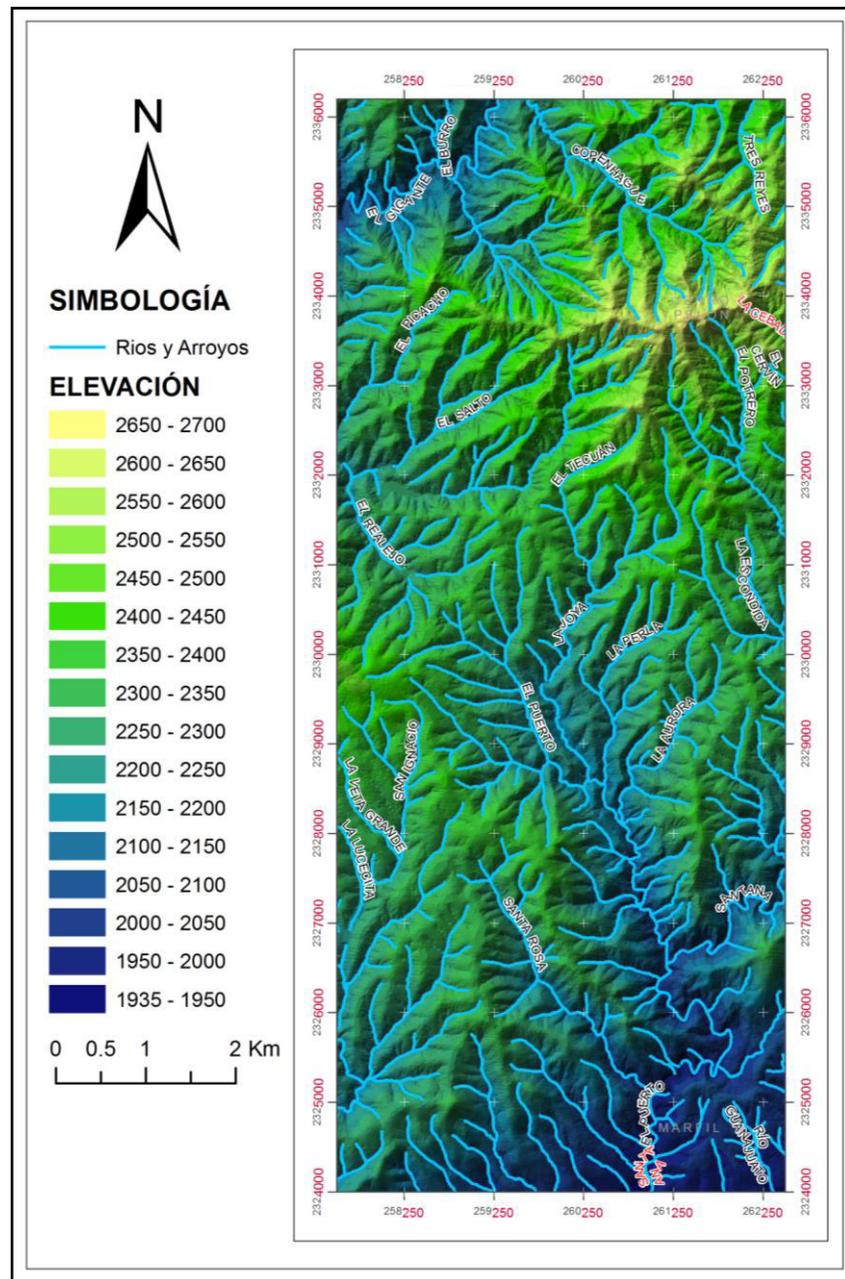


Figura 2. Modelo 3D de elevación del área de estudio

En este contexto fisiográfico, el área de estudio presenta un sistema de drenaje bien definido (*Figura 3*). Numerosas corrientes la atraviesan en todas direcciones. Entre ellas la corriente principal es el arroyo de Santa Ana que atraviesa su extremo suroriental del NE hacia el SW. El clima en el área es templado, subhúmedo. La temperatura media anual varía entre 17° y 19° C con máximas de 33° a 35° C y mínimas de entre 13° y 14° C, aunque ocasionalmente puede bajar a 0° C. La vegetación es escasa y poco variada. Predominan especies como el pirul, el tepehuaje, el nopal, el pingüico y el encino.

En general las condiciones climáticas y la vegetación permiten efectuar trabajos geológicos prácticamente en cualquier época del año.



I.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

La zona estudiada se localiza en la parte suroriental de la Sierra de Guanajuato, que se ubica hacia la porción meridional de la Mesa Central. Allí confluyen las siguientes provincias geológicas mexicanas: la Sierra Madre Oriental al Noreste, la Sierra Madre

Occidental al Noroeste y el Cinturón Volcánico Mexicano al Sur. Como entidad geológica la Sierra de Guanajuato se extiende por más de 90 km entre la región de Lagos de Moreno, Jalisco, al NW hasta los alrededores de la ciudad de Guanajuato al SE. Sus límites naturales corresponden a estructuras tectónicas cenozoicas: Graben de Ojuelos-Lagos de Moreno al NW, el Graben del Bajío al SW y el Graben de la Saucedá al SE. (*figura 4*).

Estratigráficamente la Sierra de Guanajuato está representada por dos conjuntos litológicos bien definidos (Martínez-Reyes, 1992): uno inferior, basal, Mesozoico, compuesto por secuencias volcano-sedimentarias y volcano-plutónicas de diversas composiciones; otro superior, Cenozoico, que cubre al anterior a través de una discordancia angular, en donde se intercalan diversas unidades sedimentarias, volcánicas y piroclásticas de naturaleza continental. Entre los dos, un intrusivo granítico de dimensiones batolíticas que intrusióna al primero, pero no al segundo.

Tectónicamente el conjunto basal, que manifiesta un metamorfismo regional de bajo grado (esquistos verdes), ha sufrido deformaciones compresivas, evidenciada por diversas estructuras de cizallamientos subhorizontales y cabalgamientos, mientras que el conjunto superior solo ha sido afectado por un importante fallamiento de tipo normal. Esta tectónica distensiva favoreció el emplazamiento de la mineralización epitermal de la región.

Diversos y numerosos trabajos de las últimas décadas (Clarck, 1982; Servais, *et al.*, 1982; Campa y Convey, 1983; Ortíz, *et al.*, 1988, 1989 y 1990; Monod, *et al.*, 1990; Tardy, *et al.*, 1992 y 1994; Lapierre, *et al.*, 1992; Sedlock, *et al.*, 1993; Freydier, *et al.*, 1996; Elías-Herrera, *et al.*, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Talavera-Mendoza, *et al.*, 2007; Centeno-García, *et al.*, 2008; Martini, *et al.*,

2009, 2011 y 2013) han mostrado que el origen del conjunto basal de la Sierra de Guanajuato corresponde a dos paleoambientes completamente diferentes: la secuencia vulcano-plutónica, a las raíces de un arco insular intraoceánico del Jurásico superior-Cretácico inferior, el Arco de Guanajuato; y la secuencia vulcano-sedimentaria, a una cuenca oceánica, la Cuenca de Arperos. El Arco de Guanajuato, como parte del Terreno Guerrero, acrosionado a la placa norteamericana durante el Turoniano, actualmente en posición alóctona sobre la Cuenca de Arperos. (Monod, *et al.*, 1990)

Es en este contexto donde hemos realizado este trabajo de tesis.

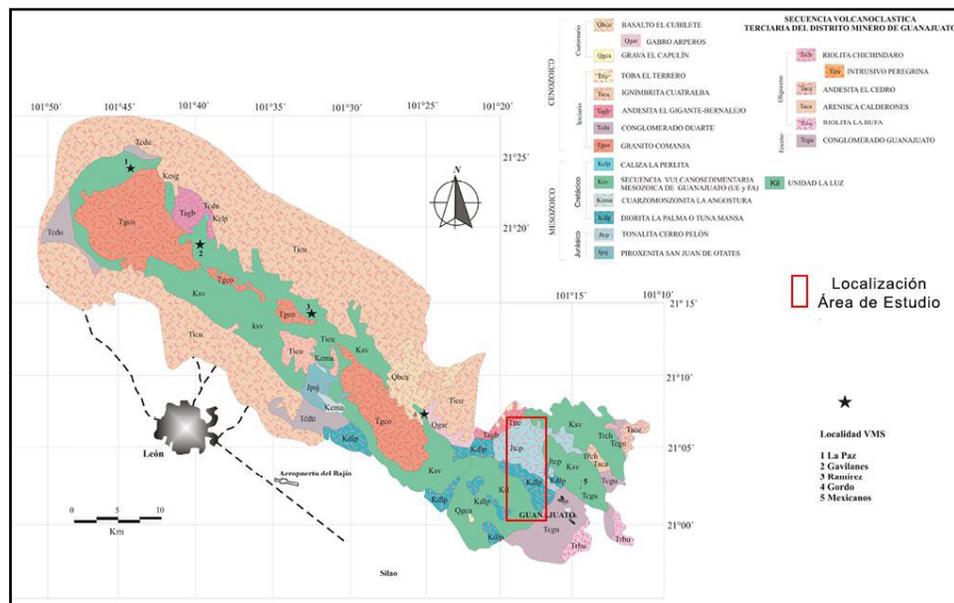


Figura 4. Ubicación del área de estudio dentro de la Sierra de Guanajuato (modificado de Martínez-Reyes, 1992).

I.4 ANTECEDENTES

El área donde se ubica este proyecto de tesis, ha sido una zona de donde se han extraído metales preciosos desde hace varios siglos. Después de que Nuño de Guzmán conquistó la región en 1529; en 1548 los españoles descubrieron y comenzaron a explotar la gran riqueza minera de lo que desde entonces se conoció como Distrito Minero

de La Luz. Dos años después se descubre la Veta Madre que dio origen a el Distrito Minero de Guanajuato. Desde entonces ésta gran riqueza mineral atrajo la atención sobre la región como lo consignan las monografías escritas por diversos historiadores sobre la minería (Marmolejo, 1883; Monroy, 1888; Orozco, 1921; Antúnez, 1964; entre otros).

Ojeda (1986), consigna que existen cientos de trabajos sobre la región, siendo casi todos enfocados a aspectos de la minería y la metalurgia; los trabajos enfocados a la geología son escasos o inexistentes.

El primer estudio con tintes geológicos surgió antes de la Independencia: en 1803 el alemán A. Von Humboldt, escribió sobre temas de morfología, petrología, mineralogía e historia de las minas de la región.

Entre la Independencia y la Intervención Francesa, entre otros, otro alemán, J. Burckart, en 1836 da a conocer secciones geológicas de la región. Décadas más tarde, en 1888, L. Monroy, utilizó el nombre de Dioritas La Luz en el Distrito Minero La Luz.

A principios del siglo pasado, 1907, J.A. Church hace una descripción de las rocas de las minas de La Luz acompañándola de planos y secciones. En 1909 C. W. Botsford, correlaciona las rocas de la región con las del área de la ciudad de Zacatecas considerando a las pizarras como de edad Cretácica y a los intrusivos graníticos y dioríticos como Terciarios. Más tarde, en 1928, Wandke y Martínez asignan una edad Triásica a las pizarras y calizas del área, y dan el nombre de Basaltos La Luz a las rocas que sobreyacen concordantemente a los sedimentos marinos metamorfoseados.

En 1951, A.R. Arellano encuentra mamíferos del Cenozoico en el Conglomerado Guanajuato, y en 1955, C. Fries y colaboradores, estudian un cráneo de roedor encontrado en ese Conglomerado y le asignan una edad del Oligoceno temprano. En 1956 J.D. Edwards, define por primera vez al Conglomerado Guanajuato, y lo dividió en dos miembros separados por una discordancia: uno inferior de 900 a 1,300 m de espesor y otro superior de 170 a 700 m de espesor.

En 1970, J. Echegoyén agrupa a las lutitas, calizas y areniscas bajo el nombre de Formación Esperanza, y las rocas de composición diorítica, como Diorita La Luz del Terciario, la cual considera que intrusión a la Formación Esperanza.

R. Randall, en 1982, dio el nombre de Formación La Luz para designar a las lavas basálticas concordantes encima de la Formación Esperanza; Nieto-Samaniego, en 1985, mostró que esas lavas se encontraban estratigráficamente debajo de esa formación. En 1987 Dávila y Martínez atribuyen una edad Cretácica a la secuencia volcano-sedimentaria de la Sierra de Guanajuato en base a radiolarios colectados cerca de Arperos.

En la década de los 90's del siglo pasado, aparecieron trabajos que representaron un gran progreso en el conocimiento geológico de la región. Monod y colaboradores en 1990 establecen en el área de La Luz la secuencia volcano-plutónica de Guanajuato como perteneciente a un arco insular intraoceánico (Arco de Guanajuato). Interpretan que las diferentes unidades de esa secuencia están tectónicamente sobrepuestas y que en conjunto son alóctonas sobre los sedimentos de la Formación Arperos (Figura 4).

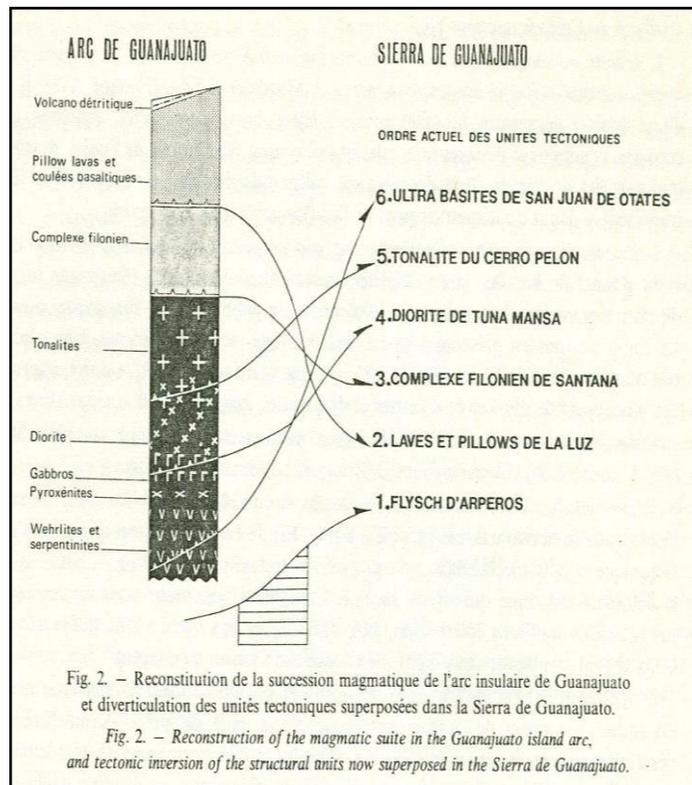


Figura 5. Reconstitución de la sucesión magmática del arco insular de Guanajuato (Monod *et al.*, 1990).

También en 1990, García-Dobarganes-Bueno J.E. y Aguirre-Maese A.L. en su tesis conjunta abordan el “Análisis Geomorfológico y Estructural de la Región de La Luz-Santa Rosa, Sierra de Guanajuato” en donde empiezan a *vislumbrar una interpretación más acorde con el pensamiento actual de la ciencia geológica.*

Es a partir de este trabajo que se sentaron las bases del conocimiento geológico moderno de la región y del área de nuestro proyecto de tesis. De aquí nacieron los conceptos de Cuenca Oceánica de Arperos (Freydier, *et al.*, 1996, etc.) y de la presencia del Terreno Guerrero en Guanajuato (Ortiz-Hernández *et al.*, 1990, etc.). Y es en este contexto que abordamos nuestro trabajo de tesis.

I.5 HIPÓTESIS.

Las unidades Mesozoicas volcano-plutónicas que están presentes en el área del Distrito Minero de La Luz están tectónicamente sobrepuestas en una sucesión estratigráfica invertida. (*Figura 5*)

I.6 OBJETIVOS

I.6.1 Objetivo General.

Con fundamentos cartográficos establecer la estratigrafía del área de estudio y las relaciones estructurales entre las diferentes Unidades Mesozoicas.

I.6.2 Objetivos Particulares.

- a) Realizar la cartografía del área a escala de 1: 5 000.
- b) Describir las características petrográficas de las unidades.
- c) Realizar secciones geológicas de la zona e interpretar las relaciones estructurales de las unidades litológicas.
- d) Interpretar la evolución geodinámica de la región.
- b) Hacer un análisis estratigráfico y estructural detallado del área.

I.7 METODOLOGÍA.

Primeramente, se realizó una recopilación bibliográfica de los artículos más relevantes sobre la geología de la región y del área de estudio.

I.7.1 Análisis Estructural (Procesamiento de imágenes LiDAR).

-Para realizar el análisis estructural se utilizaron los softwares especializados Rockworks.16 y Arcmap 10.3.

-Se utilizaron los datos del modelo digital de elevación (MDE) LiDAR tipo terreno con resolución de 5 metros F14C43D1 y F14C43D3 descargados de la página oficial de INEGI.

-Se utilizó el siguiente procedimiento para el procesamiento del MDE:

- a) Se proyectó el MDE a coordenadas UTM.
- b) Se recortó el área de estudio del MDE re-proyectado para ajustarse al área de estudio.
- c) Se aplicó el filtro hill-shade en las direcciones: N, NE, E, SE, S, SW y NE con un azimut de 30°.
- d) Se definieron los lineamientos manualmente a escala 1:5 000.
- e) Se realizaron mapas de los lineamientos obtenidos en las diferentes direcciones.

I.7.2 Cartografía.

Apoyados en la Carta Geológico-Minera de Guanajuato (F14-C43) del Servicio Geológico Mexicano escala 1:50'000, y de ortofotos del Distrito Minero de Guanajuato escala 1:5'000. La base topográfica que se utilizó se obtuvo del procesamiento de MDE F14C43D1 y F14C43D3 correspondientes al área de estudio, realizado en Arcmap 10.3, con el cual se obtuvieron las curvas de nivel a cada 5 metros.

Se trazaron las rutas adecuadas para realizar el trabajo de campo, en el cual se buscaron las zonas de mayor interés de acuerdo al objetivo de

estudio, en este caso, estructuras geológicas importantes como fallas y fracturas; y corroboración de contactos lito-estratigráficos anteriormente marcados.

Se solicitó permiso a la empresa Endeavour Silver a cargo de la unidad “Bolañitos” para realizar la cartografía en los terrenos incluidos en su propiedad.

Una vez obtenida la información de campo necesaria se procedió a digitalizar los datos en la plataforma de Arcmap 10.3.

Se realizaron secciones geológicas con ayuda de la cartografía obtenida y de las columnas estratigráficas del Servicio Geológico Mexicano (SGM) para una mayor comprensión de las relaciones estructurales entre cada formación.

Las muestras para los estudios petrográficos fueron preparadas en el laboratorio de petrografía de la Universidad de Guanajuato ubicado en la Sede San Matías, posteriormente para un mejor acabado se llevaron al laboratorio de laminación del Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla, Qro.

Los estudios petrográficos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Petrografía del DMMG.

CAPÍTULO II. ESTRATIGRAFÍA

Se describen las unidades estratigráficas dentro del área de estudio las cuales se pueden separar en dos conjuntos: el Mesozoico, correspondiente a las unidades del arco volcánico intraoceánico; y

el Cenozoico, constituido por sedimentos continentales y rocas volcánicas ácidas.

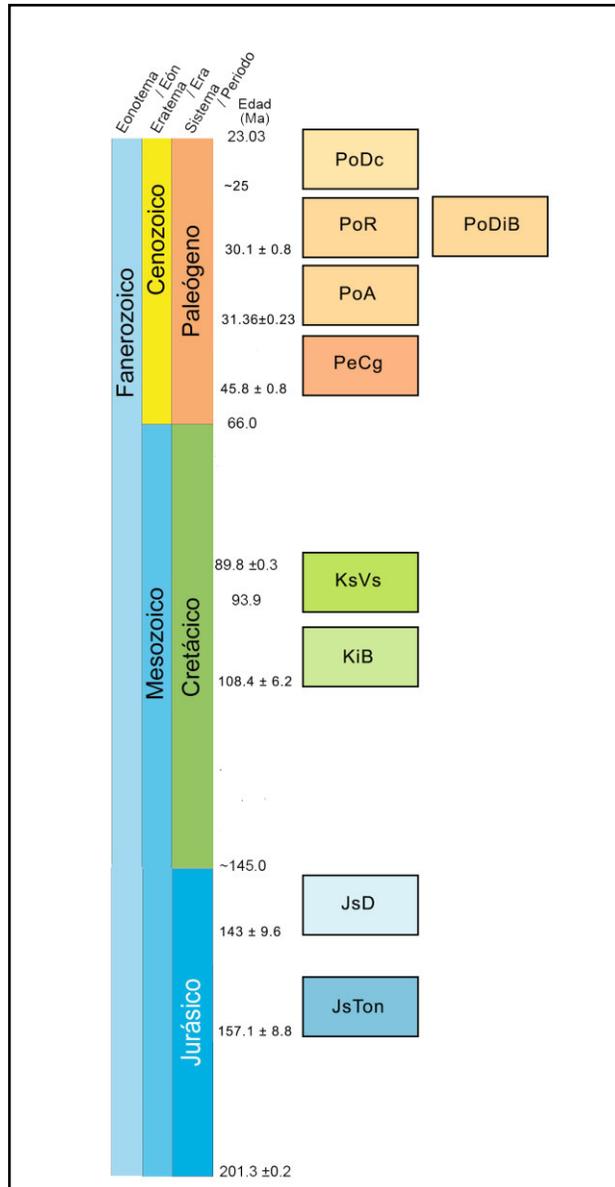


Figura 6. Columna estratigráfica del área de estudio. (Edades Unidades Mesozoicas, Monod, *et al.*, 1990, modificada; edad tonalita Cerro Pelón, Zimmermann, 1990. Edades Unidades Cenozoicas volcánicas, Gross, 1975; Edad Conglomerado Guanajuato, Fries, *et al.*, 1955.)

II.1 UNIDADES MESOZOICAS.

Gracias a los trabajos de exploración de yacimientos minerales asociados a rocas básico-ultrabásicas de México, realizados por el Consejo de

Recursos Minerales, se descubrieron rocas peridotitas y gabros a 10 km al SE de León, Guanajuato (Servais y Rojo-Yaniz, 1981). Debido a su carácter alóctono y relación con sedimentos pelágicos, Servais *et al.* (1982) concluyeron que este conjunto magmático pudiera representar parte de un complejo ofiolítico (complejo ofiolítico San Juan de Otates), este complejo podría haberse formado en una cuenca marginal durante el Jurásico superior – Cretácico inferior, y fue transportado a su posición actual durante las fases tectónicas del Mesozoico tardío (Servais *et al.*, 1982). Los contactos tectónicos subhorizontales en los complejos plutónico, filoniano y las lavas asociadas de la Sierra de Guanajuato, llevaron a Monod *et al.* (1990) a proponer una posición alóctona y un origen común para estas rocas.

Estudios petrogenéticos permiten demostrar el cogenetismo de los complejos plutónico y filoniano y las lavas basálticas asociadas (Ortiz-Hernández, 1988; Lapierre, 1990; Monod *et al.*, 1990, Lapierre *et al.*, 1992) y así, proponer que estos complejos sean fragmentos de un “arco intraoceánico Cretácico inferior de Guanajuato” (Ortiz-Hernández, 1988). Todo el Complejo Plutónico Mesozoico presenta un metamorfismo hidrotermal de facies de esquistos verdes (Lapierre *et al.*, 1992).

II.1.1 Tonalita Cerro Pelón (JsTon).

II.1.1.1 Antecedentes.

La tonalita Cerro Pelón, nombrada así por (Martínez-Reyes, 1992), está representada por rocas masivas a manera de escamas tectónicas y se asocia a trondhjemitas, dioritas, gabros y plagiogranitos del Complejo Plutónico Mesozoico, siendo característico su intenso grado de deformación y alteración; estos cuerpos son cortados por

diques de dolerita que presentan milonitización (Martínez-Reyes, 1987). Aflora en la parte suroriental de la Sierra de Guanajuato, hacia el noreste de la ciudad de Guanajuato. Se le ubica en el Jurásico tardío y Cretácico por el método K-Ar (157.1 ± 8.8 Ma., Zimmermann, 1990).

II.1.1.2 Litología.

Esta roca plutónica está compuesta en su mayoría por cuarzo y feldespatos, lo cual le da una densidad menor a la diorita; en la carretera Guanajuato - El Cubilete se pueden observar afloramientos de la tonalita intrusionada por diques doleríticos, así como también en el Cerro Pelón, lugar de sus mejores afloramientos; en las zonas donde se encuentra la roca más sana tiene un color muy claro, pero, en su mayoría los afloramientos de esta roca presentan coloraciones que van de amarillo a marrón debido a la alteración de minerales.



Fotografía 1. Tonalita intrusionada por diques doleríticos. Afloramiento ubicado sobre la carretera Gto-El Cubilete.

Sus características geoquímicas indican una afinidad toleítica de arco insular, y una relación genética con el Complejo Filoniano y las

lavas La Luz. Su mayor contenido de sílice sugiere contaminación de la corteza y sedimentos oceánicos (Monod, et al., 1990).

II.1.1.3 Petrografía

Roca plutónica de textura holocristalina con un 18% de contenido de cuarzo y 81% de plagioclasa (sódico-cálcica) andesina, presencia de óxidos de hierro. Algunos cristales de cuarzo presentan extinción ondulante como consecuencia de metamorfismo de bajo grado. La mayoría de las plagioclasas presentan sericitización por metamorfismo regional. Inclusiones fluidas en el cuarzo aproximadamente de 0.5mm.

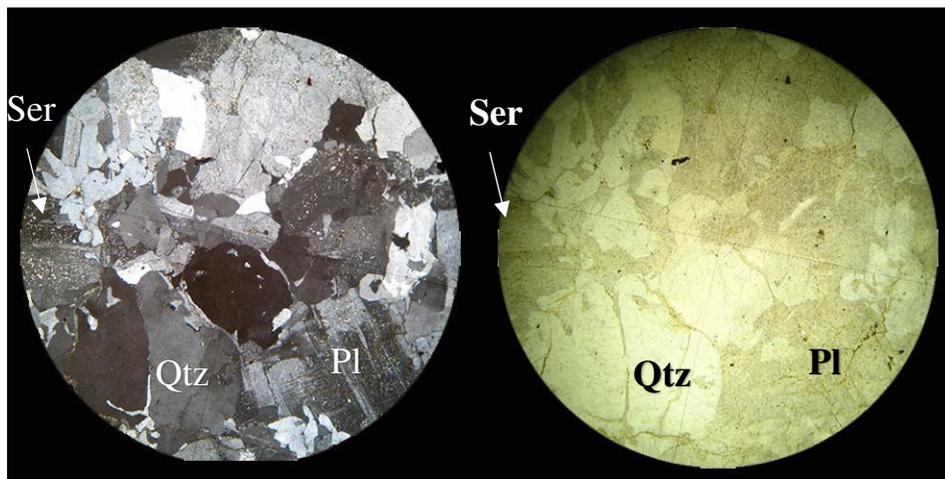


Figura 7. Muestra M1-JsTon, donde se observa el contenido de Cuarzo (Qtz) color más claro en la muestra B) con nicols paralelos y plagioclasas(Pl) con alteración sericítica.

II.1.1.4 Edad

En base a la datación radiométrica por el método K-Ar, se le asigna una edad Jurásico Superior (157.1 ± 8.8 Ma., Zimmermann, 1990).

II.1.2 Complejo Filoniano Santa Ana (JsD).

II.1.2.1 Antecedentes

Esta unidad está constituida por un enjambre de diques de dolerita, basalto y granófico, los cuales cortan a gabros, dioritas (143 ± 9.6 Ma, K/Ar en roca entera) y plagiogranitos sensu lato (157.1 ± 8.8 Ma, K/Ar en roca entera) del Complejo Plutónico Mesozoico. El ramaleo de los diques, que se intersectan en todas direcciones (estructuras dike-in-dike), así como la presencia de bordes de enfriamiento, y su “enraizamiento” en la roca encajonante, son los rasgos más comunes del Complejo Filoniano. En la base de dicho complejo, aparece una franja delgada (~ 150 m de espesor) de gabros de acumulación (cumulate gabros), los cuales gradúan localmente a gabros subdoleríticos. (Ortiz-Hernández et al.1992). Aflora en los alrededores de Santa Ana y Presa de La Soledad.

II.1.2.2 Litología

Los afloramientos de esta roca se encuentran principalmente en la periferia de la presa La Soledad ubicada en el poblado de Santa Ana, donde se observa Diorita con alteración argílica; la roca presenta un color amarillento, y se encuentra intrusionada por diques oscuros de dolerita en dirección NW-SE. Bajando por el Arroyo Santa Ana hasta llegar a el poblado de Tajo de Adjuntas, se pueden observar afloramientos de Diorita con cristales de plagioclasa y hornblenda de tamaño de hasta 1cm de diámetro, siempre intrusionada por diques doleríticos los cuales varían en su grosor que van desde centímetros a 1 o 2 metros. Por sus características petrológicas y geoquímicas, son de afinidad toleítica de arco insular y comagmáticas con las lavas La Luz (Lapierre, et al., 1992).



Fotografía 2. Diques doleríticos en la Diorita del Complejo Filoniano sobre el arroyo Santa Ana.

II.1.2.3 Petrografía. Dique dolerítico

Presenta una textura holocristalina inequigranular, constituida por un entramado de plagioclasa idiomorfa. Compuesta casi en su totalidad de plagioclasa labradorita, con presencia de argilización en forma de vetillas. La hornblenda es el principal máfico, esta presenta exfoliación en dos direcciones. Presencia de cloritas en cantidad considerable, y una pasta de cuarzo y feldspatos; el vidrio aparece como accesorio, así como óxidos de hierro y clinopiroxeno.

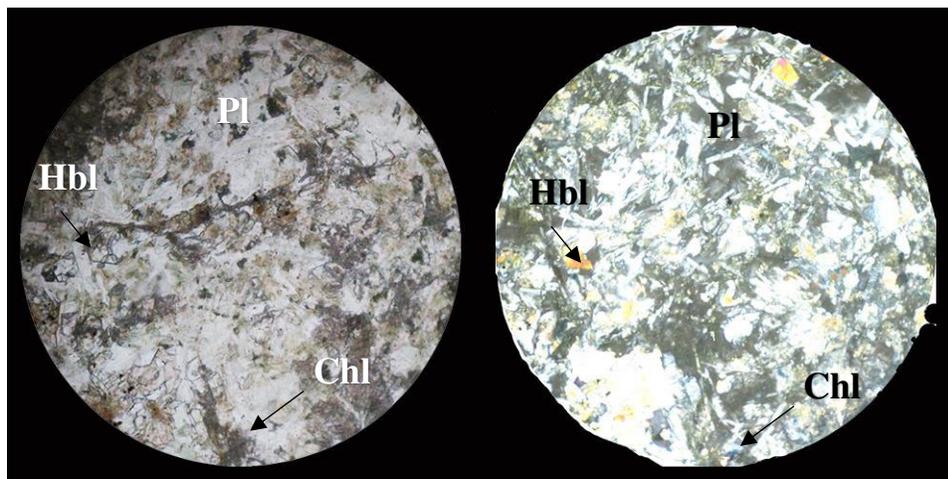


Figura 8. Muestra M5-KidB. Entramado de plagioclasa labradorita, con presencia de hornblenda y cloritas.

II.1.2.3b Petrografía. Diorita, Complejo Filoniano Santa Ana

Presenta una textura alotriomórfica-granular; compuesta principalmente por un 80% por plagioclasas cálcicas, la mayoría de estas plagioclasas presentan sericitización; no hay presencia de cuarzo, la biotita es el principal máfico; óxidos de hierro, y cloritas muy probablemente penninita, por su pleocroísmo, presenta un color amarillo-verdoso con luz natural, y clivaje.

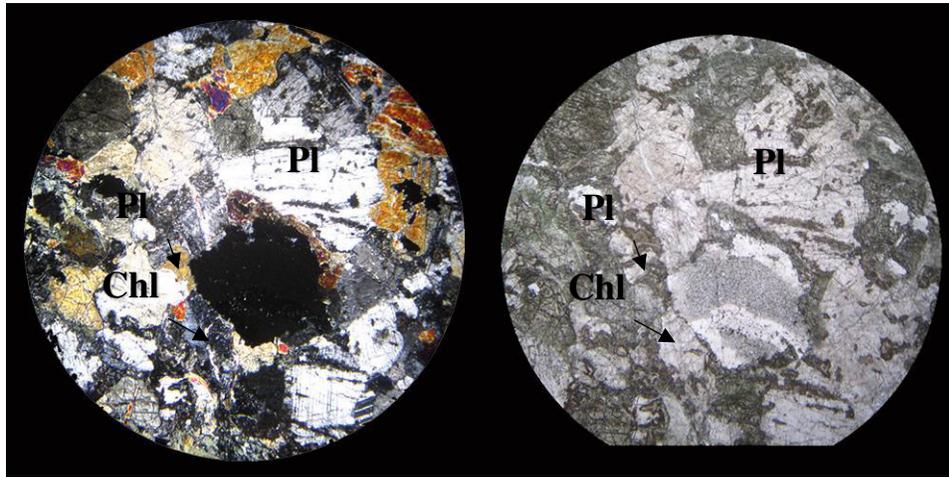


Figura 9 Muestra M2-JsD. Presencia de alteración en las plagioclasas y biotitas, así como presencia de cloritas y óxidos de hierro.

En la zona de contacto de la diorita con el dique riolítico, presenta un enriquecimiento secundario de cuarzo, la presencia de uniones triples a 120° en los cristales de cuarzo indican un metamorfismo hidrotermal, al igual que en la otra muestra hay presencia de calcita producto de la alteración de las plagioclasas. Los cristales de cuarzo presentan inclusiones fluidas. Presenta propilitización.



Fotografía 3. Diorita ubicada a 3m del Dique que representa el contacto entre la Tonalita Cerro Pelón y el Complejo Filoniano.

Penninita:

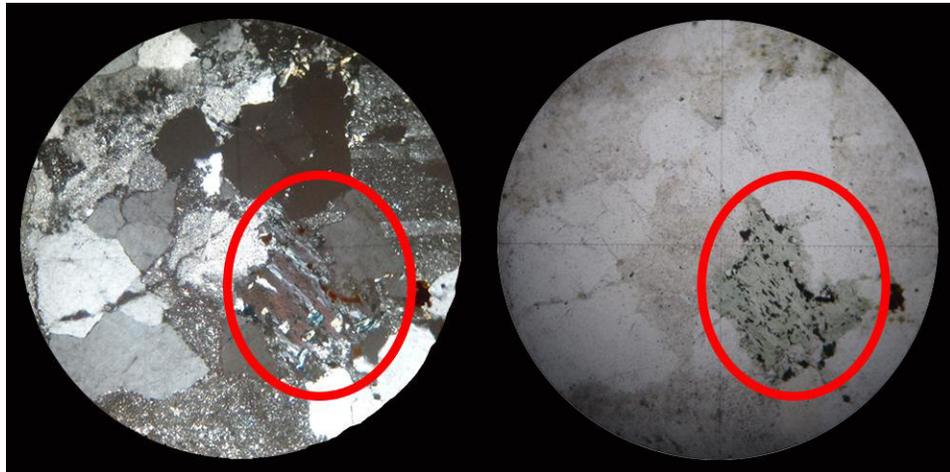


Figura 10. Muestra M3-JsD. Penninita, mineral del grupo del clinocloro de color amarillo-verdoso en forma de cristales aplanados. Es una variedad de clinocloro. Este mineral está muy extendido en la naturaleza, sobre todo en las doleritas.

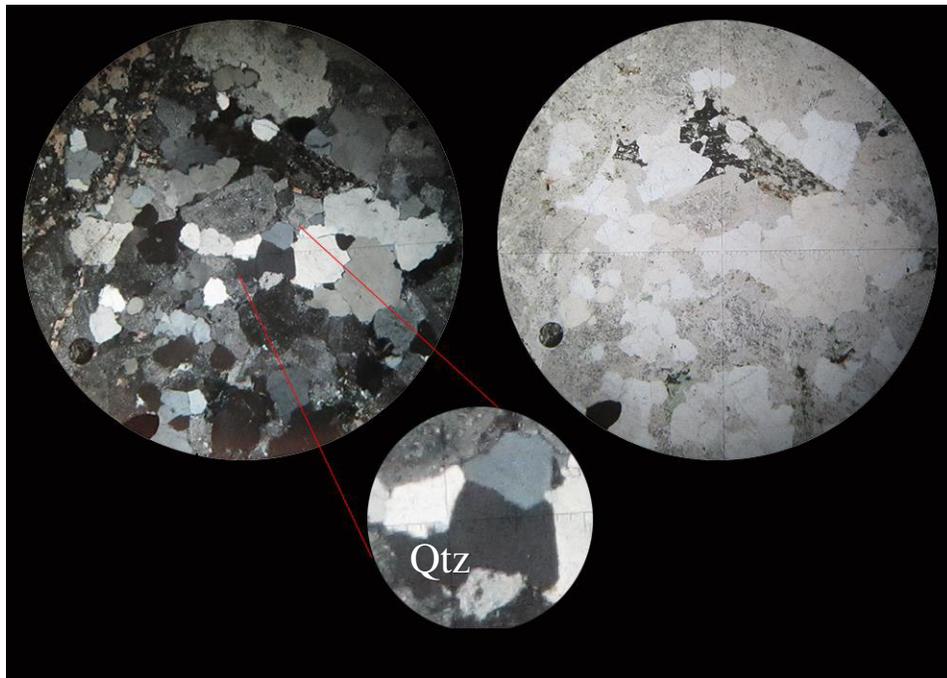


Figura 11. M3-JsD. Unión triple de cristales de cuarzo que indican metamorfismo.

II. 1.2.4 Edad

De acuerdo a la datación radiométrica por el método K/Ar en roca entera, al Complejo Filoniano Santa Ana se le asigna una edad de 143 ± 9.6 Ma.

II. 1.3 Lavas basálticas La Luz (KiB)

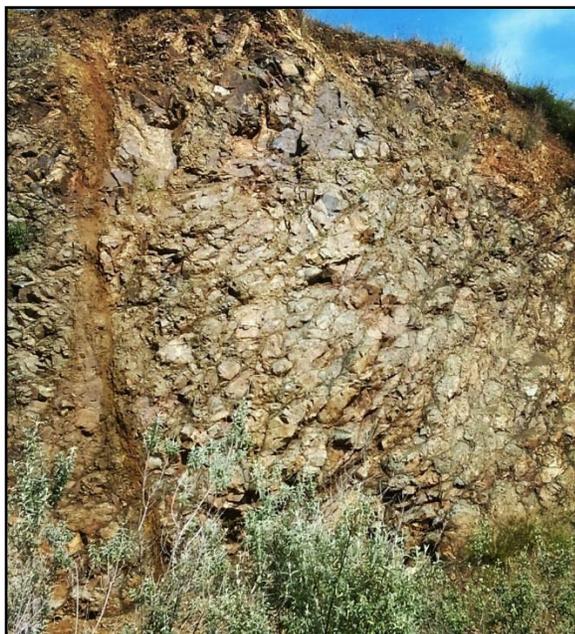
1.3.1 Antecedentes

Es una unidad estructural considerada alóctona por Ortiz (1992), que está constituida principalmente por derrames basálticos masivos y almohadillados (Martínez-Reyes, 1987), con intercalaciones menores de pedernal, tobas, brechas, hialoclastitas, escasas rocas volcánico-detriticas y hacia la cima derrames dacítico-riodacíticos calcoalcalinos. Tienen metamorfismo de bajo grado con presencia de zonas de milonitización (Ortiz, *et al.*, 1992). Los mejores afloramientos de la Unidad Basáltica La Luz están a lo largo del camino que comunica el poblado de La Luz con el Cerro El Cubilete.

1.3.2 Litología

En las cercanías del poblado de La Luz, se pueden observar lavas basálticas, de estructura masiva y textura de acumulación. La presencia de cristales de olivino, además de procesos metamórficos a los cuales fueron sometidas, le proporciona una coloración verdosa en algunas zonas donde aflora, llegando a facies de esquistos verdes.

A un costado del libramiento norponiente de la colonia Marfil, afloran lavas con estructura almohadillada, deformadas, alteradas y basculadas, con un ángulo de 45°.



Fotografía 4. Lavas almohadilladas, Unidad Basáltica La Luz.



Fotografía 5. Lavas almohadilladas donde se observa una inclinación de 45°, Unidad Basáltica La Luz.

1.3.3 Petrografía

Presenta una textura microlítica con vetillas de calcita. Formada principalmente por cristales de plagioclasas labradorita aproximadamente en un 70% gran cantidad de estas presentan sericitización; biotita es el principal máfico presente en las lavas. Rastros de pirita, ya alterada a hematita y cloritas.

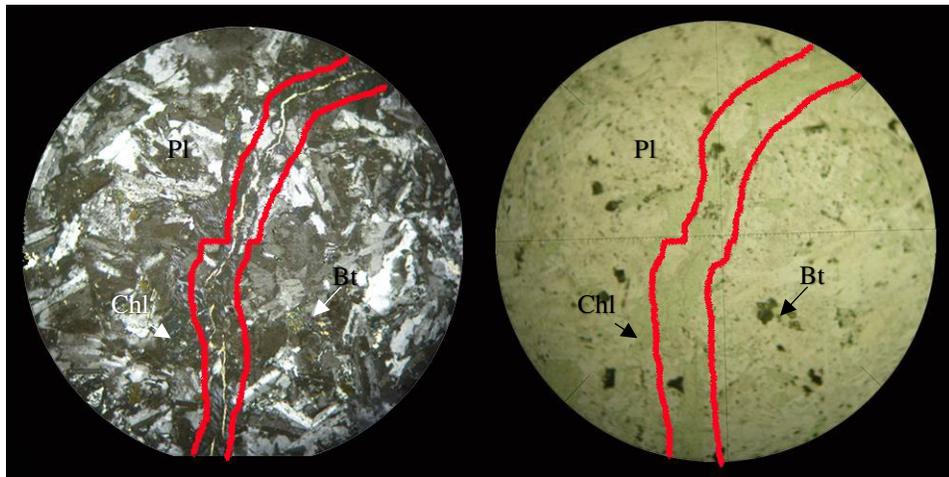


Figura 12. Muestra M4-KiB. Vetilla de calcita, y rastros de pirita ya alterada a hematita.

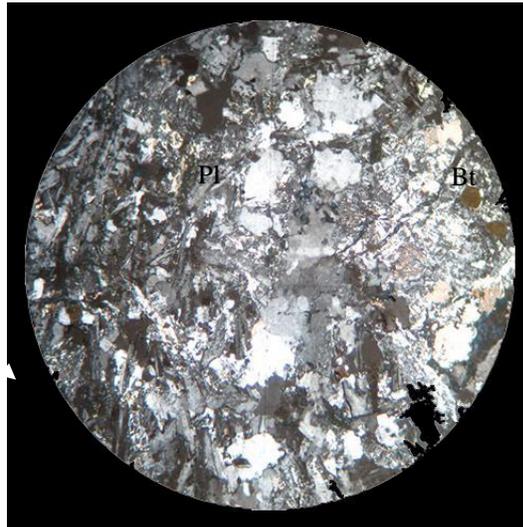


Figura 13. Muestra 12 M4-KiB. Cristalización caótica. Vetilla de cuarzo secundaria, por uniones triples. Calcita secundaria, cloritas y biotita.

Estos basaltos no pueden ser clasificados simplemente por muestras de mano o petrográficamente para esto se utilizaron los datos obtenidos por Ortiz-Hernández, 1992., a través de métodos de fluorescencia de rayos X.

1.3.4 Edad

Su edad radiométrica de 108.4 ± 6 Ma (Stein, et al., 1994) no es confiable por la pérdida de Argón radiogénico por metamorfismo (Ortiz, et al., 1992). Su afinidad es toleítica de arco insular y sus relaciones isotópicas indican que son comagmáticas con el Complejo Filoniano (Lapierre, et al., 1992).

II.1.4 Clasificación Modal QAP Rocas Plutónicas

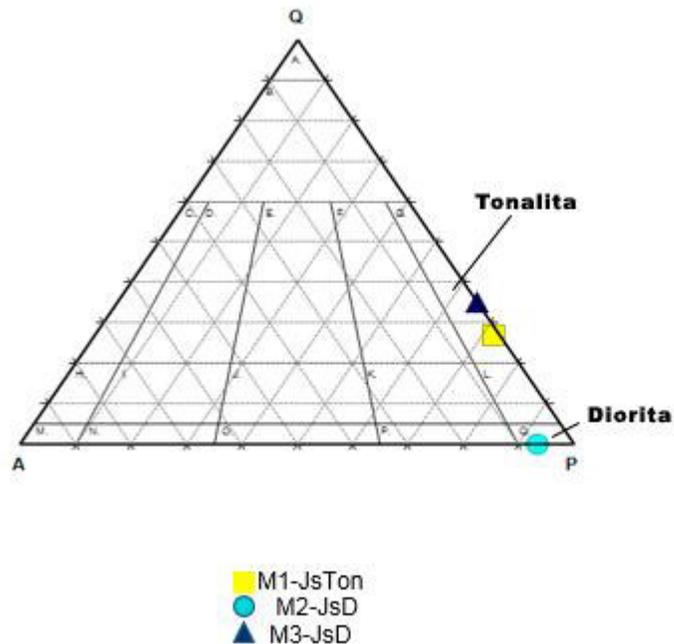


Figura 14. Diagrama QAP donde se ubican las muestras tomadas en campo las muestras M1-JsTon y M3-JsD se clasifican como Tonalita (G) y la muestra M2-JsD como Diorita (Q)

II.1.5. Formación Esperanza (KsVs)

1.5.1. Antecedentes

En 1970, Echevoyén describió un conjunto de lutitas, areniscas y calizas depositadas en condiciones marinas, y rocas metamórficas como filitas, a las que nombró Formación Esperanza. Tomando el nombre

de la presa de la Esperanza donde se pueden apreciar los principales afloramientos.

Chiodi *et al.* (1988) y Monod *et al.*,(1990) incluyen en la Formación Arperos a las rocas de la Formación Esperanza con un grado bajo de metamorfismo.

Martínez- Reyes (1990) y Alvarado-Méndez *et al.* (1999) agrupan a la Formación Esperanza y a la Formación La Luz dentro del Complejo Volcanosedimentario Sierra de Guanajuato.

Dobarganes y Maese (1990) dividen la Formación Esperanza en tres facies: volcánicas, carbonatadas y clásticas; la facie volcánica la describen como rocas masivas de color verde, silicificadas, textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y con abundante fracturamiento; facies carbonatadas que consisten en estratos delgados de calizas micríticas de color gris, separadas por niveles delgados de lutitas. Presentan micropliegues y esquistosidad de grado bajo; las rocas clásticas las describen con alternancias de lutitas y areniscas, y en menor proporción conglomerados y cuarcitas.

II.2 UNIDADES CENOZOICAS

El segundo conjunto de rocas que afloran en el área, lo denominamos de acuerdo a su edad como Unidades Cenozoicas, y está constituido por sedimentos continentales y rocas volcánicas de composición riolítica a andesítica.

II.2.1 Conglomerado Guanajuato (PeCg)

2.1.1 Antecedentes

El Conglomerado Guanajuato tiene un espesor de entre 1,500 y 2,000 m y Edwards (1955) lo dividió en dos miembros: el miembro inferior constituido por areniscas rojas y cafés, intercaladas localmente con capas de lavas y conglomerados, y en el miembro superior conformado por una secuencia de conglomerados y brechas. Ambos miembros de la unidad están separados por una inconformidad angular. El contacto con el complejo basal Mesozoico es por falla (Edwards, 1955).

Las variaciones en el soporte de los clastos entre cada estrato indican un régimen cambiante de energía al momento de deposición del material sedimentario. Las litofacies dominantes del CG son: a) conglomerados con matriz soportada Gms (gravas de 1 a 10 cm y cantos de 10 a 28 cm de longitud soportados en una matriz de arena media a gruesa. Sus constituyentes principales son líticos volcánicos), que se interpretan como depósitos de flujos de escombros, b) conglomerados y areniscas con gradación normal Gm (canal de gravas angulares de 0.5 a 5 cm de composición polimíctica predominando los de composición volcánica, metasedimentaria, y en menor proporción los de composición granítica), que se interpretan como depósitos generados por transporte de carga de fondo. Estas litofacies se interpretan como el

registro estratigráfico de un abanico aluvial en su parte media del modelo tipo II *sensu* Blair & McPherson, (1994) y sugieren un ambiente de sedimentación continental de abanico aluvial en su parte media y distal del modelo de Blair & McPherson. (Miranda-Avilés, *et al.*, 2016).

Fósiles de vertebrados dan una edad de Eoceno Medio para la base del miembro inferior (Ferrusquía, 1987) por lo que se puede decir que comprende un intervalo del Eoceno medio al Eoceno tardío u Oligoceno temprano.

2.1.2 Litología

El Conglomerado Guanajuato (CG) se limita a la parte sureste del área de estudio con estratificación NW50°SE y un echado de 40° al NE. Siendo un conglomerado mal clasificado, cada uno de los estratos cuenta con una granulometría diferente, pero en su mayoría los clastos son angulosos por lo cual podría ser clasificado como brecha polimíctica sedimentaria.



Fotografía 6. Conglomerado Guanajuato, los estratos presentan un rumbo promedio de N55°W y un echado de 35°NE.



Fotografía 7. Diferentes tamaños en los clastos, además son de características litológicas diferentes. Debido a dicha variación en sus dimensiones, que no siguen un orden decreciente y que algunos se presentan rodeados por una fina matriz, indica un flujo intermite.

II.2.2 Andesita El Gigante-Bernalejo (PoA)

2.2.1 Antecedentes

En la región de Comanja afloran derrames andesíticos masivos conocidos como andesitas El Gigante-Bernalejo que constituyen la base de las rocas volcánicas de la región (Martínez, 1987) y posiblemente sean equivalentes en edad a la andesita Casita Blanca de 44 Ma (Labarthe, et al., 1982) que aflora en la región de La Salitrera y El Realito.

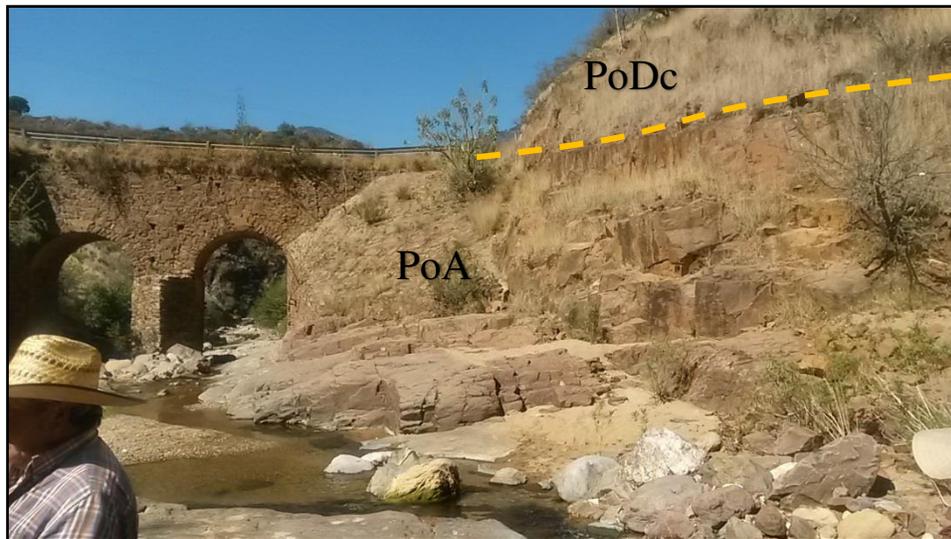
Martínez-Reyes (1992) agrupa en esta unidad a las andesitas que afloran en el arroyo El Gigante, al norte de la población La Luz en el Estado de Guanajuato y las andesitas que afloran en la localidad de Bernalejo, Jalisco.

Quintero Legorreta (1992) nombra como Andesita Bernalejo a las lavas de color gris oscuro que aflora en los alrededores del caserío Bernalejo, ubicado al noreste de Comanja, Jalisco.

Botero-Santa (2011) asigna el nombre de Andesita Bernalejo a las rocas volcánicas color gris oscuro que se depositaron al oeste de la Sierra de Cuatralba, en el poblado de Bernalejo, en el estado de Jalisco.

2.2.2 Litología

Esta roca aflora en el extremo noroeste del área de estudio sobre el arroyo El Gigante. Es una roca color oscuro y debido al intemperismo torna a color marrón, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasas de color miel con tamaño de hasta medio centímetro de diámetro.



Fotografía 8. Afloramiento de la Andesita Gigante-Bernalejo ubicada en el arroyo El Gigante, en la parte superior se encuentra en contacto con la Dacita El Gigante

II.2.3 Domos Riolíticos (PoR)

2.3.1 Antecedentes

En el Distrito Minero de Guanajuato aflora una secuencia volcánica representada por las Formaciones Loseros, Bufa, Calderones, Cedros y Chichíndaro que varían en composición de riolitas a

andesitas; comprenden derrames y tobas riolíticas, flujos piroclásticos, derrames andesíticos, diques latíticos y domos riolíticos, éstos últimos íntimamente relacionados a mineralización aurífera. (Nieto-Samaniego, 1992; Randall, et al., 1994).

Echegaray (1964), la consideraba como un pórfido cuarcífero de estructura perlítica, con cristales grandes de cuarzo. En la franja alargada de afloramientos de la riolita Chichíndaro, esta unidad intrusión tanto al conglomerado Guanajuato como a la formación Calderones y a la Andesita Cedros con un contacto seco, con un gran número de diques.

2.3.2 Litología

En la zona de estudio se encuentra restringida a domos riolíticos en la parte norte del área de interés, que intrusión a la Tonalita Cerro Pelón. A lo largo de este contacto se observa la presencia de un vitrófido de color negro, debido al rápido enfriamiento de la roca al entrar en contacto con la tonalita.

Es una roca de color claro rosáceo en la que se observan pequeños cristales de cuarzo y en una matriz muy fina de vidrio.

2.3.3 Petrografía

De textura porfídica, formada en un 5% de fenocristales de cuarzo redondeados que indican un flujo, embebidos en una matriz microcristalina de cuarzo y plagioclasa. Presenta características de un pórfido, esto porque es de color claro y pobre en minerales ferromagnesianos, y podría considerarse como un pórfido riolítico. Presenta cantidades menores de óxidos de hierro.

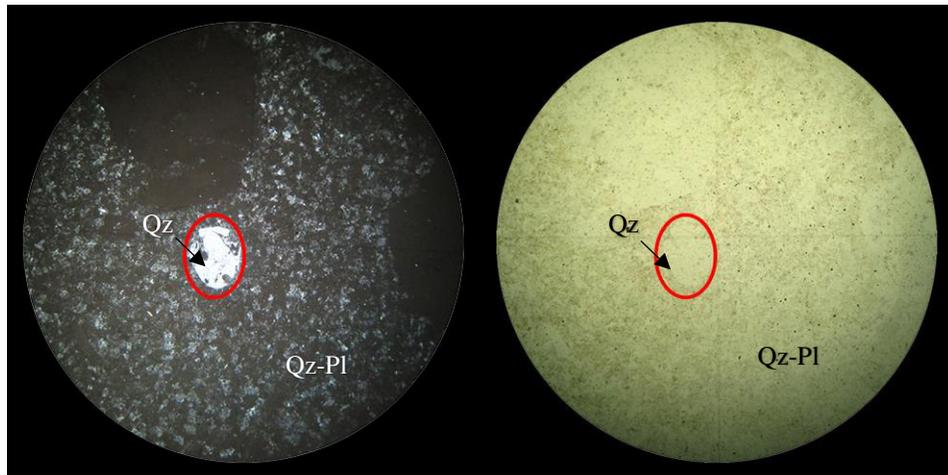


Figura 15. Muestra M6-PoR. Fenocristales de cuarzo en una matriz microcristalina de cuarzo y plagioclasa

II.2.4 Dique Bolañitos (PoDiB)

Una de las estructuras más evidentes en las ortofotos escala 1:5 000 es un dique de composición riolítica con características petrográficas muy similares a los domos riolíticos del área de estudio, éste se emplazó en una falla vertical ya que se puede observar que corta varios niveles de elevación en forma rectilínea. Al lado suroeste de la estructura encontramos el Complejo Filoniano Santa Ana y al noreste la Tonalita Cerro Pelón. Por lo cual se interpreta como un contacto por medio de una falla normal. Este dique no había sido cartografiado por el SGM. Todas las rocas volcánicas Cenozoicas que afloran en el área de estudio, están relacionadas al volcanismo de la Sierra Madre Occidental (SMO), (Labarthe, et al., 1982) y posiblemente tienen su origen en cámaras magmáticas someras por fusión parcial de la corteza continental Precámbrica (Aguillón, *et al.*, 1994), en un ambiente tectónico distensivo (Labarthe, et al., 1982, Burt y Sheridan, 1987). Acorde a esto, el dique y el vulcanismo riolítico-andesítico de la SMO serían contemporáneos.

2.4.1 Petrografía

Formado principalmente por cristales redondeados de cuarzo lo cual indica un flujo magmático. También se encuentra el mineral calcita, producto de la alteración de las plagioclasas. Otro de los minerales presentes es la mica clara moscovita, comúnmente asociada al cuarzo.

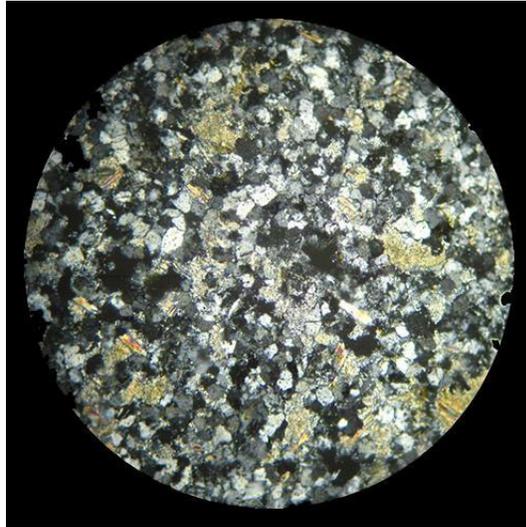


Figura 16. Muestra M7-PodR Lamina delgada de dique de composición acida en el contacto entre la tonalita (JsTon) y la diorita (JsD).

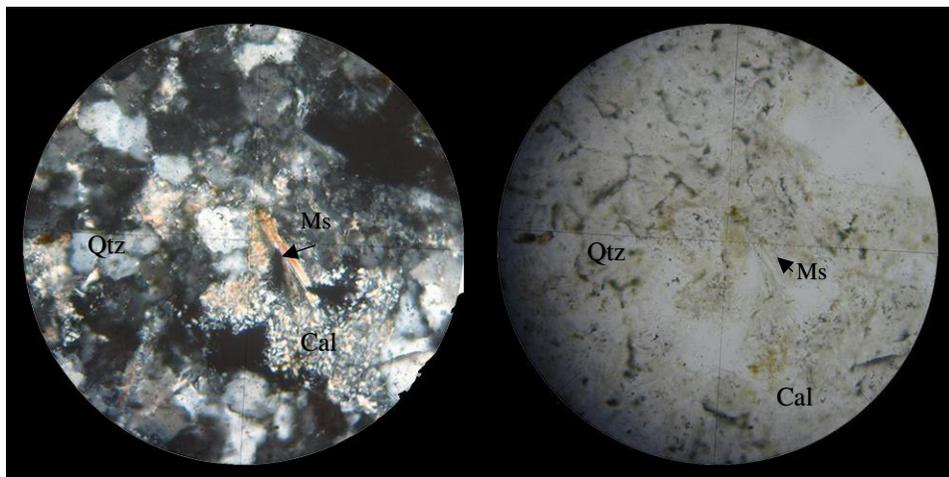


Figura 17. Cristales de cuarzo redondeados, y moscovita, muestra M7-PodR

II.2.4 Dacita El Gigante

2.4.1 Antecedentes

Mengelle-López (2013), la describe como una dacita con textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Como minerales accesorios, augita, zircón y magnetita, principalmente en la matriz como microfenocristales. Así como también presencia de clorita y cuarzo, asociados a piritita diseminada, euhedral y subhedral, y a epidota reemplazando fenocristales de plagioclasa lo que manifiesta una alteración hidrotermal. En la *figura 8* se observa el contacto de esta unidad con la Andesita El Gigante-Bernalejo.

2.5 Clasificación Modal QAP. Rocas volcánicas

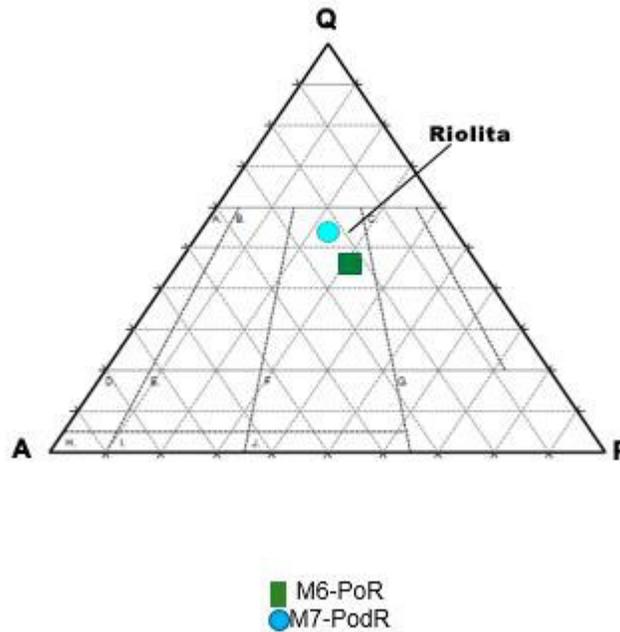


Figura 18. Diagrama de clasificación QAP donde se ubican las muestras M6-PoR y M7-PoR ambas clasificadas como Riolitas

CAPÍTULO III. ESTRUCTURAS TECTÓNICAS

Para el análisis estructural se crearon las imágenes hill-shade en el software Arcmap las cuales permiten modelar las sombras que el terreno produce para lo cual se simula la posición del sol medido en grados azimutales y su zenith medido de 0-90°. Para realizar este análisis se obtuvieron las hill-shade Norte, Noreste, Este, Sureste, Sur, Suroeste, Oeste y Noroeste, a un zenith de 30°. Se pudo observar que la mayoría de los lineamientos tienen una dirección NW-SE y SW-NE. Y una longitud que varía desde 100 metros hasta 3 kilómetros (*figura 19*).

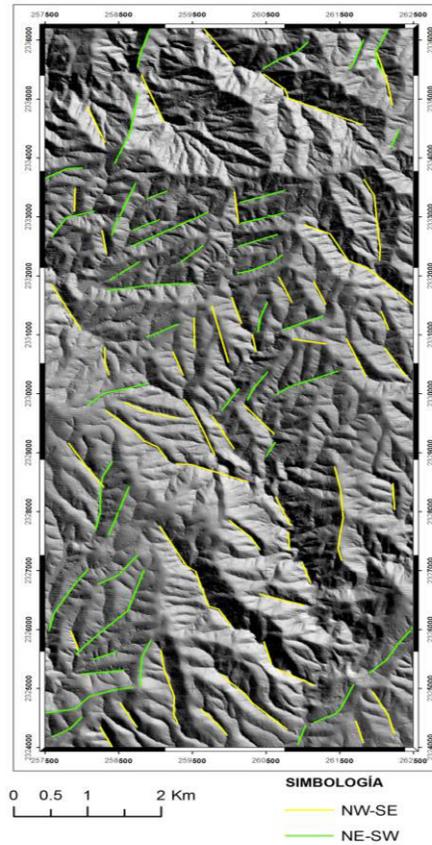


Figura 19. Imágenes hill-shade. Se observan resultados con líneas verdes los principales lineamientos con dirección NE-SW y con líneas amarillas los lineamientos NW-SE.

Gracias al estudio de estos lineamientos y el conocimiento de la litología de la zona se distinguen dos tipos principales de estructuras, unas de carácter compresivo de edad Mesozoica, y otras distensivas del Cenozoico.

III.1 RÉGIMEN COMPRESIVO MESOZOICO

Como ya se ha mencionado a lo largo de este trabajo, las Unidades Mesozoicas presentes en el área de interés, son 4, de la más antigua a la más joven:

- Tonalita Cerro Pelón.
- Complejo Filoniano Santa Ana.
- Lavas basálticas La Luz.
- Fm Esperanza.

Estas unidades pueden ser relacionadas a los complejos ofiolíticos formados en las dorsales oceánicas. Debido a su grado bajo de metamorfismo (facies de esquisto verde) claramente oceánico, que afecta a las lavas y a los diques, las estructuras almohadilladas en las lavas y la escasez de sedimentos detríticos intercalados con los basaltos, sugieren un arco sumergido y de ambiente intraoceánico (Ortíz-Hernández et al., 1992). Dicho arco está constituido por un complejo plutónico (Tonalita), un Complejo Filoniano y lavas basálticas asociadas, así como, una capa superior de sedimentos (*figura 20*).

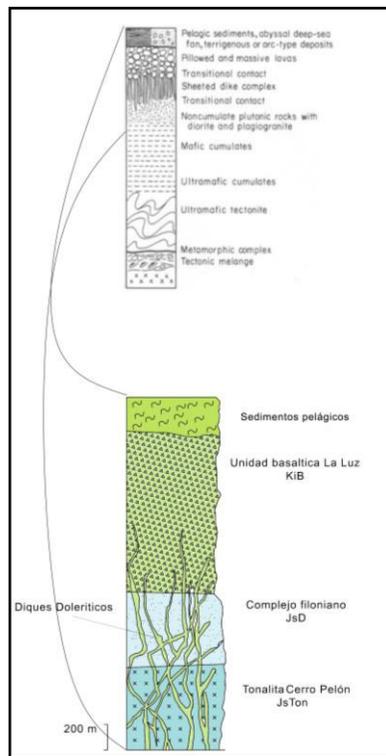


Figura 20. En la parte superior de la imagen se observa una Sucesión ofiolítica ideal comparada con varios afloramientos (Moore, 1982). En la parte inferior se observa la sucesión magmática del arco de Guanajuato redibujada de Ortiz-Hernández, 2000.

Las ofiolitas son sucesiones de rocas máficas y ultramáficas emplazadas tectónicamente que representan fragmentos de corteza oceánica o cuenca de tras-arco. (Coleman, 1977; Moore, 1982). Una Ofiolita ideal está formada (de la base a la cima) por las siguientes unidades:

- 1) Tectonita ultramáfica (generalmente harzburgitas).
- 2) Gabros y rocas ultramáficas acumulados en capas.
- 3) Gabros, dioritas y plagiogranitos no acumulados.
- 4) Enjambres de diques doleríticos.
- 5) Lavas basálticas almohadilladas.

Las ofiolitas han sido descritas a partir de 3 ambientes tectónicos oceánicos:

- a) Dorsales oceánicas.
- b) Cuencas tras-arco.
- c) Arcos insulares inmaduros.

A su vez, las ofiolitas son emplazadas en arcos o en orogenias colisionales por tres mecanismos principales (Dewey and Kidd, 1977; Cawood and Suhr, 1992):

- 1) Obducción o cabalgamiento de litosfera oceánica sobre un margen continental pasivo durante una colisión continental.
- 2) Fragmentación de la parte superior de una placa descendente y obducción de una placa cabalgando en un arco antiguo.
- 3) La adición de una placa de corteza oceánica a un prisma de acreción en un sistema de arco.

La capa basáltica superior está constituida por lavas almohadilladas. El fundido basáltico tiene una temperatura alrededor de 1,200°C cuando extruye sobre el suelo submarino, se forman gotas de lava que son enfriadas por agua de mar y son congeladas en estructuras esféricas o elongadas, que se asemejan a almohadas. El borde exterior de estas lavas se enfría rápidamente para formar vidrio ígneo mientras la parte interna permanece en estado líquido y solidifica lentamente a una roca cristalina. Los conductos alimentadores de estas lavas (diques y sills) no hacen contacto con el agua de mar, se enfrían más lentamente y cristalizan por completo, por lo tanto, no contienen vidrio ígneo. Estas rocas

basálticas intrusivas de grano fino son nombradas doleritas y se asemejan a las partes internas de las almohadilladas basálticas. En profundidad el número de diques incrementa hasta que alcanza una zona que está hecha completamente de diques doleríticos.

Basaltos de dorsal oceánica (MORB)

Los resultados de petrología experimental indican que los basaltos de dorsal oceánica (MORB) son producidos por el 15-30% de la fusión parcial del manto superior a profundidades de 50-85km (Elthon and Scarfe, 1984). La fusión en esas profundidades produce un magma toleítico-olivino. Resultados sísmicos y geoquímicos muestran que este magma se encuentra en cámaras someras, menor a 35km de profundidad (Forsyth, 1996), donde se somete a cristalización fraccionada para producir toleíta, cuarzo-toleíta y en cantidades menores, plagiogranitos.

El complejo de diques, también llamado enjambre de diques paralelos, está debajo de la capa de basalto almohadillado. Tiene un grosor aproximado de 1 a 2 km y fue desarrollado durante repetidas intrusiones de fundido basáltico en las fracturas. Un simple evento de intrusión forma un dique de aproximadamente 1m de ancho. Después de la erupción, el fundido permanece en la fractura y solidifica. Los bordes del dique son de grano más fino que el centro porque los bordes se enfrían más rápido y los cristales tienen menos tiempo para crecer. Nuevos diques pueden intrusionar a unos ligeramente más longevos que aún no han solidificado completamente. Estas estructuras son llamadas estructura dike-in-dike.

Debajo de las lavas se encuentra Diorita, una roca plutónica de composición intermedia que se forma típicamente por encima del cinturón magmático en las zonas de subducción. Su equivalente es la andesita. La diorita es el intrusivo más importante de las rocas plutónicas. Por cristalización fraccionada en la cámara magmática es el proceso por el cual se forman dioritas y plagiogranitos, los cuales son introducidos en la cima de la zona de acumulación. Si esta presenta un enriquecimiento de cuarzo pasa a ser una tonalita, este enriquecimiento puede ser provocado por contaminación de la corteza y sedimentos oceánicos (Monod, et al., 1990).

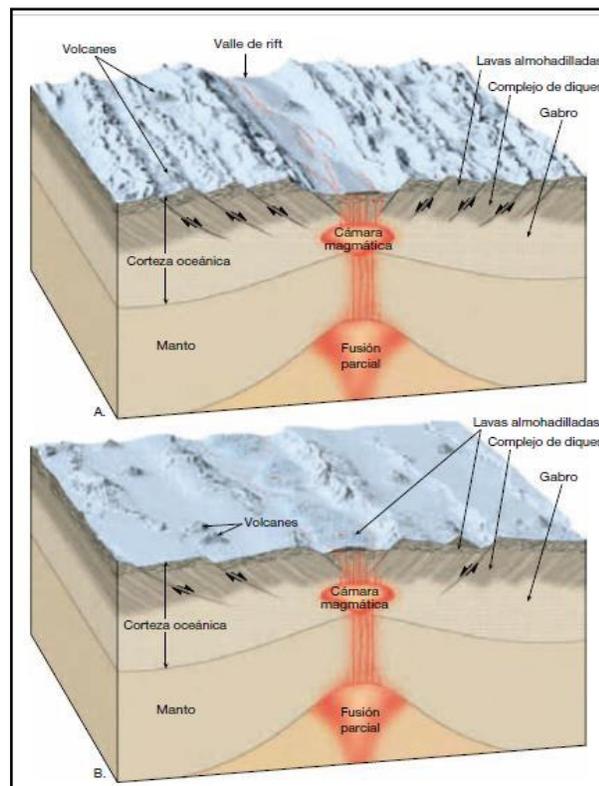


Figura 21. Topografía de la cresta de una dorsal oceánica. A) A velocidades de expansión lentas, se desarrolla un valle de rift prominente a lo largo de la cresta de la dorsal, y la topografía es, en general, accidentada. B) A lo largo de los centros de expansión. (Imagen: Tarbuck, E.J., and Lutgens, F.K., 2005.)

Los gabros, también presentes en el Complejo Filoniano, son el equivalente plutónico de basaltos y doleritas, y se encuentran debajo de las

dioritas. Estas rocas plutónicas representan la cámara magmática solidificada que fue alimentada por los fundidos magmáticos antes mencionados. La cámara magmática solidifica en sus bordes y como es llenada continuamente desde abajo, las paredes solidificadas se separan. Una capa de gabro tiene un grosor que varía entre menos de 2 km a aproximadamente 5 km. El grosor depende de la tasa de expansión del suelo oceánico, delgado en el caso de expansión lenta y grueso en caso de expansión rápida. Una capa delgada de gabro con baja velocidad de expansión es explicada por una baja producción de magma.

De las estructuras de mayor interés en esta tesis, son los contactos tectónicos entre las Unidades Mesozoicas ya que basándonos en la información anterior y estudios previos se puede observar que las unidades se encuentran invertidas topográficamente, es decir, que las unidades de mayor edad se encuentran en las partes más altas del relieve y las más jóvenes en las partes bajas.

También se observa que los contactos siguen una elevación casi constante de tal manera que el contacto pareciera trazarse conforme al relieve. Esto es claramente visible entre el Complejo Filoniano (JsD) y la Unidad Basáltica La Luz (KiB), donde la morfología de este contacto es típica de una cabalgadura. Así también el contacto de KiB y la Formación Esperanza (KsVs) sigue la forma del terreno aproximadamente en una misma cota de altitud.

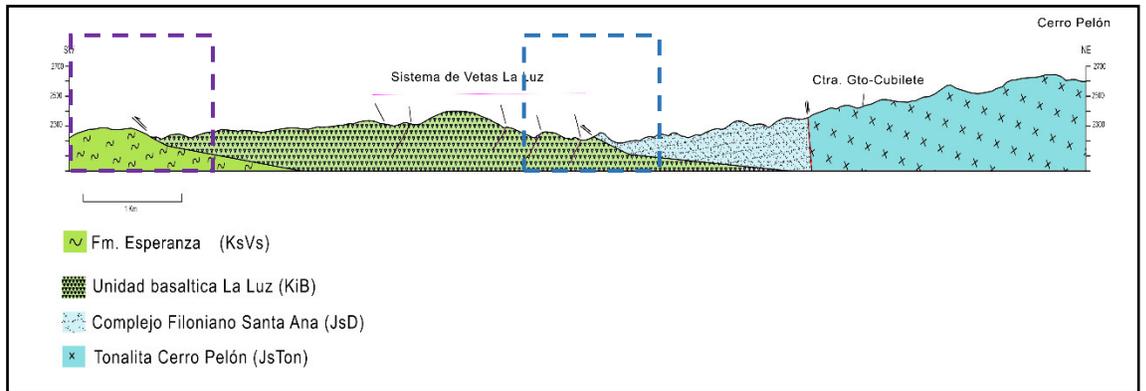


Figura 22 Sección geológica SW-NE. Se infiere que la Unidad Basáltica La Luz tiene de 300 a 500 metros de espesor. El recuadro morado encierra el contacto cabalgante entre KiB y KsVs. El recuadro azul muestra en la cabalgadura donde el Complejo Filoniano (JsD) cabalga sobre las Lavas La luz.

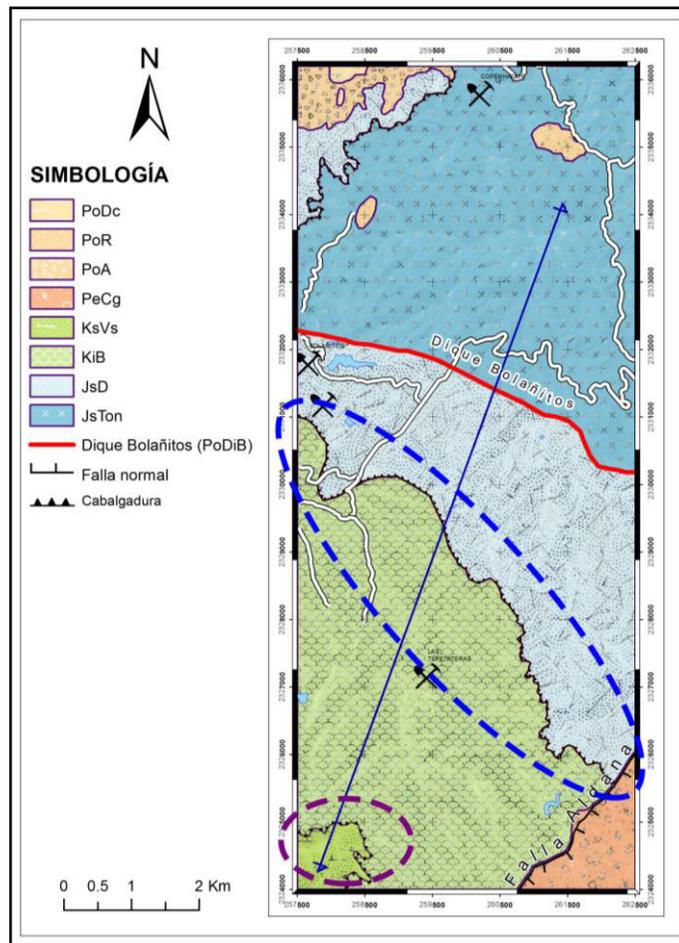


Figura 23. Contacto entre KiB y JsD (elipse azul) siguiendo el comportamiento del relieve sobre el arroyo El Puerto algo muy común en los contactos tectónicos cabalgantes. Y contacto entre la KiB y KsVs (elipse morado).



Fotografía 9. Cabalgadura Complejo Filoniano sobre lavas basálticas La Luz.

Otro de los contactos tectónicos con las mismas características se localiza entre las unidades del Complejo Filoniano y la Tonalita Cerro Pelón, ubicado en la esquina noroeste del área de estudio sobre el arroyo El Gigante.

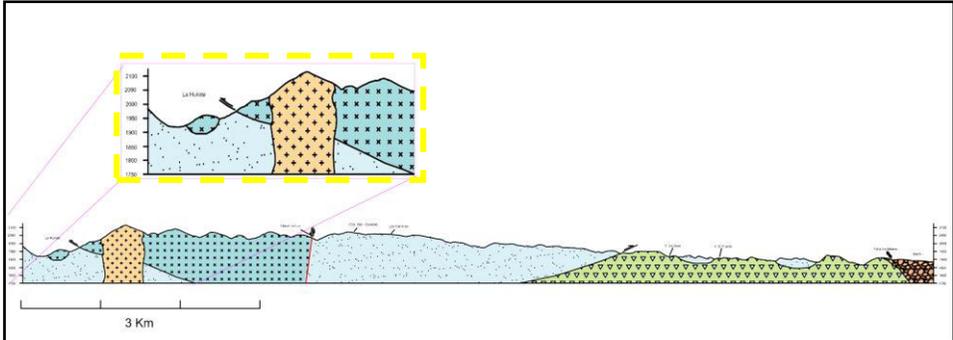


Figura 24 Sección geológica NW-SE. Se muestra el contacto cabalgante entre JsTon sobre JsD.

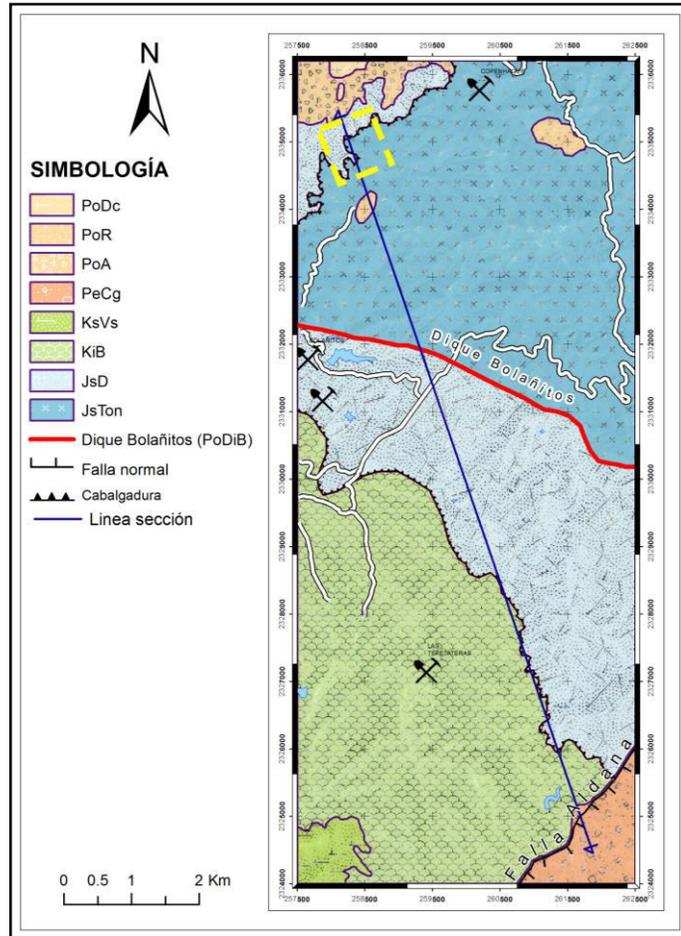


Figura 25. Contacto tectónico cabalgante entre el Complejo Filoniano y la Tonalita Cerro Pelón sobre el arroyo El Gigante.

III.2 RÉGIMEN DISTENSIVO CENOZOICO

El régimen tectónico distensivo que ha estado activo desde el Eoceno y ha sido reactivado indistintamente en diferentes periodos durante todo el Cenozoico (Aranda, et al., 1989; Nieto-Samaniego,1990).

Una de las estructuras de mayor interés en el estudio es un dique riolítico el cual corta varias curvas de nivel en forma muy rectilínea con una dirección NW-SE (figura 26), poniendo en contacto al Complejo Filoniano con la Tonalita Cerro Pelón, esta estructura es interpretada como una falla normal muy vertical y de una edad de aproximadamente de 30 Ma de antigüedad, originada en la fase de distensión, y se podría incluir en el mismo sistema de Veta Madre.

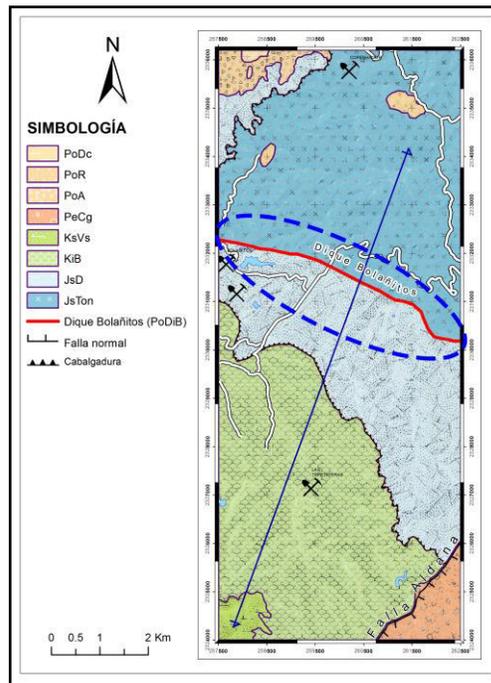


Figura 26. Contacto tectónico JsTon-JsD representado por un dique que corta varias curvas de nivel en forma muy rectilínea lo que indica un echado muy vertical.

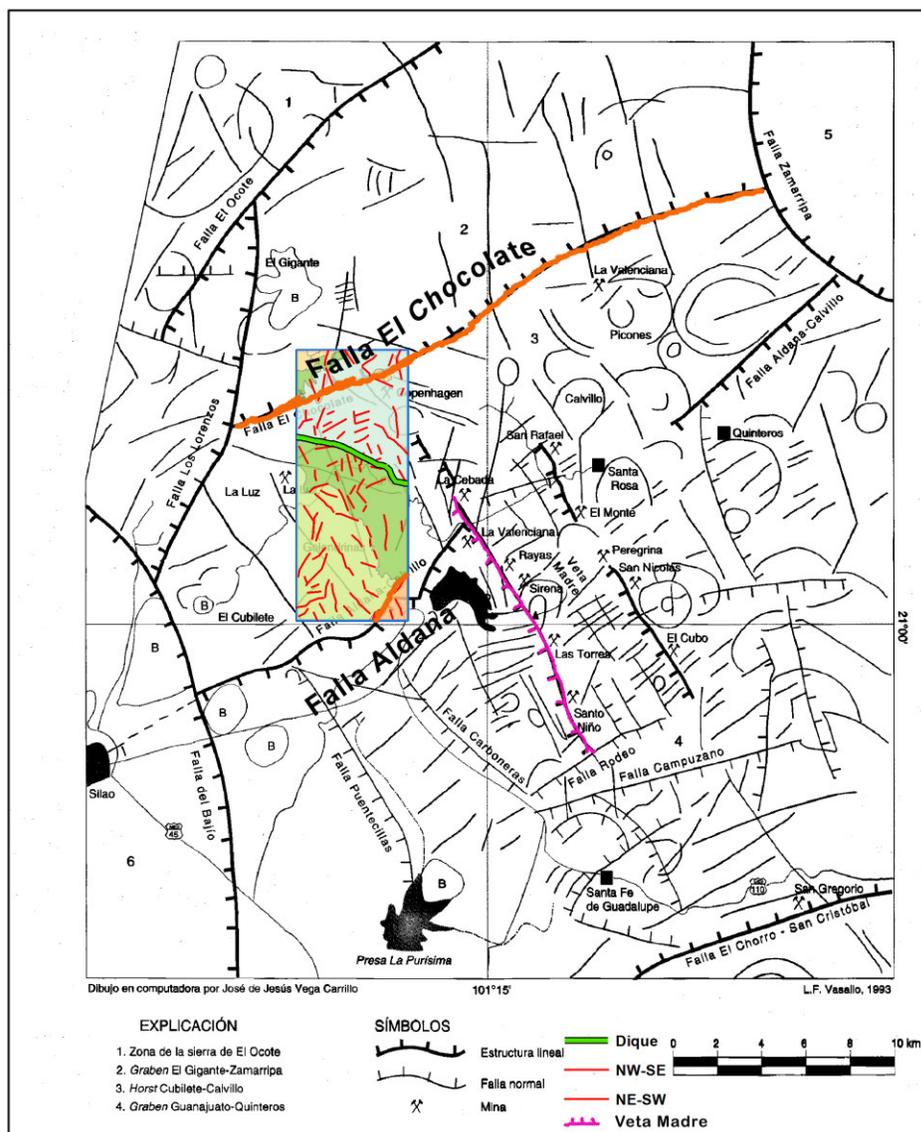


Figura 28. Ubicación del área de estudio en mapa de estructuras lineales y circulares del Distrito Minero de Guanajuato (Vassallo y Martínez-Reyes.,1996). Se observa que la traza de Veta Madre podría relacionarse con el dique riolítico presente en el área de estudio.

Es importante señalar que el contacto entre la Unidad Basáltica La Luz y el Conglomerado Guanajuato no es la Falla Aldana, ya que hay presencia de estos sedimentos en ambos lados de la falla por lo que se trata de una discordancia angular (*figura 29*), este tipo de contacto también se observa en el centro de la ciudad de Guanajuato en la famosa calle subterránea. (*figura 30*)

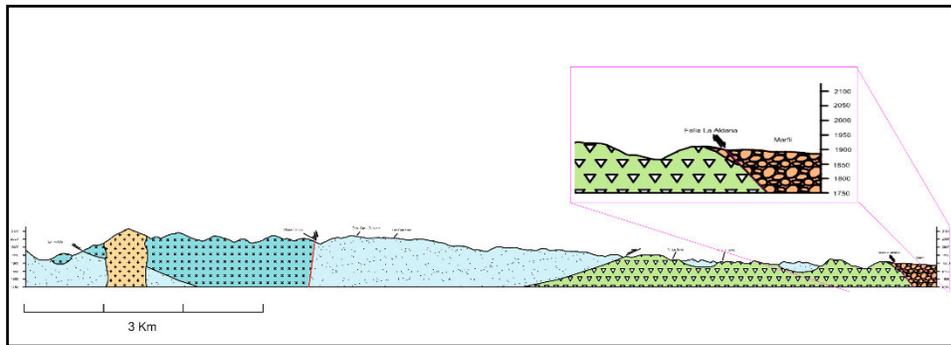


Figura 29 En la Sección Geológica interpretada se observa como la Falla Aldana no es contacto entre la Unidad Basáltica la Luz (KiB) y el Conglomerado Guanajuato (PeCg).

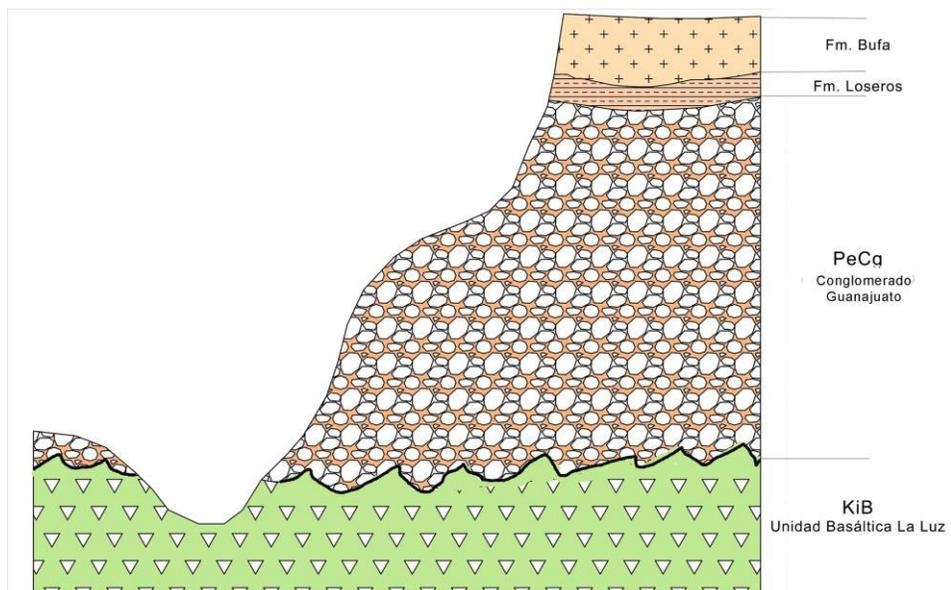


Figura 30. Sección esquemática del contacto entre la Unidad Basáltica La Luz (KiB) y el Conglomerado Guanajuato.

Otras de las estructuras Cenozoicas en el área son un par de domos riolíticos que intrusionan a la Tonalita Cerro Pelón en cuyo contacto se encuentra un vitrófido color negro producto del rápido enfriamiento del fundido al hacer contacto con la roca encajonante.



Fotografía 10. Contacto del domo riolítico (izquierda) con tonalita (derecha). Donde está presente un vitrófido.

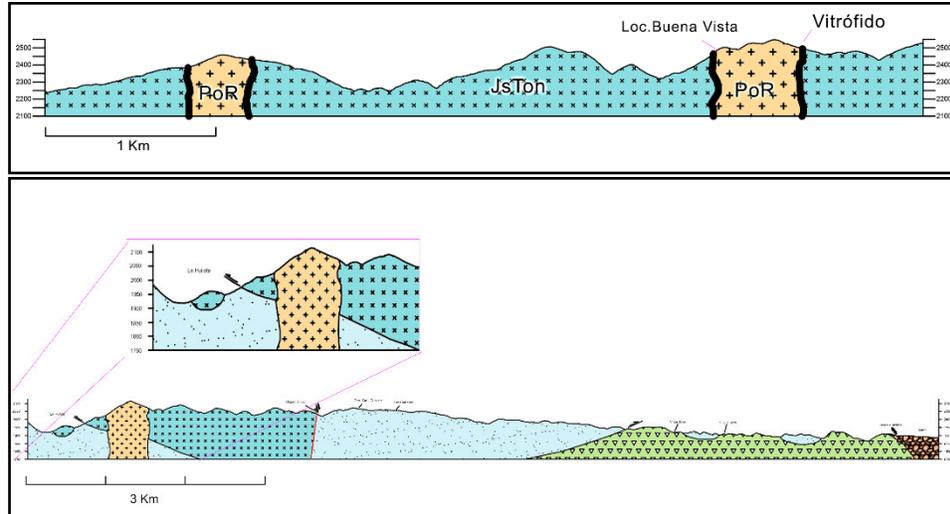


Figura 31. Secciones Geológicas donde se grafica las estructuras de domos riolíticos.

cobre, plata y zinc e incluso se detectaron trazas de minerales radioactivos en algunas pegmatitas (Martínez-Reyes *et al.*, 1995).

Durante el Oligoceno, se produjo la mineralización más importante y está asociada a la actividad volcánica del Terciario que se atribuye a procesos de subducción. La gran mayoría de los yacimientos minerales que se encuentran en la Sierra Madre Occidental se emplazaron en vetas epitermales, rellenando fisuras (Clark *et al.*, 1982). El distrito minero Guanajuato, se considera un sistema epitermal clásico de baja sulfuración (Heald *et al.*, 1982).

El sistema de vetas La Luz presenta un zonamiento vertical en la mineralogía, el cual fue clasificado en 1975 por Gross en función de la altura en que se encuentran, yacimiento superior de 2,550 a 2,250 msnm; bajo, 2,250 a 1,800 msnm; y profundo, 1,800 a 1,650 msnm. La mena se encuentra como filones rellenando fisuras en zonas de bonanza, como brechas y como stockworks (Wandke & Martínez, 1928; Randall & Roberts *et al.*, 1994). Los filones y los stockworks pueden considerarse extremos de una misma serie (Mango, 1992). Los filones rellenan fracturas tabulares con contactos agudos y poco reemplazamiento de las rocas encajonantes, presentan texturas de intercrecimiento y bandeamiento (Randall-Roberts *et al.*, 1994).

La mineralogía de ganga se compone de cuarzo, feldespatos, pirita, calcita y arcillas como la caolinita, esmectita y clorita principalmente (Petruk & Owens, 1974). La mena son sulfuros y sulfosales, como polibasita, plata nativa, electrum, galena, calcopirita y esfalerita. En la esfalerita, el contenido de cadmio varía entre 3 y 5 %, aumentando a profundidad (Vassallo, 1988).

Mango (1992) propuso que los fluidos que dieron lugar a la mineralización fueron de naturaleza ácida, lo cual deduce por la presencia de alteración argílica (esmectita, caolinita, halloysita, pirita y cuarzo) asociada espacialmente con la mineralogía de mena, y muy localizada en los primeros centímetros cercanos a las estructuras. Sin embargo, estos fluidos mineralizantes se fueron neutralizando al interactuar con las rocas encajonantes, formando así un halo de alteración propilítica (clorita, montmorillonita, esmectita, cuarzo, calcita, epidota y trazas de pirita). La alteración potásica (adularia, sericita, cuarzo) es la segunda en extensión, y es favorecida por rocas volcánicas ricas en potasio; se asocia con la mineralización de *stockworks* en las minas Sirena y Las Torres (Mango, 1992). La alteración fílica en el distrito se limita al intrusivo Peregrina y envuelve a la argílica (Randall-Roberts *et al.*, 1994). La alteración más tardía es la silícica que envuelve a las otras alteraciones.

IV.1 SISTEMA DE VETAS LA LUZ

Las vetas del sistema La Luz son fallas pequeñas con tendencia NW 70° a 80° y otras fallas cruzadas. Las minas en este sistema son: La Luz, Bolañitos, Sirio, Golondrinos, San José y San Pedro Xilmonene. Se encuentran en un rango de profundidad de 2,300 a 1,700 msnm encajonadas en el miembro de caliza del CVSG (formación Esperanza) y en rocas intrusivas graníticas (Randall-Roberts *et al.*, 1994). Los yacimientos son filones y brechas (Antúnez, 1964) con leyes en la mina Bolañitos de 220 g Ag/t y 2 g Au/t (Mango, 1992). La mineralogía de ganga dominante es calcita y cuarzo, siendo la calcita en este sistema de vetas mucho más abundante que en las vetas de La Sierra y la Veta Madre (Antúnez, 1964). El tipo de alteración que presentan las rocas encajonantes es propilítica

extendida, así como argílica y silícica muy localizada en la estructura de la veta (Mango, 1992).

Tabla 1. Compilación de las características de los principales cuerpos mineralizados en el Distrito de Guanajuato (Gross, 1975; COREMI, 1992; Mango, 1992; Randall-Roberts, 1990; Randall-Roberts *et al.*, 1994). CVSG: Complejo volcánico-sedimentario Sierra de Guanajuato.

Mina <i>Sistema de vetas</i>	Estructura de las vetas Dimensiones del cuerpo mineralizado	Tipo de mineralización, roca encajonante y alteraciones hidrotermales
La Luz <i>La Luz</i>	Dirección 70° NW, bascula a 40° SW. 500 m de largo, 2 a 5 m de espesor, alturas de 2,300 a 1,950 m snm	Filonés y brechas de calcita y cuarzo emplazados en rocas magnéticas jurásicas (Kdlp) y en calizas de la formación Esperanza dentro del CVSG (Kcsg). Alteración silícica en vetas y propilitica extendida.

IV.1.2 Vetas en el área de estudio

En el área de estudio las vetas tienen en su mayoría rumbos NE-SW y corresponden al sistema de Vetas la Luz. Durante el máximo auge del que gozaron en los años de 1700, las minas de plata de Guanajuato y La luz eran consideradas las más ricas minas de plata en el mundo. La distancia entre cada una de estas vetas está entre 100 y 500 metros. La mayoría de estas estructuras mineralizadas se encuentran aflorando en la Unidad Basáltica la Luz (figura 33). En el 2007 la empresa Endeavour Silver adquirió un área que abarca aproximadamente 2,500 hectáreas y es aquí donde se encuentra este sistema de vetas. Esta empresa en el 2016 reportó que Bolañitos produjo 1.0 millones de onzas de plata y 30,720 onzas de oro, totalizando 2.8 millones de onzas de plata equivalente.

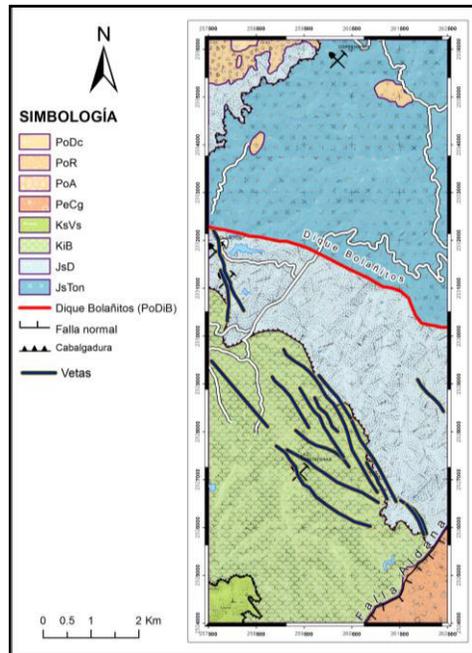


Figura 33. Se observa que la mayoría de las vetas del área de estudio se encuentran aflorando sobre la Unidad Basáltica La Luz.

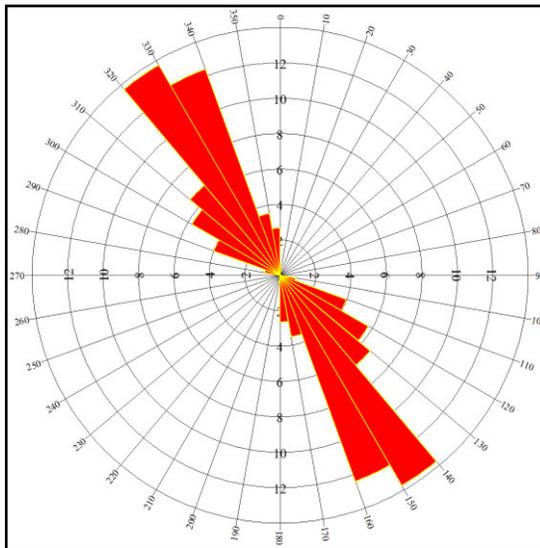


Figura 34. Diagrama de roseta. Rumbo de las principales vetas en el área de estudio.

Tabla 2. Dirección y buzamiento de las principales vetas del área de estudio obtenidas de la cartografía del SGM carta geológica F14C43 de Guanajuato.

Veta	Dirección / Buzamiento
Bolañitos	NW23°SE / 60° NE
Pilateros	NW42°SE / 50°SW
Soledad	NW10°SE / 63° SW
La Joya	NW33°SE / 70°NE
El Puertecito	NW33°SE / 50°SE
San Antonio	NW60°SE / 60°SW
Lourdes	NW57°SE / 57°SW
San Cayetano	NW40°SE / 50°SW
El Sauz	NW38° / 38° SW

IV.2 ZONAS DE INTERES MINERO

Basándonos en que el área de estudio estuvo sometida a esfuerzos tectónicos distensivos generando fallas y fracturas, y que la mineralización de los yacimientos minerales conocidos rellenan este tipo de estructuras, se realizó un mapa de densidad de los lineamientos obtenidos en campo (*figura 35*) y se comparó con los yacimientos del Sistema de Vetas La Luz. Con lo cual se pueden determinar otras áreas para una próxima exploración de recursos minerales, basándose en que las áreas de mayor densidad de lineamientos son las que tienen mayor potencial de mineralización, debido a que la corteza está más distendida facilitando el depósito de soluciones hidrotermales.

Al comparar algunas zonas de mayor densidad de lineamientos con el Sistema de Vetas La Luz (*figura 35*) se observa que coinciden perfectamente.

La mina Copenhague se localiza dentro de otra zona de gran densidad de lineamientos, al igual que la Huilota.

Observando estas coincidencias se pueden determinar otras zonas de interés minero, pero de menor importancia que las que ya han sido reportadas con anterioridad.

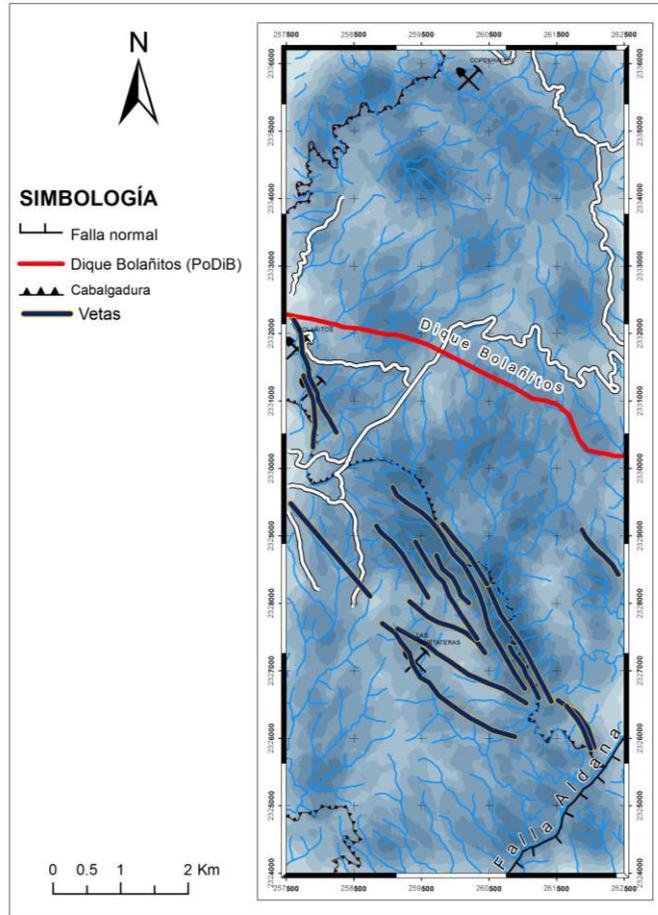


Figura 35 Mapa de densidad de lineamientos del área de estudio. Los colores oscuros denotan zonas de alta densidad.

CAPÍTULO V. DISCUSIÓN

A continuación, se presentan los diferentes argumentos con los cuales comprobamos nuestra hipótesis sobre la existencia de cabalgaduras en el área de estudio y un origen alóctono para las Unidades Mesozoicas (Tonalita Cerro Pelón, Complejo Filoniano Santa Ana y Unidad Basáltica La Luz).

TERRENO SOSPECHOSO GUERRERO (TSG).

En el área de estudio el TSG está representado por la sucesión de rocas ígneas correspondientes a un complejo ofiolíticos, cuyas edades van desde 157 Ma de la tonalita hasta las pillow lavas de 108 Ma.

Debido a la presencia de un metamorfismo de bajo grado (facies de esquisto verde), claramente oceánico, que afecta a las lavas y a los diques, las estructuras almohadilladas en las lavas y la escasez de sedimentos detríticos intercalados con los basaltos, sugieren un arco sumergido y de ambiente intraoceánico (Ortíz-Hernández et al., 1992). Dicho arco está constituido por un complejo plutónico, un complejo Filoniano y lavas basálticas asociadas.

Este paquete de rocas se formó en la corteza oceánica de la Placa Farallón al subduccirse bajo ésta, la Cuenca de Arperos que consistía en sedimentos pelágicos asociados con rocas ígneas originadas en los montes oceánicos (seamounts) del Jurásico superior al Cretácico inferior. Esta es la hipótesis más aceptada, pues explica de mejor manera porqué la Cuenca de Arperos fue cerrándose al mismo tiempo que el arco intraoceánico (TSG) se acercaba cada vez más al cratón norteamericano hasta colisionar con este en el Cretácico tardío (*figura 36*).

En Guanajuato el complejo ofiolítico del TSG se encuentra cabalgando a la formación Arperos y todos estos contactos tectónicos son subhorizontales o con echados ligeros con dirección E-W (Tardy et al., 1994). Como resultado de esto, las sucesiones sedimentarias de la Cuenca de Arperos registran una deformación relacionada a la migración progresiva hacia el Este, y la sutura final del TSG. (Martini et al., 2013).

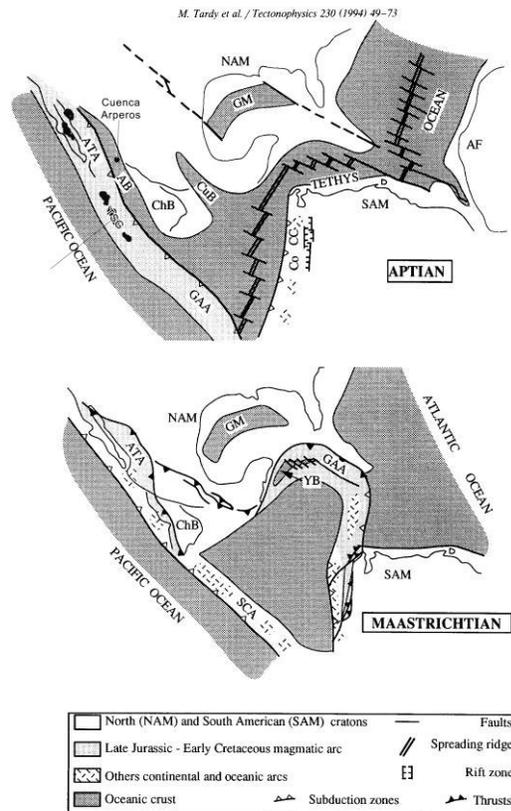


Figura 36. Mapa geológico esquemático que ilustra hipótesis de formación del TSG por medio de la subducción de la Cuenca de Arperos bajo el paleopacífico en el Aptiano. También se muestra la zona de cabalgamientos del TSG sobre el Cratón de Norteamérica en el Maastrichiano. (Tardy, et al., 1994).

Otros autores sugieren que el TSG era parte de la placa continental norteamericana que se separó del continente con la apertura de la cuenca de Arperos, y que posteriormente fue acresionada nuevamente al Cratón Norteamericano.

TIRO NUEVA LUZ.

Texto tomado del documento de OROZCO, Rafael. La Industria Minera de México-Distrito Minero Guanajuato. (1921):

Siendo de interés la descripción de las formaciones atravesadas por el tiro de Nueva Luz en nuestro trabajo, tomamos lo que en particular dice el señor Ing. Don Teodoro Flores en el informe que rindió al Gobierno Federal con motivo de la comisión que desempeñó en junio 13 de 1910.

“Las formaciones atravesadas por el tiro de Nueva Luz, que es actualmente el corte vertical más profundo del Distrito Guanajuato, son solamente dos: una eruptiva constituida por la diabasa intrusiva de la región, y otra sedimentaria formada por pizarras negras arcillosas. La diabasa (roca verde de los autores) se cortó desde la superficie hasta la profundidad de 280m; a esta profundidad se presentó una faja de 2 ó 3m de "blanduras" entre el contacto de la diabasa y las pizarras negras arcillosas que siguen debajo: esta faja de "blanduras" trajo la necesidad de ademar con mampostería las tablas del tiro en un tramo de 5 a 6m. Las pizarras negras arcillosas que se presentaron desde esa profundidad continúan hasta el fondo del tiro (568m) y solamente a los 500m se cortaron algunas

intrusiones muy delgadas de la diabasa que penetra en los estratos de las pizarras”.

“En la superficie la diabasa se presenta bien caracterizada, sobre todo en el lecho del arroyo de San Matías; pero en profundidad y cerca del contacto con las vetas antes descritas se encuentra muy silicificada (despacho 90m), por segregación del cuarzo en el magma, o fuertemente impregnada de pirita”.

“Las pizarras negras arcillosas son a veces ligeramente calcáreas y siempre notablemente carbonosas; tienen un rumbo en la estación 345m, variable entre 70° y 85° NE, con echado al NW de 22° a 30° . En el fondo del tiro se veían casi horizontales o con ligera inclinación al NW y con cintas muy delgadas de cuarzo compacto interpuestas entre sus estratos. La poca inclinación de estas pizarras (cuyo echado es contrario al de la veta madre) ha favorecido mucho, por una parte, el cuele del tiro que las ha cortado casi normalmente a su estratificación general y por la otra a su sostenimiento en la excavación del tiro, pues por su posición casi horizontal o poco inclinada se sostienen por sí mismas casi sin necesidad de ademe. Estas pizarras presentan pliegues pequeños en algunos lugares del tiro y en otros están fracturadas: en la estación 435m hay una fractura en las pizarras que tiene 25° NE de rumbo y 45° de inclinación al SE, y en el fondo del tiro se veía otra con NS de dirección y fuerte inclinación al E. Las vetillas de cuarzo que se interponen entre los estratos de las pizarras contienen algunas veces calcopirita o pirita cristalizada en piritoedros bien definidos; la pirita se presenta con frecuencia en la masa misma pizarra. Las pizarras negras arcillosas, han sido metamorfoseadas en zonas muy irregulares por la diabasa intrusiva que las corta o inyecta y han

tomado entonces la apariencia de pizarras verdes sericíticas, como se ven en el corte del tiro a los 500m de profundidad, en donde aparecen después intercalaciones de diabasa. Esta intercalación de bancos de diabasa en las pizarras fue observada por Humboldt, en su visita a la mina de Valenciana en el año 1803, en los planes entonces más profundos de la mina, (planes de San Bernardo)."

Según el señor Frank H. Probert, en un artículo titulado "Deep Mining in the Guanajuato District" publicado por "The Engineering and Mining Journal" en diciembre 31 de 1910, el tiro de Nueva Luz atravesó primero rocas andesíticas alteradas; después, una intrusión de roca granítica cortando a los 934ft (284.68m) la falla de Mañón, atravesando luego esquistos cretácicos carbonosos, continuando en esta misma roca hasta el plan del tiro; teniendo estas pizarras negras abundante pirita y vetillas de calcita y cuarzo en "ramaleos".

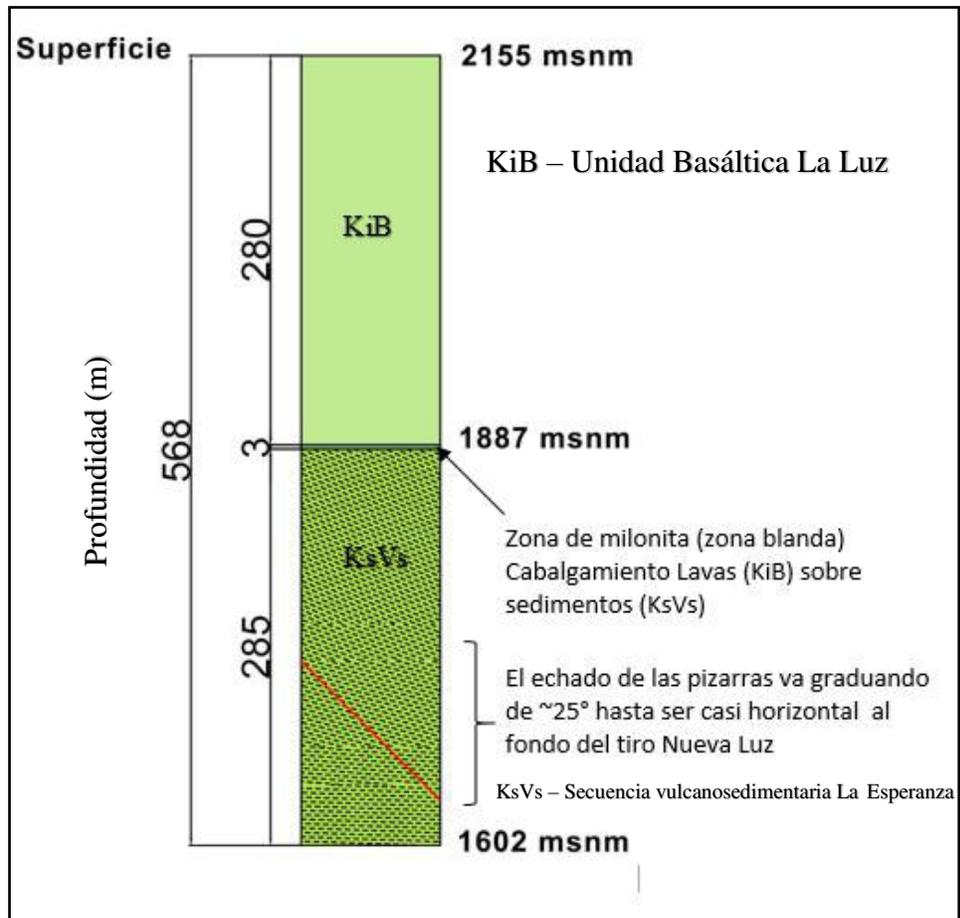


Figura 37. Representación tiro Nueva Luz basado en la geología del texto de Rafael Orozco (1921).

MINA BOLAÑITOS

Gracias a fotografías obtenidas del personal de la unidad minera Bolañitos, se interpreta que la Unidad Basáltica La Luz se encuentra cabalgando la Formación Esperanza. Y que en contacto entre ambas se dio por medio de una falla normal la cual se encuentra mineralizada



Fotografías 11,12,13. Contacto en interior mina sobre el cuerpo mineralizado "Veta Bolañitos" en el cual se observan al alto lavas basálticas La Luz (KiB), y al bajo los sedimentos de la Formación Esperanza (KsVs).

Para interpretar de mejor manera la información obtenida en este estudio se realizaron esquemas (*figura 38*) en los cuales se infiere la cabalgadura de las Lavas La Luz (KiB) sobre el Fm. Esperanza (KsVs) y en base a las fotografías anteriores se puede reafirmar la existencia de un cabalgamiento entre estas dos unidades.

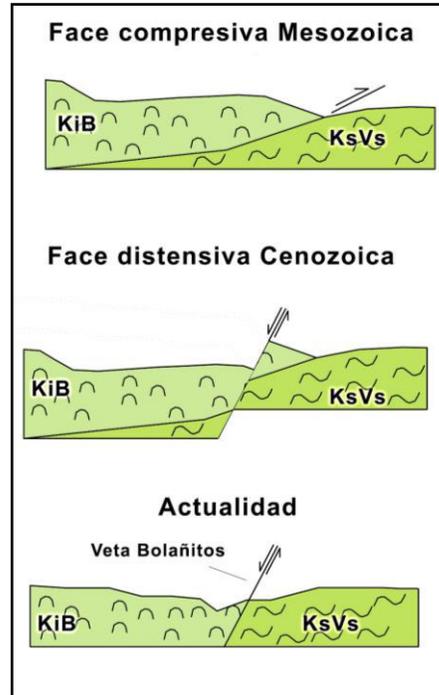


Figura 38. Esquema donde se representan las sucesiones tectónicas que se dieron entre las Lavas La Luz (KiB) y la Fm. Esperanza (KsVs).

De la misma forma se puede llegar a una mejor visión del contacto entre la Tonalita Cerro Pelón (JsTon) y el Complejo Filoniano (JsD) (*figura 39*) todo esto tomando en cuenta la cronología de los eventos tectónicos que afectaron a la zona de estudio.

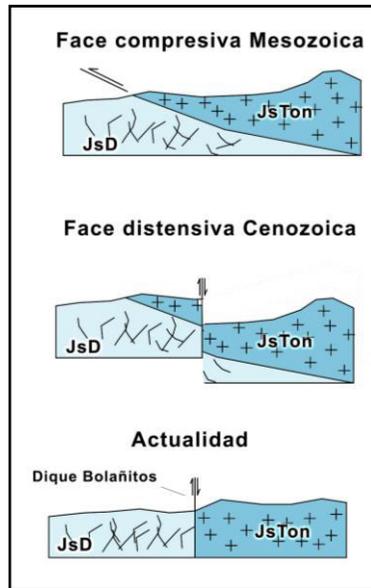


Figura 39. Esquema donde se representan las sucesiones tectónicas que se dieron entre la Tonalita Cerro Pelón (JsTon) y el Complejo Filoniano (JsD).

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES

La presente tesis tuvo como objetivo reafirmar el origen alóctono de las Unidades Mesozoicas presentes en el área del Distrito Minero La Luz haciendo un análisis tectónico-estructural y estratigráfico de las unidades cartografiadas, llegando a la conclusión de la existencia de cabalgaduras, que como se mencionó a lo largo del trabajo estas unidades se presentan invertidas estratigráficamente en base a su edad radiométrica obtenidas de dataciones realizadas en trabajos anteriores.

Se describió la estructura más prominente de la cartografía la cual llamamos informalmente **Dique Bolañitos**, el cual está emplazado en una falla normal casi vertical que pone en contacto la tonalita Cerro Pelón con el Complejo Filoniano Santa Ana y que a su vez es de gran ayuda para interpretar la ubicación actual de la tonalita Cerro Pelón en relación al Complejo Filoniano. Con base en su análisis petrográfico encontramos una importante similitud con la composición de los domos riolíticos de la zona estudiada, aunque presenta un mejor grado de cristalización lo cual pudiera sugerir un carácter hipabisal.

La mayoría de los yacimientos se encuentran en zonas de alta densidad de lineamientos.

En general todo esto representa un aporte al conocimiento geológico del Distrito Minero La Luz.

Bibliografía

- Aguillón-Robles, A., Aranda Gómez, J.J. y Solorio Munguía, J.G., (1994). Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del Estado de San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 29–42.
- Antúñez-Echegaray, F. (1964). Monografía histórica y minera sobre el Distrito de Guanajuato. Consejo de Recursos Naturales no Renovables.
- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M., Nieto-Samaniego, A. F., (1989). Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Meseta Central: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 8(1), 33-46.
- Arroyo, Y. R., Ledesma, R. P., & Grabach, C. S. (204). Características geológicas y mineralógicas e historia de extracción del Distrito de Guanajuato, México. Posibles escenarios geoquímicos para los residuos mineros. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 268-284.
- Bates, R. L., & Jackson, J. A. (1984). *Dictionary of geological terms*. Anchor Books.
- Botero-Santa, P., (2011). Origen y evolución de la falla de El Bajío en su sector noroeste: Querétaro, Qro., México, Centro de Geociencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 113 p.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F., (1981). A model for the formation of uranium/lithophile element deposits in fluorine-enriched volcanic rocks: *American Association of Petroleum Geologists, studies in geology*, No. 13, p. 99-109.
- Campa, M.F., and Coney P.J., (1983). Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico, *Canadian Journal Earth Science* No. 20, P. 1040 -1051.
- Cartas impresas. (s.f.). Recuperado el 1 de Marzo de 2015, de Servicio Geológico Mexicano: http://www.sgm.gob.mx/index.php?option=com_content&task=view&id=62&Itemid=71
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., and Talavera-Mendoza, O., (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone: *Geological Sciences*, v.18, p. 44-46.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A., Yta, M., (1988). Une discordance anté-albienne datée par une faune d'ammonites et brachiopodes de type téthysien au Mexique central: *Geobios*, 21, 125-135.
- Church J. A. (1907). The Mines of La Luz, Guanajuato, México. *The Eng. and Min. Jour.*, 84(3), 105-110.

- Clark, K.F., Foster, C.T., Damon, P.E., (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in México: Geological Society of America Bulletin, 93, 533-544.
- Condie, K.C. (1997). Plate tectonics and crustal evolution: Great Britain, Butterworth-Heinemann.
- Dana, J.D., (1897). Manual of Mineralogy and Petrography: New York, Wiley, J., and Sons.
- Dickson, W.R., and Lawton, T., (2001). Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v.113, p. 1142-1160.
- Echegoyén-Sánchez, J., Romero-Martínez, S., y Velázquez-Silva, S., (1970). Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín 75, 36p.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., (2000). Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: Journal of South American Earth Sciences, 13 (4- 5), 355-375.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S., (2005). Magmatismo y tectónica de la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVII(3), 343-378.
- Freydier, C., Martínez-Reyes, J., Lapierre, H., Tardy, M., and Coulon, C., (1996). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico): Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center: Tectonophysics, v.259, p. 343-367.
- Frisch, W., Meschede, M., Blakey, R., (2011). Plate Tectonics - Continental drift and mountain building: London, Springer-Verlag.
- García Dobarganes Bueno, J. E., & Aguirre Maese, A. L. (1990). Análisis Geomorfológico y Estructural de la Región La Luz - Santa Rosa, Sierra de Guanajuato. Guanajuato, Gto.: Tesis Profesional.
- Gómez, J. A., & L. V. (2007). Field trip guidebook “geology of the Guanajuato mining district and sightseeing in the old town of Guanajuato”. 4th International Conference “GIS in Geology & Earth Sciences”, 45.
- Gómez, J. A., Gómez, J. A., & Samaniego, A. N. (1989). Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el cenozoico de la sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 8(1), 33-46.
- Gómez, J. A., Harris, P. D., Morales, L. V., M. G., B. B., Reyes, J. M., . . . Rivera, M. O. (2012). Geology and tectonics of the southeastern portion of the Sierra de Guanajuato. The Geological Society of America Field Guide 25, 135-162.

- Gómez, J. A., M. M., Díaz, G. A., B. B., & Reyes, M. J. (2003). Three superimposed volcanic arcs in the southern cordillera-from the early cretaceous to the miocene, Guanajuato, Mexico. Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Field trip 6, 123-168.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, I., & Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid: Pearson Educación.
- Griem-klée, S. (s.f.). Exploraciones Mineras. Obtenido de geovirtual2: <http://www.geovirtual2.cl/EXPLORAC/TEXT/01000i~1.htm>
- Gross, W.H., (1975). New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, v. 70, p. 1175-1189.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., (1982). Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Jiménez-López, L.S., Romero, A., (1989). Cartografía geológica escala 1:50,000, de las hojas El Refugio y Mineral el Realito, Estados de San Luis Potosí y Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 112.
- Lapierre, H., Ortiz, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., and Zimmermann, J.L., (1992). A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, v.108, p. 61-77.
- Le Pichon, X., & Pautot, G. (1978). *El Fondo de los Océanos*. Barcelona, España: Orbis S. A.
- López, J. B. (2014). Estratigrafía de la parte sur del distrito minero de guanajuato, México. Tesis para obtener el grado en maestría en ciencias de la tierra, 127.
- Kerr, P.F., (1965). *Mineralogía Óptica*: Madrid, España. Ediciones Castilla, S.A.
- Mango, H., Zantop, H., and Oreskes, N., (1991). A fluid inclusion and isotope study of the Rayas Ag-Au-Cu-Pb-Zn mine, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v.86, p. 1554-1561.
- Marmolejo, Lucio., (1883) *Efemérides Guanajuatenses o datos para formar la historia de la ciudad de Guanajuato*. Tomo I y III, Guanajuato, 1883.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., and Serrano-Duran, L., (2009). Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in Southwestern Mexico: No role for terrane accretion, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickson, W.R., eds., *Backbone of the Americas*, shallow

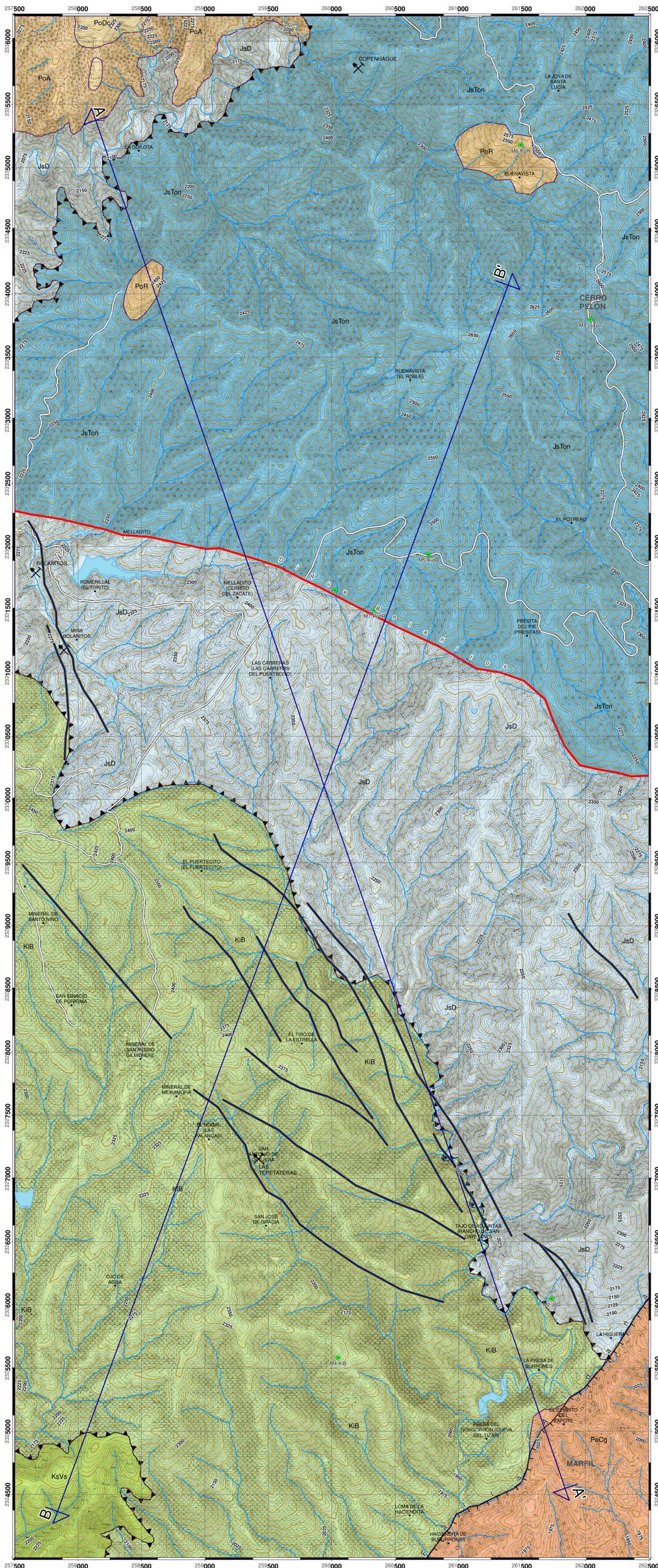
- subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: Geological Society of America Memoir, v. 204, p. 151-182.
- Martini, M., and Ferrari, L., (2011). Style and chronology of the Late Cretaceous shortening in the Zihuatanejo area (south-western Mexico): Implications for the timing of the Mexican Laramide deformation: *Geosphere*, v.7, p.1469-1479.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., and Centeno-García, (2011). Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrain: *Journal of Geology*, v.119, p.597-617.
- Martini, M., Solari, L., Camprubí, A., (2013). Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: new insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones: *International Geology Review*, 55, 574-589.
- Martínez Reyes, J. (1987). Resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato. *Simp. Sobre la geología de la Sierra de Guanajuato*, 50-91.
- Martínez-Reyes, J. (1992). Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: México, Instituto de Geología, Serie cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con texto.
- Martínez-Reyes, J., Vassallo, L.F., Franco, I.F de J., (1995). Geología y potencial minero de la porción central-poniente del Estado de Guanajuato: Instituto de Geología, Estación regional centro y Secretaría de Desarrollo Económico de Guanajuato, Folleto de divulgación, 37 p.
- Mengelle López, J. J., Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., González Partida, E., & Camprubi, A. (2013). Secuencia vulcano-sedimentaria La Esperanza (Cretácico Inferior) al norte de Guanajuato, México: Importancia en la exploración de sulfuros masivos vulcanogénicos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(3), 511-525.
- Miranda-Avilés, R. et al., (2016). Los depósitos clásticos pos-Laramide de la Sierra de Guanajuato: Implicaciones de su composición en la evolución tectono-sedimentaria y paleogeográfica. *Estudios Geológicos* 72(2): e058.
- Miranda-Gasca, M.A., (2000). The metallic ore-deposits of the Guerrero Terrane, western Mexico: an overview: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 403-413
- Monod, Olivier, Lapierre, Henriette, Ortíz-Hernández, L.E., Chiodi, Michel, Martínez-Reyes, Juventino, Zimmermann, J.L., y Teiten, M., (1989). A complete oceanic island arc of Lower Cretaceous age in central Mexico-Guanajuato magmatic series: *International Geological Congress*, 28, Washington, D.C., v.2, p. 452 (resumen).

- Monod O. (1990). Reconstitution d'un arc insulaire intra-oceanique au Mexique central: La sequence volcano-plutonique de Guanajuato (Cretace inferieur), . C. R. Acad. Sci. Paris, 45-51.
- Monroy, P., (1888). Las minas de Guanajuato: Anales del Ministerio de Fomento (México) 10, 69p.
- Nieto-Samaniego, Á. F. (1990). Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato. Instituto de Geología UNAM, 9(2), 146-155.
- Nieto-Samaniego, Á. F. et al., (1992). Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato: Revista del Instituto de Geología, 10(1), 1-15.
- Nieto-Samaniego, Á. F., & Alaniz Álvarez, S. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65-82.
- Nieto-Samaniego, Á. F., García-Dobarganes Bueno, J. E., & Aguirre-Maese, A. L. (1992). Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 1-5.
- Orozco, R., (1921). La Industria Minera de México. Distrito de Guanajuato. Secretaria de Industria, Comercio y Trabajo. Editor Departamento de exploraciones y Estudios geológicos, México, 163 p.
- Ortiz-Hernández, L. E., (1988a). L'arc intra-océanique crétacé de Guanajuato (Mexique central): caractères pétrographiques et affinité magmatique du complexe filonien et des laves associées-implications métallogéniques et géodynamiques: Orléans, Université d'Orléans, memoria del D.E.A., 50 p. (inédita). -(1988b), metamorfismo subocéanico de pillow-lavas y filones doleríticos de la zona La Luz-El Cubilete, Estado de Guanajuato: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 9, México, D.F., Resúmenes, p. 115-116 (resumen).
- Ortiz-Hernández, L.E., Calvet, Ph., Chiodi, M., Yáñez-Mondragón, F., (1989). Afinidad magmática y procesos metalogenéticos del cortejo magmático mesozoico de la sierra de Guanajuato, México central: Acapulco, Guerrero, México: Memorias Técnicas de la XVIII Convención de la AIMMGM, 109-125.
- Ortiz-Hernández, L. E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., & Calvet, P. (1990). El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato- características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas. UNAM Instituto de Geología, 9(2), 126-145.

- Petruk, W., Owens, D., (1974). Some mineralogical characteristics of the silver deposits in the Guanajuato mining district, Mexico: *Economic Geology*, 69, 1078-1085
- Quintero Legorreta, O. (1992). Geología de la región de Comanja en los estados de Guanajuato y Jalisco. Instituto de Geología UNAM, 10(1), 6-25.
- Randall, J.A., (1982). Contacto entre el Terciario y el Mesozoico, Distrito de Guanajuato, Gto.: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6, México, D.F., Resúmenes.
- Randall, J.A., (1994). Exploration in a Volcano-Plutonic Center at Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, 89, 1722-1751.
- Saldaña, A.E., (1991). Evolución geológica y mineralización de la parte central de la Sierra de Guanajuato, *en* Instituto de Geología (ed.), Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía: Pachuca, 195-199.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 1-153.
- Servais, M., Rojo-Yaniz, R., (1981). Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y estudio preliminar de las zonas ofiolíticas de San Juan de Otates, Gto.: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales, informe, 100p.
- Servais, M., Rojo-Yaniz, R., y Colorado-Liévano, D., (1982). Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato: postulación de un paleo-golfo de Baja California y de una digitación tethysiana en México centra: *GEOMIMET (México)*, núm. 115, p.53-71
- Sociedad Geológica Mexicana. (s.f.). Recuperado el 09 de marzo de 2015, de Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana: <http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/>
- Talavera-Mendoza, O., Ruíz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., and Centeno-García, E., (2007). Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 1052-1065.
- Tarbuck, E.J., and Lutgens, F.K., (2005). *Ciencias de la Tierra - Una introducción a la geología física*: Madrid, España. Pearson Education, Inc.
- Tardy, Marc, Lapierre, Henriette, Talavera-Mendoza, Oscar, Ortíz-Hernández, L.E., Yta, Miriam, Monod, Olivier, y Beck, C., en prensa, Paleogeographic relations between Tethys and paleo-Pacific during Mesozoic times evidenced by the tectono-magmatic features of the Late Jurassic-Early Cretaceous allochthonous arc of

- central-southern Mexico: Lateinamerika-Kolloquium, München, Alemania, 21-23 de noviembre de 1990.
- Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier, J.L., Coulon, C., Ortíz-Hernández, L.E., Yta, M., (1992). Intraoceanic setting of the western Mexico Guerrero Terrane- implications for the Pacific Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 10(2), 118-128.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J., Mercier de Lepinay, B., . . . Yta. (1994). The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 49-73.
- Twiss, R.S., and Moores, E.M., 1992, *Structural geology*: New York, W.H. Freeman, and Co.
- Vassallo, L.F., Martínez-Reyes, J., Cervantes-Sánchez, A., y Zárata del Valle, P., (1988). Evolución metalogenética de la sierra de Guanajuato, porción central: Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Centro, Proyecto PCECCNA-031600, Informe final, 147p. (inédito).
- Vassallo, L.F., Martínez-Reyes, J., & Pierre Paris, J. (1996). Estructuras circulares y lineales en el Distrito Minero de Guanajuato, México, y su significado en la prospección minera. (U. N. México, Ed.) *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 252-257.
- W., B. C. (1909). *Geology of the Guanajuato District, Mexico*. The Eng. and Min. Jour., 87(14), 691-694.
- Wandke, A., & Martínez, J. (1928). The Guanajuato Mining District. *Economic Geology*, 23(1), 1-44.
- Williams, H., Turner, F.J., Gilbert, C.M., (1979). *Petrografía-Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas*. México D.F. Compañía Editorial Continental, S.A.
- Zimmermann, J.L., Vernet, M., Guyetand, G., y Deutel, D., (1985). Données sur potassium et argon (de 1976 à 1984) dans quelques échantillons géochimiques de référence: *Geostandards Newsletter*, v.9, p. 205-208.
- Zimmermann, J.L., Stein, G., Lapierre, Henriette, Vidal, Raúl, Campa, M.F., y Monod, Olivier, (1990). Données géochronologiques nouvelles sur les granites laramiens du centro et de l'ouest du Mexique (Guerrero et Guanajuato): *Société Géologique de France, Réunion des Sciences de la Terre*, 13, Grenoble, Francia, p. 127.

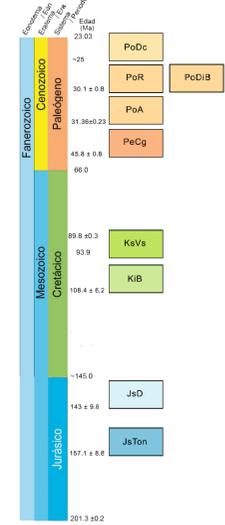
ESTRATIGRAFÍA DE LAS FORMACIONES VULCANO-PLUTONICAS DE LA PARTE ORIENTAL DEL DISTRITO MINERO LA LUZ



SIMBOLOGÍA

- PoDc
- PoA
- PoR
- PeCg
- KsVs
- KiB
- JsD
- JsTon
- Dique Bolañitos (PoDiB)
- vetas
- Falla normal
- Cabalgadura

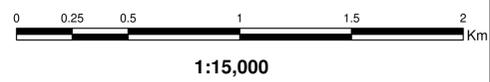
COLUMNA GEOLÓGICA



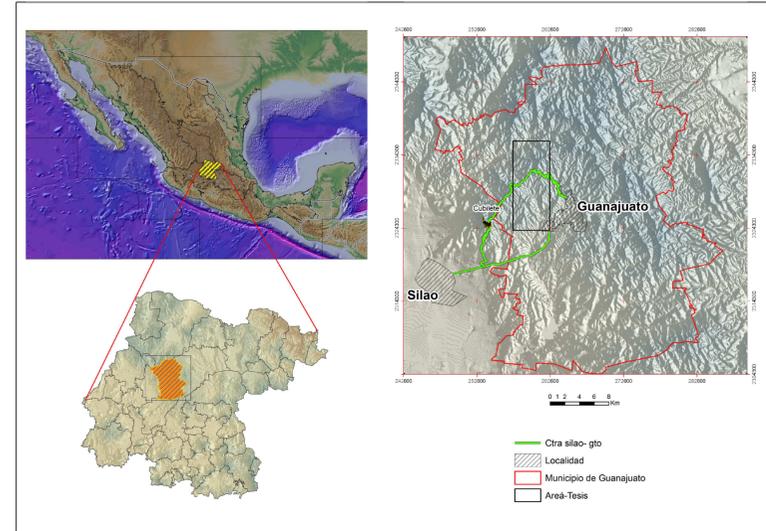
SÍMBOLOS TOPOGRÁFICOS

- Carreteras
- localidades
- mina
- Ríos
- Presas
- Curvas de nivel (5m)
- Curvas de nivel (25m)
- M-lamina delgada

Sistema de coordenadas: WGS 1984 UTM Zone 14N
 Proyección: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984
 False Easting: 500,000.0000
 False Northing: 0.0000
 Central Meridian: -99.0000
 Scale Factor: 0.9996
 Latitude Of Origin: 0.0000
 Unidades: Meter

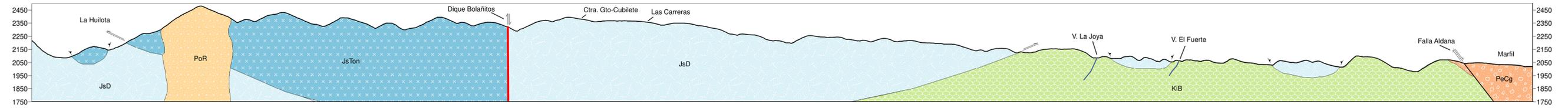


LOCALIZACIÓN



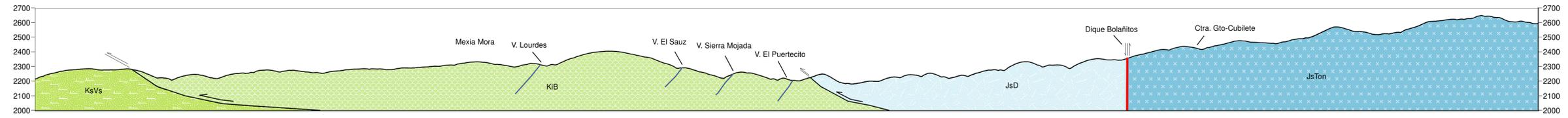
UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO
 DEPTO. DE MINAS, METALURGIA Y GEOLOGÍA
 MAPA GEOLÓGICO
 LA LUZ - SANTANA
TESIS PROFESIONAL
 JEZABEL HERNÁNDEZ REYES
 JORGE AUGUSTO PÉREZ ZAMUDIO

SECCIÓN TRANSVERSAL NW-SE (A-A')



Escala vertical y horizontal: 1:15,000

SECCIÓN TRANSVERSAL SW-NE (B-B')



Escala vertical y horizontal: 1:15,000

B'