

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**“ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL ESQUISTO DE TALCO
DEL PALEOZOICO EN EL ALTO DE ARAMBERRI, N.L.”**

TESIS

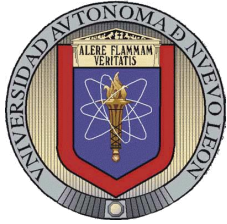
**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

PRESENTA

ING. JOSÉ JOVANY RIVERA GARCÍA

LINARES, NUEVO LEÓN

NOVIEMBRE DE 2017



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La Tesis

**“ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL ESQUISTO DE TALCO
DEL PALEOZOICO EN EL ALTO DE ARAMBERRI, N.L.”**

Que presenta

ING. JOSÉ JOVANY RIVERA GARCÍA

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

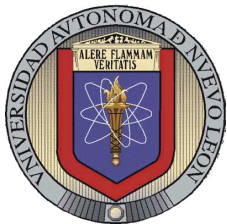
Vo. Bo.

Director de Titulación

Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

LINARES, NUEVO LEÓN

NOVIEMBRE DE 2017



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

La Tesis

**“ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL ESQUISTO DE TALCO
DEL PALEOZOICO EN EL ALTO DE ARAMBERRI, N.L.”**

Que presenta

ING. JOSÉ JOVANY RIVERA GARCÍA

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

Comité de Titulación

Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

Dr. Uwe Jenchen

Dr. José Rafael Barboza Gudiño

Dra. Esther María Cruz Gámez

Asesora Externa

LINARES, NUEVO LEÓN

NOVIEMBRE DE 2017

DEDICATORIA

A mi familia.

A mis amigos y a mis hermanos de La Manada de Lobos.

AGRADECIMIENTOS

Primeramente, agradezco a Dios por permitirme concluir esta maravillosa etapa en mi vida.

Agradezco a mi familia por el apoyo recibido siempre, sobre todo a mi madre, Martha Alicia García Maldonado, por preocuparse en cada momento por mí, te adoro Mamá. A mi hermano José Rafael De León García, el cual siempre me apoyó en mis decisiones, sabes que te quiero mucho. De igual manera agradezco a “mono” José Luis de León Charles, por todo lo que me ayudo durante todo este tiempo. Quiero agradecer a mi Abuela María del Rosario Maldonado Torres y mi Abuelo Rafael García de Anda (†), así como a mi tía Orfelinda y tío Adalberto, porque siempre creyeron en mí.

A la Universidad Autónoma de Nuevo León y la Facultad de Ciencias de la Tierra, porque durante todo este tiempo han sido mi casa, también agradezco mucho al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el apoyo en forma de una beca otorgada durante estos dos últimos años.

Agradezco de manera muy especial a mi asesor de tesis y gran amigo Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, ¡¡¡Muchas Gracias!!!. Por todos esos consejos durante mi tiempo en la Facultad. Muchas gracias al Dr. Uwe Jenchen y al Dr. José Rafael Barboza Gudiño, por formar parte de mi Comité de Titulación y por el apoyo recibido por ambos. También a la Dra. Esther María Cruz Gámez, quien es mi Asesora Externa, gracias por todo el apoyo y enseñanzas durante su estadía en la Facultad.

Muchas gracias a la empresa Industrias Extractivas de México, por el permiso concedido para poder llevar a cabo el trabajo de tesis en la mina María Fara. Agradezco al Dr. Rubén López Doncel, por la ayuda otorgada para llevar a cabo los análisis de Difracción de Rayos X de mis muestras.

Agradezco de todo corazón a mis amigos y hermanos de La Manada de Lobos: Abelardo (Paps), Angel (Angelito), Carlos (Carlitos), Dante (Entenao), David (Murillo), Juan (Juande), Karlo (Kako), Mario (Mayo), Miguel (Mike), Moisés (Moy), Pedro (Peter), Raúl (Primo), Ricardo (Bachata). Gracias por estar siempre conmigo, y por convertiste en mi segunda familia, a todos los quiero mucho. De igual manera agradezco a la Ing. Ana María Garza Castillo, por ser mi segunda Madre de Linares, y por todo su cariño y apoyo siempre. Agradezco de manera muy especial a mi amiga Reyna Vera, muchas gracias por tu amistad y buenos deseos. A mi buen amigo Rayo, así como a Christian (Don Kriss) por su amistad y consejos.

A Gabriel, Flor y Angela, por toda la convivencia durante toda mi estadía en Linares.

A mi generación y amigos de Posgrado: Leny, Julia, Myriam, Ángelo, Carlos, Chava, Chucho, Christian, Meme, Merlo, Sr. Raúl, Xavi, Margil, Tano etc. Gracias, por todo este tiempo lleno de desvelos y alegrías.

AGRADECIMIENTOS

A mis amigas Las Mines: Amanda, Andrea, Ahtziry, Juanita y Yatziri. Muchas Gracias por todo su cariño y los buenos deseos, y sobre todo muchas gracias por su amistad.

A todos los docentes de la FCT, por todo su apoyo durante mi carrera. Agradezco especialmente al Dr. Fernando Velasco Tapia, quien fue Subdirector de Posgrado durante mi primer año en el mismo, además de que es un gran amigo, muchas gracias por todos esos regaños y consejos.

Al Dr. Carlos Gilberto Aguilar Madera actual Subdirector de Posgrado, por su apoyo y ánimo. Agradezco de corazón a Karla Nallely Casas Peña, por todo el apoyo con los trámites para mi titulación.

A todos mis amigos que conocí en la FCT, así como al personal de la misma, Alicia, Brenda, Betty, Blanca, Raquel, Olegario, Julio, Victoriano, Mario, Vicente, Ángel, Víctor, a todos ellos y los que me faltan: ¡Muchas Gracias!

Índice

1	Generalidades.....	1
1.1	Introducción	1
1.2	Localización del área de estudio	4
1.3	Trabajos previos	5
1.4	Petrogénesis del esquistos de talco	7
1.4.1	Generación del talco a partir de rocas sedimentarias.....	7
1.4.2	Generación de talco a partir de rocas ultramáficas	9
1.5	Comparativa de esquistos de talco, noreste-sur de México.....	11
1.6	Hipótesis.....	13
1.7	Objetivos	13
1.8	Metodología	14
1.8.1	Trabajo de Campo.....	14
1.8.2	Trabajo de Laboratorio	14
1.8.3	Trabajo de Gabinete.....	14
2	Geología Regional	15
2.1	Sierra Madre Oriental.....	15
2.2	Alto de Aramberri	16
2.2.1	Esquistos de Aramberri	21
3	Geología del Valle del Contadero	25
3.1	Esquistos de Aramberri	29
3.1.1	Esquistos Pelíticos	29
3.1.2	Metapsamitas	30
3.1.3	Cuarcitas	31

3.1.4	Metaconglomerados	32
3.1.5	Rocas Metavolcánicas.....	32
3.1.6	Esquisto de Talco.....	33
3.2	Cobertura Sedimentaria del Mesozoico	37
3.2.1	Formación La Joya.....	37
3.2.2	Formación Novillo.....	38
4	Análisis del esquisto de talco.....	39
4.1	Introducción al método petrográfico	39
4.1.1	Preparación de las muestras	40
4.1.2	Análisis Petrográfico.....	40
4.2	Geoquímica	47
4.2.1	Procesos que controlan la composición química de rocas metamórficas ...	48
4.2.2	Metodología Analítica	49
4.2.3	Espectrometría de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente	49
4.3	Difracción de Rayos X.....	50
4.3.1	Análisis de las muestras	51
4.3.2	Resultados.....	54
5	Modelo Geológico del esquisto de talco.....	65
5.1	Origen del Esquisto de Talco	68
6	. Conclusiones y Recomendaciones.....	73
6.1	Conclusiones	73
6.2	Recomendaciones.....	74
7	Bibliografía	76

Lista de Figuras

Figura 1-3: Ubicación del área de estudio marcada en el recuadro rojo (Google Maps; modificada).....	4
Figura 1-4: Diagrama de estabilidad para el talco, a partir de rocas sedimentarias. Cal: Calcita, Di: Diópsido, Dol: Dolomita, Fo: Forsterita, Mnt: Montmorillonita, Qtz: Cuarzo, Tlc: Talco, Tr: Tremolita, Wo: Wollastonita (Winter, 2010; modificado).....	9
Figura 1-5: Diagrama de estabilidad para el talco, a partir de rocas ultramáficas. Di: Diópsido, Dol: Dolomita, En: Enstatita Fo: Forsterita, Mgs: Magnesita, Qtz: Cuarzo, Tlc: Talco, Tr: Tremolita, (Winter, 2010; modificado).....	11
Figura 1-6: Ubicación del complejo ultramáfico-máfico Tehuiztingo-Tecomatlán (Carbadillo <i>et al.</i> , 2006; modificado).....	12
Figura 2-1: Mapa de México que muestra el Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (Chavéz Cabello, 2005; modificado).....	16
Figura 2-2: Mapa geológico del Alto de Aramberri (Servicio Geológico Mexicano hoja Linares G14-11; modificado).....	17
Figura 2-3: Modelo paleogeográfico de los cinturones Sonora-Ouachita-Marathon y Granjeno-Acatlán, en la porción ecuatorial de la margen occidental de Pangea (Barboza Gudiño <i>et al.</i> 2011).....	18
Figura 2-4: Contacto litológico del Esquisto Granjeno, Formación La Joya y la Formación Novill	19
Figura 2-5: Columna estratigráfica para el área de Aramberri (Modificado de SGM, 2012 clave G14-C87 y Casas Peña, 2016, modificado).....	20
Figura 2-6: a) Afloramiento de Esquisto Pelítico. b) Afloramiento de Esquisto Psamítico. Tomadas en el arroyo El Contadero.....	22
Figura 2-7: a) Afloramiento de Cuarcita. b) Afloramiento de Metaconglomerado Tomadas en el área de la mina María Fara.....	23
Figura 2-8: a) Afloramiento de Cuarcita. b) Afloramiento de Metaconglomerado Tomadas en el área de la mina María Fara.....	24
Figura 2-9: a) Talco presente en un tajo en el área de la mina María Fara. b) Entrada de un socavón, a partir de donde se extraía material.	24
Figura 3-1: Mapa geológico del área de la mina de talco en el Alto de Aramberri. (hoja Aramberri G14-C87 del Servicio Geológico Mexicano; modificado).	27

LISTA DE FIGURAS

Figura 3-2: Perfiles geológicos para el área de la mina de talco del Alto de Aramberri (Leyenda ver Figura 3-1).....	28
Figura 3-3: Afloramientos del Esquisito Pelítico en el area de Aramberri. Tomadas en el Valle del Contadero.	29
Figura 3-4: Afloramiento de metapsamitas. Tomada en el área de la mina María Fara.	30
Figura 3-5: a) Imagen en lámina delgada de una metaarcosa. b) intercalaciones en campo de metapelitas y las metaarcosas.....	31
Figura 3-6: Afloramientos de cuarcitas, presentándose como rocas más competentes y menos foliadas. Tomadas en el área de la mina María Fara.	32
Figura 3-7: Afloramiento de un metaconglomerado.....	32
Figura 3-8: Imagen en lámina delgada de una roca metavolcánica, presentando fenocristales de feldespatos. 33	
Figura 3-9: Zona de corte de los dos grupos de cuerpos de talco: los emplazados de manera concordante a la foliación (subhorizontales) y de manera discordante a la misma (subverticales), donde aparentemente estos últimos cortan a los primeros. Tomada en el interior de mina.	34
Figura 3-10: Afloramiento de talco emplazado por fallas de manera concordante a la foliación del esquisto, presentando cizallamiento y brechamiento en los bordes del cuerpo. Tomadas en el tajo 1.	34
Figura 3-11: Afloramiento de talco atigrado. Tomadas en el tajo 3.	35
Figura 3-12: Afloramientos del talco blanco, en contacto con la roca encajonante. Tomadas en el tajo 4.	35
Figura 3-13: Zonamiento de las variedades de talco (Tajo 5).	36
Figura 3-14: Afloramientos de talco “Palmolive”. Tomadas en el tajo 4.....	36
Figura 3-15: a) Afloramiento del conglomerado de la Formación La Joya. b) Afloramiento de las calizas de la formación Novillo en el cerro del área de la mina de talco.	38
Figura 4-1: a) Lamina JH1-2, donde se observa la textura porfídoblástica de la muestra. b) Pórfidoblastos de feldespatos de la muestra (NX; 10X). Kfs: Feldespato.....	42
Figura 4-2: a) Lamina JH2-1, presentando una textura granoblástica (NX; 10X). b) La muestra presenta un alto contenido de cuarzo, así como micas alteradas (NII; 10X). Qtz: Cuarzo.	42
Figura 4-3: a) Textura masiva de talco, Muestra JS4-1 (NX; 10X). b) Textura masiva de talco presentando minerales oxidados, Muestra JT1-4 (NX; 4X). Tlc: Talco.	43
Figura 4-4: a) y b) Diferentes sectores de la muestra de esquisto de talco, JT3-2, con textura brechada (NX; 4X). Mgs: Magnesita, Tlc: Talco.....	43

LISTA DE FIGURAS

Figura 4-5: a) y b) Diferentes sectores de la muestra de esquistos de talco JT2-4, con vetillas de cuarzo (NX; 4X). Qtz: Cuarzo, Tlc: Talco.	44
Figura 4-6: a) y b) Muestra JS-1, esquistos de talco, compuesto en su mayoría por talco y magnesita (NX; 10X). Mgs: Magnesita, Tlc: Talco.	44
Figura 4-7: a) y b). Muestras que presentan el talco en la matriz, así como en forma de pequeñas vetas, lámina JT4-3 (NX; 10X). Tlc: Talco.	45
Figura 4-8: a) y b). Muestra donde se observa el talco en forma de matriz y la presencia de carbonatos. lámina JT3-3 (NX; 4X). Mgs: Magnesita, Tlc: Talco.	45
Figura 4-9: a) y b). Muestra que presenta minerales serpentiniticos, lámina JT4-2 (a. NX; 4X y b. NII; 4X). Srp: Serpentina, Tlc: Talco.	46
Figura 4-10: Modelo que presenta la zonación presente en un afloramiento de talco generado a partir de rocas ultramáficas (Frost y Frost, 2013; modificado).	47
Figura 4-11: Diagrama bivariado de MgO vs. SiO ₂ para las muestras de esquistos de talco; TA: talco atigrado, TB: talco blanco y TP: talco Palmolive.	55
Figura 4-12: Diagramas bivariados de MgO vs. óxidos de elementos mayores (Al ₂ O ₃ , CaO, MnO y Fe ₂ O ₃) para las muestras de esquistos de talco; TA: talco atigrado, TB: talco blanco y TP: talco Palmolive.	55
Figura 4-13: Diagramas bivariados de MgO vs. elementos trazas Co, Cr, Ni, Sr, La y Ce para las muestras del esquistos de talco; TA: talco atigrado, TB: talco blanco y TP: talco Palmolive.	57
Figura 4-14: Diagrama bivariado de MgO vs. Zn para las muestras de esquistos de talco; TA: talco atigrado, TB: talco blanco y TP: talco Palmolive.	58
Figura 4-15: Diagrama ternario molar SiO ₂ – CaO – MgO, para muestras del esquistos de talco (Ali Bik <i>et al.</i> 2012; modificado).	59
Figura 4-16: Diagrama NiO vs. Cr ₂ O ₃ (%wt) para muestras del esquistos de talco (Tomado de Bjerga <i>et al.</i> , 2015), los campos de olivino y ortopiroxeno son a partir de Kodolányi <i>et al.</i> , 2012. La flecha indica la tendencia debida al contenido de carbonatos.	60
Figura 4-17: Diagrama molar C/(Mg + Fe) vs. Si/(Mg + Fe), mostrando los minerales de referencia a partir de Robinson <i>et al.</i> (2006). Se incluyen muestras del esquistos de talco, así como dos muestras de serpentinita de Cd. Victoria del Anticlinorio Huizachal Peregrina (Alemán Gallardo, 2013). Atg: Antigorita, Fo: Forsterita, Mgs: Magnesita, Mgt: Magnetita, Tlc: Talco. Diagrama de Ali Bik <i>et al.</i> (2012; modificado).	61
Figura 4-18: Diagrama de multielementos, comparando las muestras de esquistos de talco contra una muestra de serpentinita de Ciudad Victoria (CNL1, datos tomados de Alemán Gallardo, 2013).	62

LISTA DE FIGURAS

- Figura 4-19: Difractograma para una muestra de esquistos de talco atigrado, en el cual se observa la presencia del talco como fase mineral principal, y dolomita y antigorita como fases menores. 63
- Figura 4-20: Difractograma para una muestra de esquistos de talco Palmolive, en el cual se observa la presencia de talco como única fase. 64
- Figura 4-21: Difractograma para una muestra de esquistos de talco blanco, en el cual se observa la presencia de talco *sensu stricto* así como clinocloro. 64
- Figura 5-1: Diagrama T-X mostrando las relaciones en el sistema MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ a 3 kbar y bajas temperaturas. Atg: Antigorita, Qz: Cuarzo, Fo: Forsterita, Mgs: Magnesita, Tlc: Talco. (Tomado y modificado de Frost y Frost, 2013). Límite máximo de temperatura (400°C), de acuerdo a Torres Sánchez (2015), reacción para talco (línea verde). 66
- Figura 5-2: Diagrama de fases para peridotita del manto saturada con H₂O. Am: Anfíbol, Chl: Clorita, Cpx: Clinopiroxeno, Grt: Granate, Ol: Olivino, Opx: Ortopiroxeno, Srp: Serpentina, Tlc: Talco. (Tomado y modificado de Schmidt y Poli., 1998). 67
- Figura 5-3: Modelo de un margen convergente, mostrando los campos de estabilidad de la serpentinita, y talco. Srp: Serpentina, Tlc: Talco. (Schmidt y Poli., 1998; modificado). 68
- Figura 5-4: Modelo para el emplazamiento del esquistos de talco. Se observa primeramente que durante el Carbonífero ocurría la serpentización del piso oceánico, así como la generación de la Riolita Aserradero. Debido al bajo ángulo de la placa en subducción se llevó a cabo el metamorfismo del material que se encontraba en el prisma de acreción, también dentro del canal de subducción se estaba llevando a cabo la generación de talco. Posteriormente, durante el Pérmico-Triásico Temprano, ocurrió un cambio de ángulo en la placa que subducía. Debido a esto ocurrió un levantamiento del paquete esquistoso, así como el emplazamiento de los cuerpos de talco, de igual forma dentro del esquistos se emplazó una porción del piso oceánico serpentizado. 70
- Figura 5-5: Modelo del emplazamiento de los cuerpos de esquistos de talco, así como de la Serpentinita Victoria. Este gráfico representa un acercamiento de la fig. 5-4. 71
- Figura 5-6: Modelo de generación y zonación de las distintas variedades del esquistos de talco, en donde se observa que la esteatización se genera de los bordes hacia el centro. De esta forma, el talco blanco se concentra en los bordes, mientras que en el centro se encuentra el talco atigrado, el cual ha sido parcialmente transformado, dentro de este están presentes vetas compuestas por talco Palmolive. Sin escala. 72

Lista de Tablas

Tabla 4-1: Muestras de esquisto de talco y rocas encajonantes del Alto de Aramberri.....	41
Tabla 4-2: Composición química de roca total para rocas encajonates al esquisto de talco, el Alto de Aramberri. El símbolo (–) significa que las concentraciones se encuentran por debajo del límite de detección. LOI: perdida por ignición.....	52
Tabla 4-3: Composición química de roca total para el esquisto de talco del Alto de Aramberri. El símbolo (–) significa que las concentraciones se encuentran por debajo del límite de detección. LOI: perdida por ignición.....	53

Resumen

En el Alto de Aramberri, N.L., el cual se encuentra en la provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental, están presentes en la litodema del Esquisto Granjeno una serie de cuerpos de esquisto de talco. Estos fueron emplazados tectónicamente en dos maneras distintas: la primera de forma concordante a la foliación, así como a la metaestratificación (subhorizontal) y la segunda de manera discordante a la misma (subverticales), donde estos últimos cortan a los primeros. Estos cuerpos se presentan en tres variedades distintas reconocibles en afloramiento, las cuales son: talco blanco, talco atigrado y talco Palmolive. Algunos de los cuerpos presentes en el área muestran una zonación, la cual va de talco blanco en los bordes y talco atigrado en el centro, dentro de este último se encuentran vetas de talco Palmolive. Las altas concentraciones de los elementos Cr y Ni, así como la presencia de minerales serpentínicos dentro del talco atigrado, nos dan indicios de un origen ultramáfico de estas rocas. El uso del diagrama C/MF vs. S/MF, así como la presencia del talco atigrado nos indican que ocurrió un proceso de esteatización parcial, en donde la serpentinita fue transformada parcialmente a talco para el caso del talco atigrado y de una manera completa para el talco blanco y el Palmolive.

Estos cuerpos de talco se generaron durante el Carbonífero, cuando la placa Paleopacífica subducía con un ángulo bajo, esto en la margen occidental de Gondwana. En esta etapa la presión generada, así como el ingreso de CO₂ transformó la serpentinita a talco y magnesita. Durante esta etapa también se generó todo el paquete del Esquisto Granjeno. Posteriormente durante el Pérmico-Triásico Temprano, ocurrió un cambio de ángulo en la placa subducida, lo cual generó el levantamiento del paquete esquistoso, así como el emplazamiento de los cuerpos de talco, los cuales primeramente se emplazaron en los planos de foliación del esquisto, posteriormente algunos cuerpos aprovecharon las zonas de debilidad generadas en el esquisto como los son fracturas y fallas en las zonas de pliegue de las rocas deformadas, y a lo largo de estos planos, los cuerpos se emplazaron, cortando incluso a los cuerpos previamente emplazados en los planos de foliación.

Abstract

In the Aramberri Uplift in the state of Nuevo León, which belongs to the morphotectonic province of Sierra Madre Oriental, a group of talc schist bodies form part of the lithodeme of Granjeno Schist. These were emplaced tectonically in two different ways: the first in a concordant way to the foliation, as well as to the meta-stratification (subhorizontal) and the second in a discordant way to the same (subvertical), where the latter cut the first. These bodies present three distinct varieties in the field: White talc, tabby talc and Palmolive talc. They show a zonation, which goes from white talc on the border and tabby talc in the center; inside the latter veins of Palmolive talc are common. The high concentrations of Cr and Ni, as well as the presence of serpentinitic minerals inside the tabby talc, give us indications for their ultramafic origin. Using C/MF vs. S/MF diagram, as well as the presence of tabby talc, indicate that a partial steatization process occurred, where the serpentinite was partially transformed into talc for the case of tabby talc and in a complete way for white talc and the Palmolive type.

These talc bodies were generated during Carboniferous times, when the Paleopacific plate subducted with a low angle, along the western margin of Gondwana. At this stage the generated pressure, as well as the CO₂ input transformed the serpentinite into talc and magnesite. During this stage also the whole package of Granjeno Schist was metamorphosed. Later, during the early Permian-Triassic, a change in the subduction angle promoted the exhumation of the schist units as well as the protrusion of talc bodies parallel to the foliation planes. Later, a second set of talc bodies were emplaced perpendicular to these, along weakness zones generated in the zones of folding of the deformed rocks.

CAPITULO I

1 Generalidades

1.1 Introducción

El talco es un mineral que pertenece a la clase de los silicatos y subclase de los filosilicatos, presentando dentro de la escala de dureza de Mohs el valor de uno, lo cual lo convierte en el mineral con menor dureza presente en la naturaleza (Klein y Hurlbut; 2011). En muestra de mano el talco presenta diferentes coloraciones que van desde: blanco, verde, gris y en algunas ocasiones amarillento, siendo fácil de reconocer debido a su hábito micáceo y exfoliación, además de ser blando y de tacto graso. La fórmula general de este mineral es $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$, mostrando poca variación en la composición química de casi todo el mineral; el puro consta de MgO 31.7%, SiO₂ 63.5% y H₂O 4.8%. Sin embargo, también se presentan una serie de elementos trazas los cuales probablemente generan las variantes en las coloraciones (Klein y Hurlbut, 2011).

En el 2002 en México se produjeron 70,000 toneladas, con un valor de 112 dólares por tonelada (www.igme.es/PanoramaMinero/Historico/2003_04/TALCO03.pdf). Mientras que en el 2005 se explotaron 64,826 toneladas, esto hace notar la importancia económica del talco para México. En el área de Aramberri, (Nuevo León) se ha explotado un yacimiento de talco (Lázaro Larrabe, 1982; Torres Sánchez, 2015; Rivera García *et al.*, 2017), el cual es un ejemplo importante de un yacimiento no metálico en la región. Estos cuerpos han sido explotados a manera de tajos y de socavones por la empresa Industrias Extractivas de México S.A. de C.V., la cual ha sido la encargada de extraer el mineral desde hace 50 años. Diferentes autores han trabajado con cuerpos de esquisto de talco, utilizando técnicas variadas para su caracterización, entre ellas primeramente definen la química del mineral para definir las variaciones composicionales presentes en el mismo, esto por medio de Microsonda Electrónica, Microscopio Electrónico de Barrido y Difracción de Rayos X. También llevan a cabo análisis de elementos mayores y trazas, comparando los resultados con muestras de talco producto de rocas sedimentarias y de rocas ultramáficas (Donaldson,

1981; Chopin, 1981; Schandl *et al.*, 1999; Boulvais *et al.*, 2006) además una herramienta muy importante que se ha utilizado en los últimos años es el análisis de isotopos estables de Carbono e Hidrogeno, comparando con resultados de muestras ya establecidas para determinar la procedencia de los fluidos que participan en el proceso de generación de talco (Yalcin y Bozcaya, 2006; Bjerga *et al.*, 2015).

En el caso del área de Aramberri este yacimiento forma parte del Esquisto Granjeno (Torres Sánchez, 2015; Ramírez Fernández, *et al.*, 2016; Rivera García, *et al.*, 2017), el cual aflora en los núcleos de estructuras plegadas de la Sierra Madre Oriental (Figura 1-2), como el Anticlinorio Huizachal-Peregrina y los altos de Miquihuana y Bustamante en Tamaulipas, así como en Aramberri, Nuevo León (Barboza Gudiño *et al.*, 2011). Este se compone de rocas metavolcánicas y metasedimentarias esquistosas, filitas, algunas cuarcitas y otras rocas silíceas, además de serpentinitas y metagabros metamorfizados en facies de subesquistos verdes y esquistos verdes (De Cserna *et al.*, 1977; Ortega Gutiérrez, 1978; Ramírez Ramírez, 1978; Barboza Gudiño *et al.*, 2011; Torres Sánchez *et al.*, 2015; Torres Sánchez, 2015).

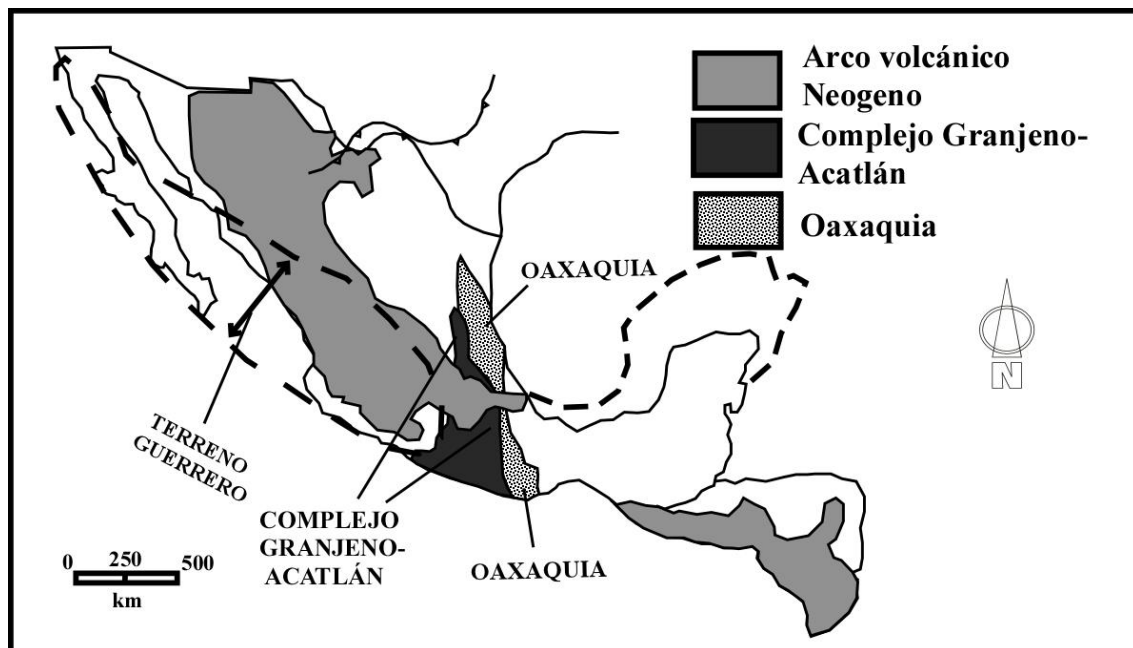


Figura 1-1: Mapa de México que muestra la ubicación del Complejo Granjeno-Acatlán (Nance *et al.*, 2006; modificado).

El Esquisto Granjeno es considerado parte del Cinturón Granjeno-Acatlán (Nance *et al.* 2006; Barboza *et al.*, 2011), el cual según estos autores se generó durante el Paleozoico en el margen occidental de Gondwana. Este se presenta a manera de un cinturón acrecional, en donde una gran cantidad de material detrítico procedente de zonas continentales, así como material volcánico generado en el arco del Carbonífero, fue depositado dentro de la trinchera para estos tiempos. Este cinturón se depositó desde el estado de Nuevo León, en el norte, hasta el sur en los estados de Oaxaca y Guerrero (Figura 1-1), los afloramientos en el sur de este cinturón, se encuentran en el denominado Complejo Acatlán, en el terreno Mixteco.

La presente tesis es el primer estudio petrológico formal de los cuerpos de esquisto de talco, en el área de Aramberri, N.L.

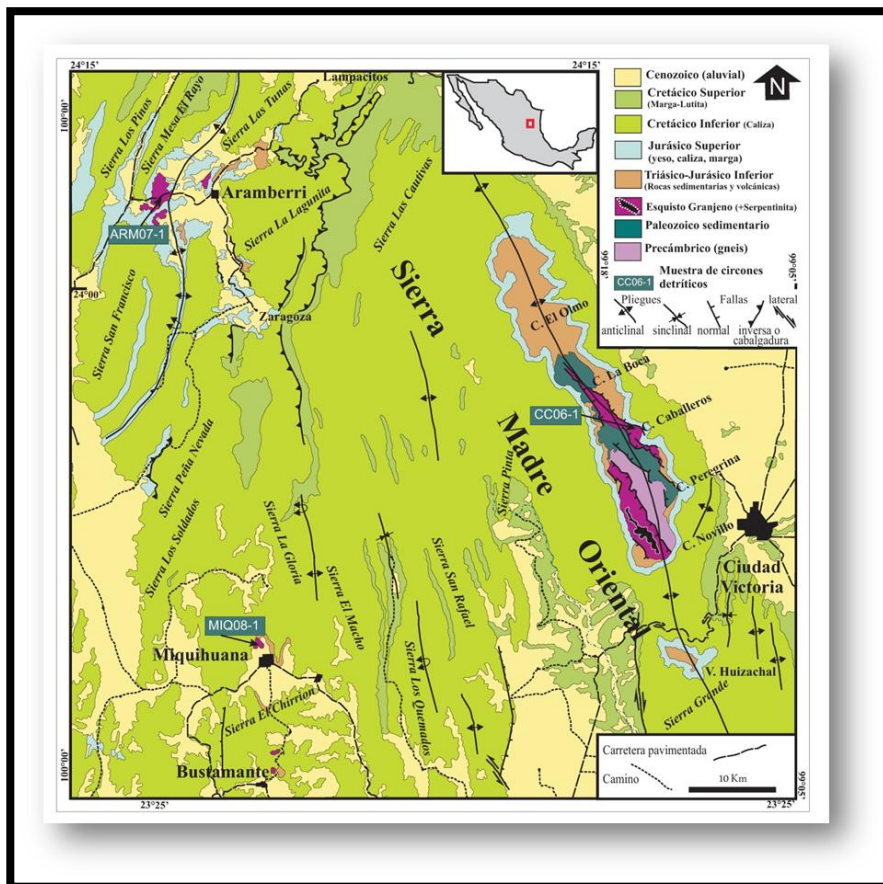


Figura 1-2: Mapa geológico y de ubicación de los afloramientos del Esquisto Granjeno en la Sierra Madre Oriental, estados de Nuevo León y Tamaulipas (Barboza Gudiño *et al.*, 2011).

1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio se ubica geográficamente en las cercanías de la ciudad de Aramberri, N.L. De manera regional, la zona de interés se encuentra dentro del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental, localmente en la estructura denominada como el Alto de Aramberri (Figura 1-3).

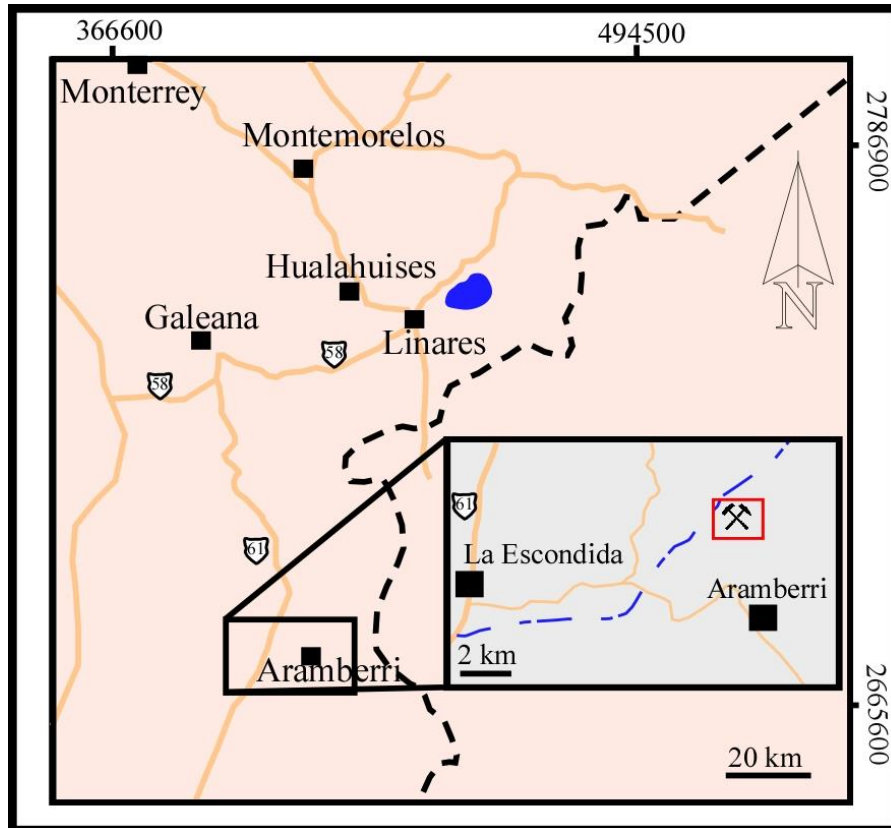


Figura 1-1: Ubicación del área de estudio marcada en el recuadro rojo (Google Maps; modificada).

Para acceder a esta zona a partir de la ciudad de Linares, N.L. es necesario tomar la carretera número 58 de Linares a Galeana. En la localidad conocida como “Y de Arriba” se toma la carretera estatal número 61 en dirección a Dr. Arroyo. Posteriormente en la localidad conocida como La Escondida se toma la carretera en dirección al Este que se dirige a la cabecera municipal de Aramberri, N.L: Aproximadamente a 7 km se debe seguir por un camino de terracería hacia el Noreste por el valle del Contadero el cual se debe

seguir hasta llegar a la mina de talco María Fara, cuyo patio principal se encuentra en las coordenadas: Este 2668590 y Norte 415436.

1.3 Trabajos previos

En los últimos años se han realizado pocos trabajos concernientes al área de Aramberri N.L., la mayoría enfocándose principalmente a las rocas esquistosas presentes en la zona, así como a las formaciones mesozoicas que afloran en la región. Hasta la actualidad no se contaba con ningún trabajo enfocado a los cuerpos de esquistos de talco presentes en la zona.

El Consejo de Recursos Minerales realizó un reconocimiento en 1982 donde se presenta parte del basamento cristalino del NE de México, incluida el área de Aramberri, realizando una breve descripción de la secuencia litológica presente. Esta se enumera de lo más joven a lo más viejo de la siguiente manera: 1) Brecha pedemontana, compuesta por fragmentos y bloques de calizas, 2) Caliza, gris azulada con estratificación media a gruesa, 3) Lechos Rojos, formados por un conglomerado polimíctico, donde se observan fragmentos de rocas metamórficas, 4) Secuencia metamórfica, presentándose discordante a los lechos rojos. Posteriormente, en 1983, realiza una descripción de la litología y de las estructuras mineralizadas presentes en el área de Aramberri, haciendo mención de una estructura de veta-falla la cual está rellena por el mineral talco dentro del esquistos.

Meiburg, *et al.* (1987) llevan a cabo un estudio del basamento precretácico de Aramberri, (278 ± 5 Ma y 299 ± 6 Ma), edades obtenidas por Denison *et al.* (1971). Separando el área en tres pisos tectónicos: 1) Presalinar, el cual está compuesto por el basamento, así como una cubierta volcánica y sedimentaria previas a la acumulación del yeso del Jurásico Superior, denominando a una secuencia de riolitas e ignimbritas como serie Pre-Huizachal. 2) Salinar, constituida por los sulfatos de la Formación Minas Viejas y 3) Postsalinar, formado por la cubierta calcárea y en parte clástica, de sedimentos marinos (Jurásico Superior-Maastrichtano), desde la Formación Zuloaga hasta la Formación Méndez.

De León Gómez (1988), realizó una cartografía geológica en uno de los flancos del Alto de Aramberri, reportando de esta manera la litología del lugar incluyendo el Grupo Pre-Huizachal.

Mansilla Terán (1988), realizó una cartografía del Alto de Aramberri, describiendo de manera muy general la geología del basamento metamórfico.

Barboza Gudiño *et al.* (2011) presentan un estudio geocronológico de los circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México, entre ellas Aramberri N.L., determinando procedencias grenvilleanas (1250-920 Ma) y panafricanas (730-530 Ma). Estos autores proponen un modelo en el cual el metamorfismo ocurrió durante el Paleozoico, relacionado a un proceso de subducción en la margen occidental de Pangea (Cinturón Granjeno Acatlán) en una etapa posterior a la colisión de Laurencia y Gondwana (Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon).

Torres Sánchez (2015), lleva a cabo un trabajo petrogenético del Esquisto Granjeno en sus diferentes localidades, postulando un modelo geológico integral con las áreas fuentes del material detrítico para su composición, de igual manera determino las condiciones de presión en el mineral fengita (2.5-4 kbar) y temperatura en clorita (220°C-360°C) para el metamorfismo, ubicándolo en condiciones de facies de sub-esquistos verdes a esquistos verdes.

Ramírez Fernández *et al.* (2016) llevan a cabo un trabajo concerniente a los minerales industriales presentes en los afloramientos del Esquisto Granjeno en el Anticlinorio Huizachal Peregrina y el Alto de Aramberri.

Ramírez Fernández y Jenchen (2016), realizan un trabajo con respecto a los cinturones orogénicos que se encuentran sepultados bajo la Sierra Madre Oriental. Entre estos se encuentran parte del cinturón Grenvilliano aflorando en el núcleo del Anticlinorio Huizachal Peregrina a manera de gneis, así como el cinturón Granjeno-Acatlan, aflorando de igual manera en el Anticlinorio, así como en los altos de Miquihuana, Bustamante y Aramberri a manera de esquistos.

Casas Peña (2016) en su tesis de maestría realiza una revisión estratigráfica del Cerro La Cruz, el cual se encuentra conformado por las Formaciones La Boca y La Joya, las

cuales son sobreyacidas por el denominado Grupo Zuloaga, constituido por las Formaciones Novillo, Olvido y Zuloaga. De esta manera propone una columna estratigráfica diferente a la postulada por Meiburg y colaboradores en 1987. El adjudica los lechos rojos basales y la secuencia volcánica a las formaciones La Boca y La Joya, mientras que los lechos rojos superiores corresponden a la formación. Olvido. Con esto se desechó la idea de una secuencia “pre-Huizachal”.

Rivera García *et al.* (2017) llevan a cabo un trabajo a manera descriptiva de los distintos cuerpos de esquistos de talco los cuales están presentes en el Alto de Aramberri, N.L.

1.4 Petrogénesis del esquistos de talco

El esquistos de talco es una roca relativamente rara con respecto a otras rocas metamórficas, representando un material de gran interés industrial, esto cuando el talco presenta las siguientes propiedades: Color claro, alto grado de blandura o suavidad, forma fibrosa o escamosa, buen lustre, alto poder lubricante, absorción de tipos específicos de aceite y grasas, químicamente inerte, alto punto de fusión, ductibilidad y resistencia a los choques térmicos. En base a estas propiedades los usos industriales del talco son variados entre los cuales destacan la cerámica, la industria de la pintura, insecticidas, materiales para techado, la industria del hule, relleno de productos asfaltados, papel, fabricación de inodoros, textiles, cosméticos, farmacéuticos, etc. La mineralización de talco ocurre debido a diversos mecanismos en diferentes tipos de rocas de diferentes edades y ambientes geológicos. Estos procesos principalmente incluyen el metamorfismo retrogrado y metasomatismo de dolomitas ricas en sílice (Tilley, 1948) así como de rocas ultramáficas (Chidester, 1962; Coleman, 1977; Yalcin y Bozcaya, 2006).

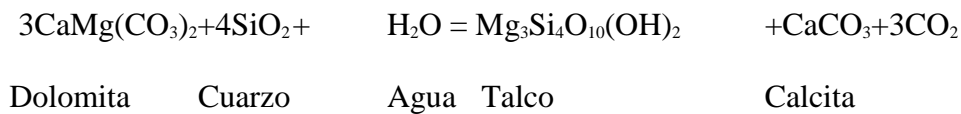
1.4.1 Generación del talco a partir de rocas sedimentarias

La formación del talco a partir de carbonatos y otras rocas sedimentarias resulta de la interacción con soluciones hidrotermales. El sílice requerido para convertir rocas carbonatadas a talco es derivado principalmente de rocas silíceas adyacentes, aunque en ocasiones se puede generar a partir de la intrusión de algún magma. Por otro lado, las rocas carbonatadas pueden suministrar el magnesio para convertir en talco a las rocas ígneas. Las

rocas plutónicas que han servido como fuentes de calor o soluciones hidrotermales están presentes cerca de algunos depósitos, pero son ausentes en otros. Este tipo de depósitos son encontrados en un amplio rango de ambientes geológicos. Algunos son encontrados en terrenos compuestos por gneises de alto grado metamórfico y esquistos, mientras que otros, se presentan en rocas que no presentan metamorfismo o en rocas sedimentarias de bajo grado metamórfico (Greene, 1995), el campo de estabilidad del talco (Figura 1-4), para estos casos oscila entre los 350-400 °C (Winter, 2010).

El reemplazamiento metasomático de las rocas carbonatadas genera una gran variedad de minerales calcosilicatados y ferromagnesianos, en algunos depósitos la clorita es el principal mineral metasomático que acompaña al talco, así como minerales arcillosos, calcita y cuarzo (Greene, 1995).

En el suroeste de Montana, están presentes depósitos de talco económicamente importantes, los cuales están restringidos a mármoles dolomíticos del Arcaico, los cuales han sido modificados debido a la subsecuente extensión del *Basin and Range*, se ha propuesto que dicha área ha sido sometida a metamorfismo en facies de anfibolitas a facies de granulitas, posteriormente debido a un evento termal retrogrado se genera un conjunto mineral de facies de esquistos verdes (Anderson, 1987). En la sierra Pie de Palo que forma parte de las Sierras Pampeanas en Argentina, se presentan esquistos de talco y tremolita, los cuales aparentemente se generaron a partir del metamorfismo regional de rocas calcáreas (Dalla y Varela, 1984), la siguiente reacción es aplicable para la generación de talco a partir de dolomitas (Tilley, 1948):



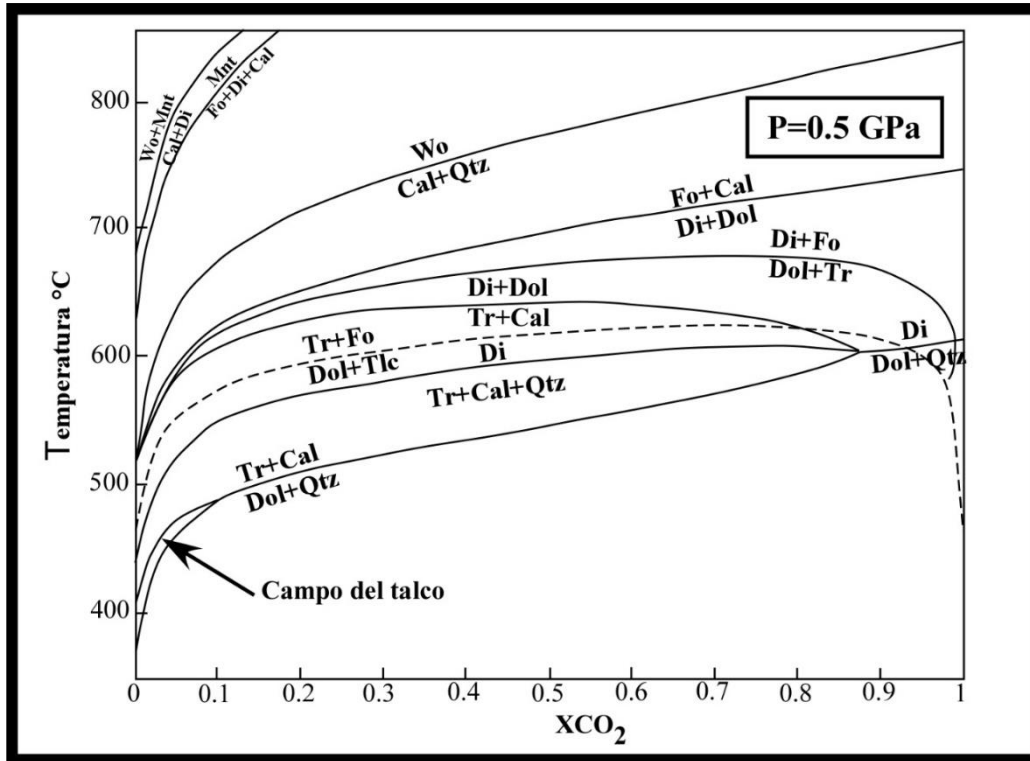
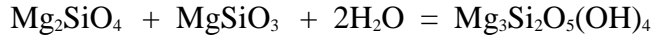


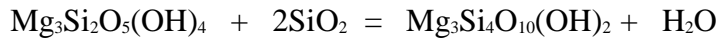
Figura 1-2: Diagrama de estabilidad para el talco, a partir de rocas sedimentarias. Cal: Calcita, Di: Diópsido, Dol: Dolomita, Fo: Forsterita, Mnt: Montmorillonita, Qtz: Cuarzo, Tlc: Talco, Tr: Tremolita, Wo: Wollastonita (Winter, 2010; modificado).

1.4.2 Generación de talco a partir de rocas ultramáficas

La formación del talco debido a la alteración de rocas ultramáficas es generalmente precedida por la transformación de las rocas originales a serpentinita (Chidester, 1962; Greene, 1995). La serpentinitización es un proceso de alteración metamórfica que suele afectar a las rocas ultramáficas, el cual se caracteriza por una trayectoria de metamorfismo retrogrado que normalmente ocurre en el fondo oceánico. El talco se asocia comúnmente con la alteración de ortopiroxeno, olivino y serpentina, generalmente presentándose a lo largo de fracturas y también en rocas deformadas (Hernández Ríos, 2015), para este caso el talco puede presentarse a temperaturas de hasta 680 °C (Figura 1-5; Winter, 2010). Las siguientes reacciones pueden mostrar el camino para formar talco, a partir de rocas ultramáficas (Chidester, 1962; Coleman, 1977).

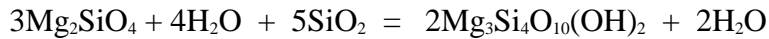


Forsterita Enstatita Agua Lizardita



Lizardita Cuarzo Talco Agua

En todo cuerpo ultramáfico incorporado en cinturones de colisión, se presenta una diferencia química con la composición general de la corteza continental que lo rodea y como resultado, los lentes de rocas ultramáficas son vulnerables a metasomatismo y reacciones de sistemas abiertos. La reacción típica es un intercambio SiO_2 - MgO , en el cual la roca ultramáfica pierde MgO y la roca cortical aporta el SiO_2 (Bucher y Grapes, 2011).



Olivino Agua Sílice Talco Agua

El talco también se puede producir si hay una adición de CO_2 o SiO_2 al sistema



Serpentina Talco Magnesita Agua

La formación de talco y minerales asociados a partir de la serpentinita es generalmente realizada por las soluciones hidrotermales relacionadas a la actividad plutónica, o más comúnmente al metamorfismo regional, el dióxido de carbono puede ser un importante componente en esas soluciones. La formación de talco generalmente es un proceso no relacionado al evento de serpentización (Greene, 1995). En el área de la cuenca de Sivas en Turquía, están presentes depósitos de talco, el cual ha sido generando tanto en series ofiolíticas del Cretácico, así como en rocas siliciclásticas del Paleoceno (Yalcin y Bozcaya, 2006).

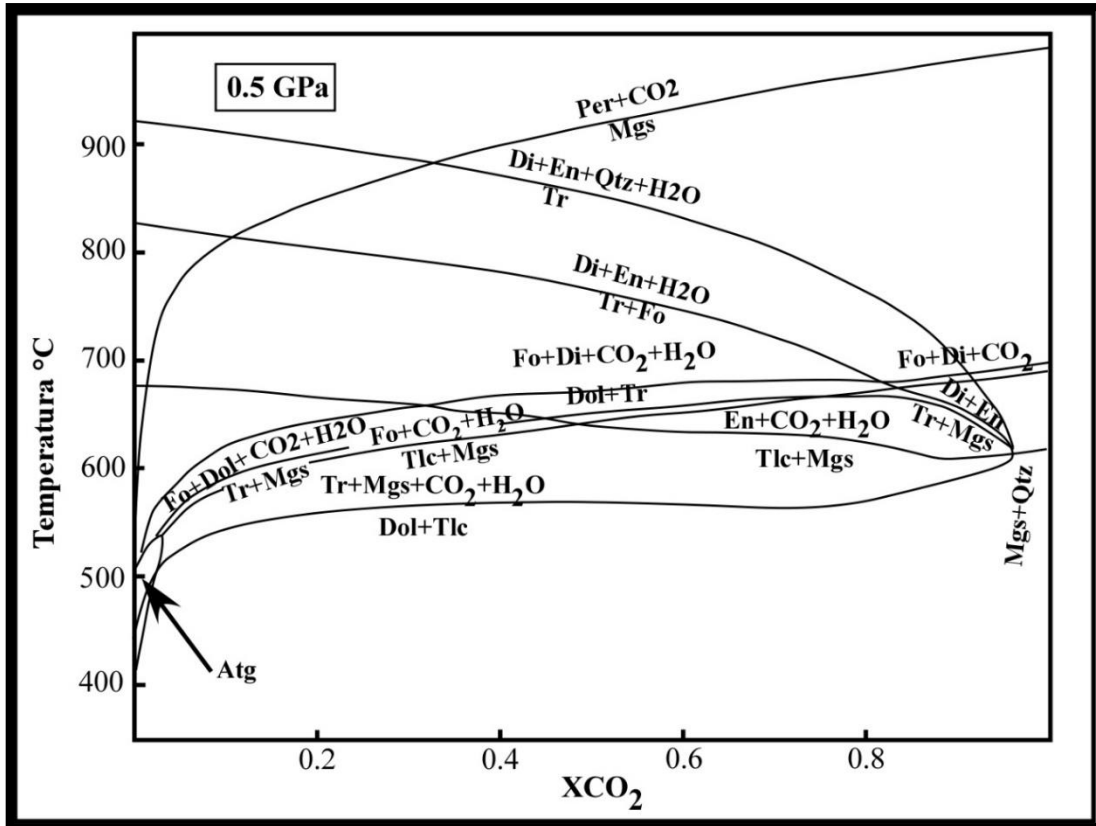


Figura 1-3: Diagrama de estabilidad para el talco, a partir de rocas ultramáficas. Di: Diópsido, Dol: Dolomita, En: Enstatita Fo: Forsterita, Mgs: Magnesita, Qtz: Cuarzo, Tlc: Talco, Tr: Tremolita, (Winter, 2010; modificado).

1.5 Comparativa de esquistos de talco, noreste-sur de México

En el sur de México, está presente el complejo ultramáfico-máfico Tehuiztongo-Tecomatlán, en el estado de Puebla. Este complejo (Figura 1-6) pertenece al terreno tectonoestratigráfico Mixteco (Carbadillo *et al.*, 2006), el cual está caracterizado por la presencia de basamento del Paleozoico Inferior constituido por el complejo polimetamórfico Acatlán. Dicho complejo se subdivide en los Grupos Petlancingo y Piaxtla. Este último es una secuencia alóctona de rocas ultramáficas-máficas asociadas a sedimentos pelíticos (Formación Xayacatlán). Las rocas de este grupo están afectadas por metamorfismo en facies de eclogita (Ortiz *et al.*, 2006).

La secuencia alóctona constituida por peridotitas serpentinizadas, metabasitas eclogitizadas, esquistos pelíticos y cuarcitas, es interpretada como una ofiolita

desmembrada de tipo de zona de suprasubducción. En Tehuiztingo hay escamas fuertemente deformadas y metamorfizadas de serpentinita, que se han interpretado como porciones del cuerpo mayor serpentínico. Este es una masa elongada orientada N-S de 7 km de longitud por 0.5 km de ancho cuyo protolito pueden ser harzburgitas asociadas a diques espilitizados y metagabbros de augita y tremolita, las cuales fueron emplazadas diapíricamente y yuxtapuestas a lo largo de una falla inversa en la Formación Tecomate (Ortiz *et al.*, 2006).

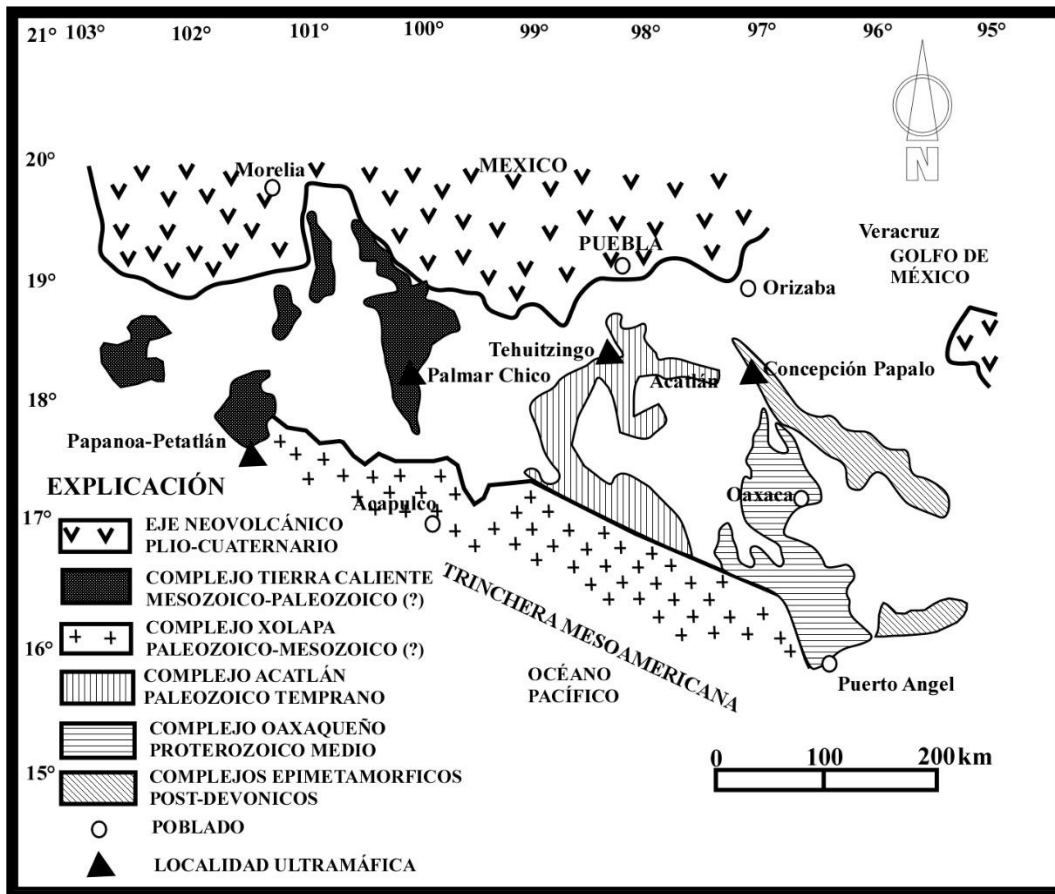


Figura 1-4: Ubicación del complejo ultramáfico-máfico Tehuiztingo-Tecomatlán (Carbadillo *et al.*, 2006; modificado).

Las rocas ultramáficas son en su mayoría esquistos de antigorita-lizardita con casi un 100% de serpentización, con esquistos de talco, esquistos de clorita y serpentinitas masivas. Estas rocas ultramáficas forman parte del complejo Acatlán, el cual presenta una historia de formación compleja, presentando un sector generado por el prisma acrecional presente en el margen occidental de Gondwana. Debido a esto se pueden determinar las

siguientes similitudes entre el esquistos de talco de Aramberri y el perteneciente a la Formación Xayacatlán: 1) Ambos pertenecen al cinturón Granjeno-Acatlán, 2) las rocas de los dos sectores presentan edades del Paleozoico, 3) presentan una litología y estructuras similares (Ortiz *et al.*, 2006).

1.6 Hipótesis

En la región de Aramberri, N.L. en la zona conocida como Alto de Aramberri, donde aflora el Esquisto Granjeno, se encuentran emplazados de manera tectónica una serie de cuerpos de talco. Estos probablemente se generaron a partir de rocas ultramáficas de suites ofiolíticas, pertenecientes al piso oceánico del Rheico.

1.7 Objetivos

El objetivo principal de la presente tesis ha sido la caracterización de las distintas variedades del esquistos de talco, así como determinar su origen, en relación con las demás unidades metamórficas que conforman ese sector del basamento de la Sierra Madre Oriental, en particular con el Esquisto Granjeno.

Para llegar a esto fue necesario alcanzar los siguientes objetivos particulares:

- Conocer y entender la geología de la zona, de manera que se puedan identificar las diferentes litologías presentes, así como las estructuras que se presentan en la zona.
- Caracterizar la mineralogía y relaciones texturales de los cuerpos de esquistos de talco.
- Caracterizar geoquímicamente al Esquisto de Talco por medio de elementos mayores y trazas.
- Proponer un modelo petrogenético considerando la historia geológica del basamento de la Sierra Madre Oriental.

1.8 Metodología

Para poder realizar los objetivos planteados fue necesario llevar a cabo la siguiente metodología.

1.8.1 Trabajo de Campo

Cartografía geológica escala 1:5,000 en el área de la mina de talco, usando como base el mapa topográfico de Aramberri del INEGI, así como el mapa geológico realizado por el Servicio Geológico Mexicano en 2008 (hoja G14-C87 escala 1 : 50,000).

Revisión geológica de las diferentes unidades que se observan, en la zona, así como la recolección de muestras frescas e *in situ* de los diferentes afloramientos de interés.

1.8.2 Trabajo de Laboratorio

Elaboración de secciones delgadas de las muestras recolectadas en campo, para poder llevar a cabo un reconocimiento de las texturas de las rocas, así como los minerales que componen a las mismas, es decir, llevar a cabo el análisis petrográfico de las muestras.

De igual modo fueron seleccionadas 15 muestras para su posterior tratamiento y análisis. La determinación de elementos mayores (% peso) se llevó a cabo por medio de Espectrometría de Emisión Óptica con Plasma Acoplado por Inducción (*ICP-OES*). Por otra parte, los elementos traza (ppm), incluyendo elementos de tierras raras (*REE*), fueron analizados por Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción (*ICP-MS*) en los laboratorios de ACME Labs., Canadá.

Así como el análisis de Difracción de Rayos X en el Instituto de Metalurgia de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, esto para precisar mejor su origen.

1.8.3 Trabajo de Gabinete

Elaboración del mapa geológico escala 1 : 5,000, análisis e interpretación de los resultados geoquímicos de las muestras, esto utilizando diversos diagramas, integración de todos los resultados, para finalmente realizar la elaboración del documento de tesis.

CAPITULO II

2 Geología Regional

2.1 Sierra Madre Oriental

El área donde afloran los cuerpos de esquistos de talco forma parte a manera regional de la denominada Sierra Madre Oriental, la cual es la cordillera montañosa más representativa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Figura 2-1), presentando una orientación noroeste-sureste al oeste de Torreón y casi este-oeste entre Torreón y Monterrey para posteriormente orientarse de noroeste a sureste en el sector de Monterrey-Teziutlan y al sur de la cubierta del Cinturón Volcánico Mexicano, en el sector Zongolica, con una longitud de más de 800 km (Eguiluz *et al.*, 2000; Chávez Cabello, 2005). El relieve de dicha cordillera se debe a la deformación de rocas mesozoicas, así como de su complejo basal, la cual fue causada por dos procesos distintos de deformación. El primer evento se define como de “piel delgada” y durante este los estratos del Jurásico Superior al Cretácico se plegaron y fallaron, esto similar al evento deformacional denominado como orogenia Sevier. El otro evento deformacional es definido como de “piel gruesa” y durante este el basamento fue levantado a lo largo de fallas reactivadas (Eguiluz *et al.*, 2000; Chávez Cabello, 2005; Gray y Lawton, 2011; Yonkee y Weil, 2015), este evento relacionado a la orogenia Laramide. Este cinturón plegado se originó durante el Cretácico Tardío-Eoceno y se caracteriza por presentar anticlinales arqueados, elongados, volcados y apretados hacia el Norte y Noreste (Jasso Saldaña, 2007).

Debido a los distintos estilos en la deformación se han generado debates con respecto al evento tectónico que generó a la SMO, por un lado se tiene que la mayor deformación es de cobertura, esto debido a una importante contribución de los estratos evaporíticos como horizontes de despegue, sin embargo, en algunos sectores el basamento contribuyó a la deformación, debido a esto el término de Orogenia Laramide para la SMO ha sido discutido por muchos autores, llegando a proponerse el término de orogenia Hidalgoense, sin embargo, este no es muy utilizado (Eguiluz *et al.*, 2000; Chávez Cabello, 2005; Torres Sánchez, 2015). La edad de la deformación de la SMO ha sido determinada entre 84-44 Ma

en base a dataciones de Ar/Ar en illitas encontradas en los pliegues y en zonas de cizalla (Fitz Díaz *et al.*, 2014), esta edad es muy similar a la edad de deformación del cinturón Laramide de la cordillera de Norteamérica, la cual se sitúa en el rango de 70-50 Ma (Yonkee y Weil, 2015). Debido a los diferentes estilos de deformación, así como a la posterior erosión, se han generado ventanas en las cuales afloran partes del basamento paleozoico, como lo son el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, y los altos de Miquihuana, Bustamante y Aramberri.

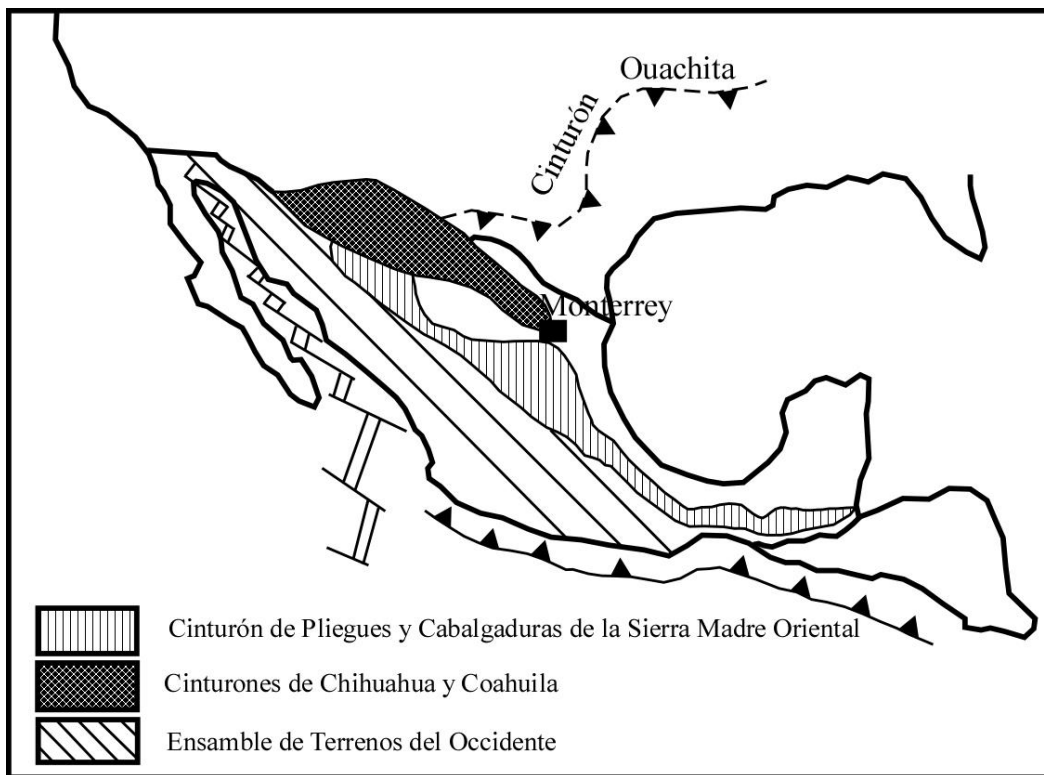


Figura 2-1: Mapa de México que muestra el Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (Chavéz Cabello, 2005; modificado).

2.2 Alto de Aramberri

En el noreste de México, durante la deformación que generó el cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental, estaban presentes una serie de altos de basamento, los cuales en gran medida controlaron la deformación de la cubierta sedimentaria. Al sur

del estado de Nuevo León, cerca del límite entre dos unidades con diferentes características estructurales y paleogeográficas: La Plataforma Valles-San Luis Potosí y La Sierra Madre Oriental (Tardy *et al.*, 1976), se encuentra el Alto de Aramberri (Figura 2-2). Este y de acuerdo a Meiburg y colaboradores (1987) se compone de rocas metamórficas de bajo grado (en facies de esquistos verdes), las cuales fueron consideradas como parte de la prolongación hacia el Sur del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon.

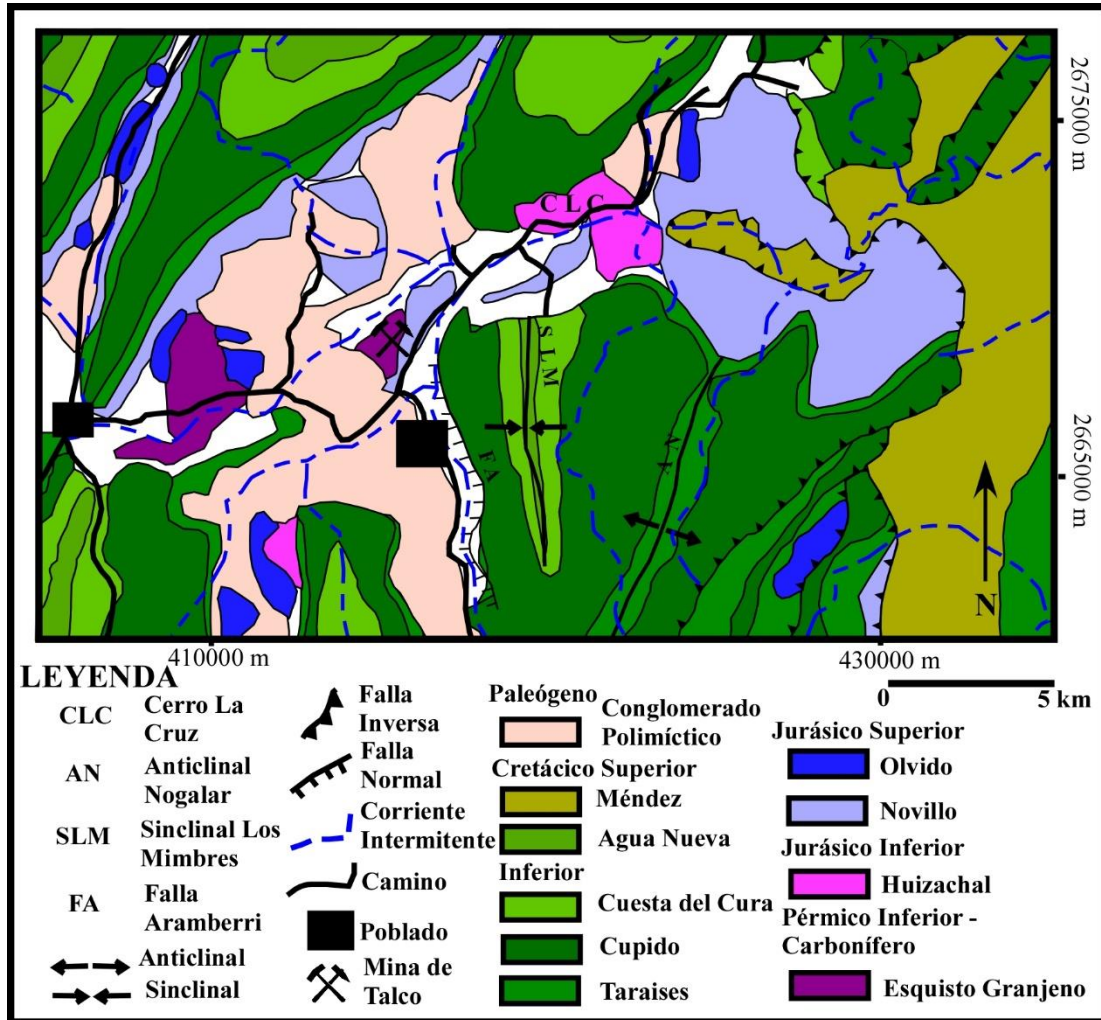


Figura 2-2: Mapa geológico del Alto de Aramberri (Servicio Geológico Mexicano hoja Linares G14-11; modificado).

Posteriormente los esquistos que afloran en Aramberri han sido relacionados al Esquisto Granjeno del anticlinorio Huizachal-Peregrina y a los altos de Miquihuana y Bustamante (Barboza Gudiño *et al.*, 2011), interpretando a estas rocas como el producto de un complejo

de subducción instaurado en el margen occidental de Pangea, a manera de un cinturón no colisional, el cual aparentemente produjo las fases tardías para el Complejo Acatlán. A este cinturón se le denomina ahora “Granjeno-Acatlán” (Figura 2-3). El metamorfismo y deformación del Esquisto Granjeno se interpreta que estaría relacionado a una posible fase de subducción de bajo ángulo durante el Carbonífero-Pérmico y su levantamiento relacionado a una etapa de alto ángulo (Barboza Gudiño *et al.*, 2011; Torres Sánchez, 2015).

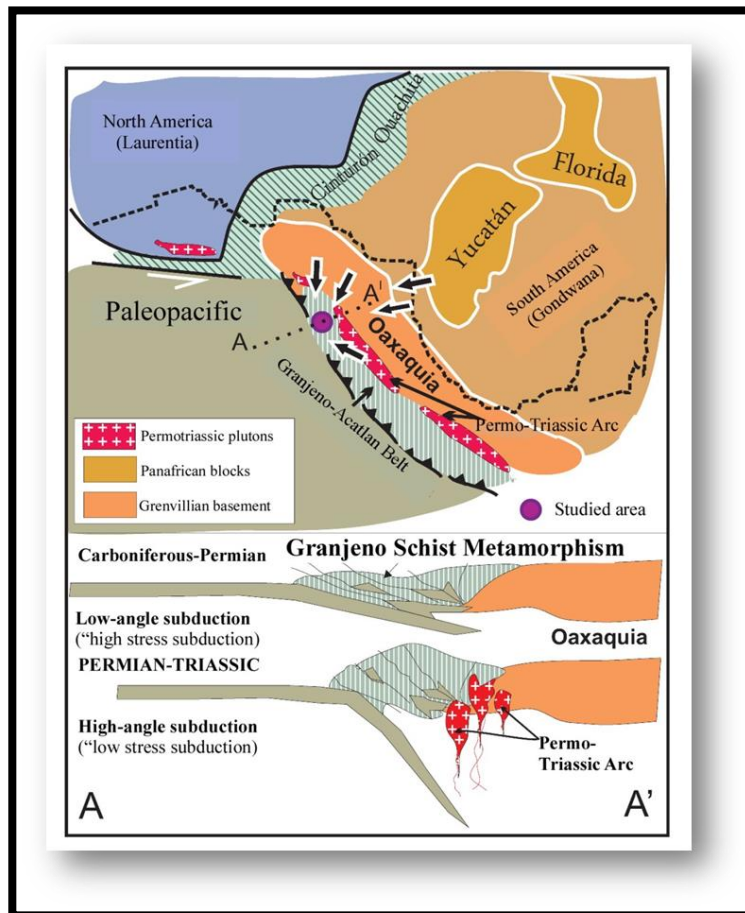


Figura 2-3: Modelo paleogeográfico de los cinturones Sonora-Ouachita-Marathon y Granjeno-Acatlán, en la porción ecuatorial de la margen occidental de Pangea (Barboza Gudiño *et al.* 2011).

El Esquisto Granjeno en el área de Aramberri presenta litologías muy variadas que se relacionan directamente con fuertes variaciones de los protolitos. Estas son: metapelitas, metapsamitas, metaconglomerados, metatobas y metalavas (Meiburg *et al.*, 1987; Torres Sánchez, 2015).

Los esquistos se encuentran subyaciendo a las rocas volcánicas y capas rojas del Jurásico Temprano a Medio de la Formación La Boca, así como a brechas de la Formación La Joya del Jurásico Medio a Superior, de igual manera a evaporitas y carbonatos de la base de la transgresión marina del Jurásico Superior (Figura 2-4), pertenecientes a las formaciones Novillo y su equivalente Minas Viejas y Zuloaga (Figura 2-4). (Casas Peña, 2016).

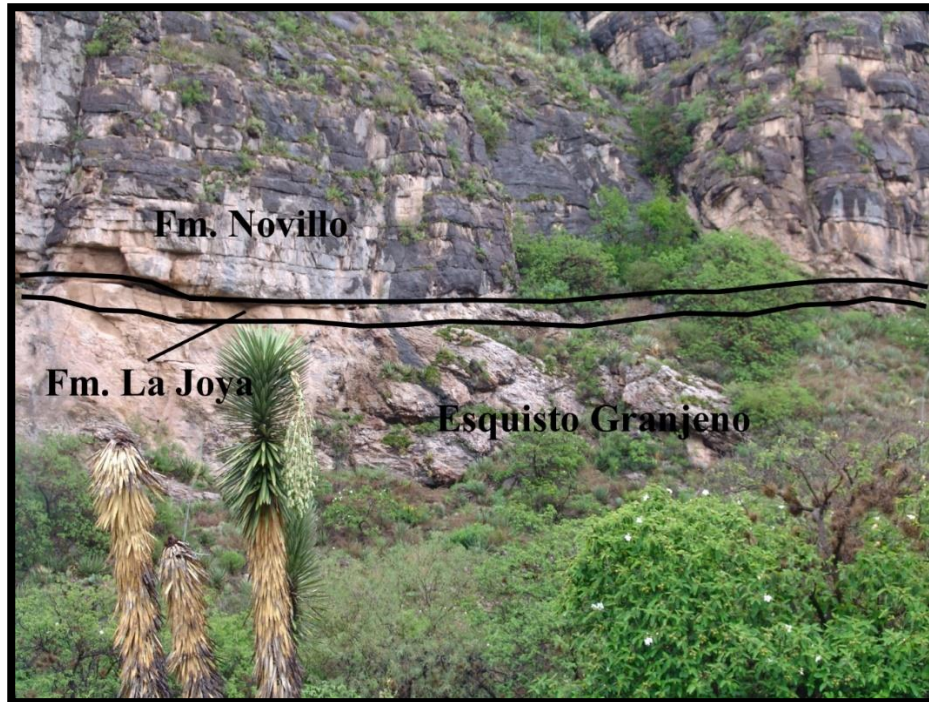


Figura 2-4: Contacto litológico del Esquisto Granjeno, Formación La Joya y la Formación Novill

De acuerdo a Casas Peña (2016) en su revisión estratigráfica realizada en el Cerro La Cruz (borde oriental del Alto de Aramberri, ver Figura 2-2) el Esquisto Granjeno es cubierto discordantemente y tras un prolongado hiatus (Carbonífero a Jurásico temprano) por rocas volcánicas ácidas y lechos rojos de la Formación La Boca del Jurásico Temprano y brechas de la Formación La Joya del Jurásico Medio, ambas del Grupo Huizachal. Este a su vez es sobreyacido por paquetes sedimentarios del Grupo Zuloaga, conformado por evaporitas y carbonatos de las Formaciones Novillo y Olvido. La secuencia continúa concordantemente con los sedimentos carbonatados y siliciclásticos de la formación La Casita (Jurásico) y Taraíses, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez, del Cretácico (ver Figura 2.5).

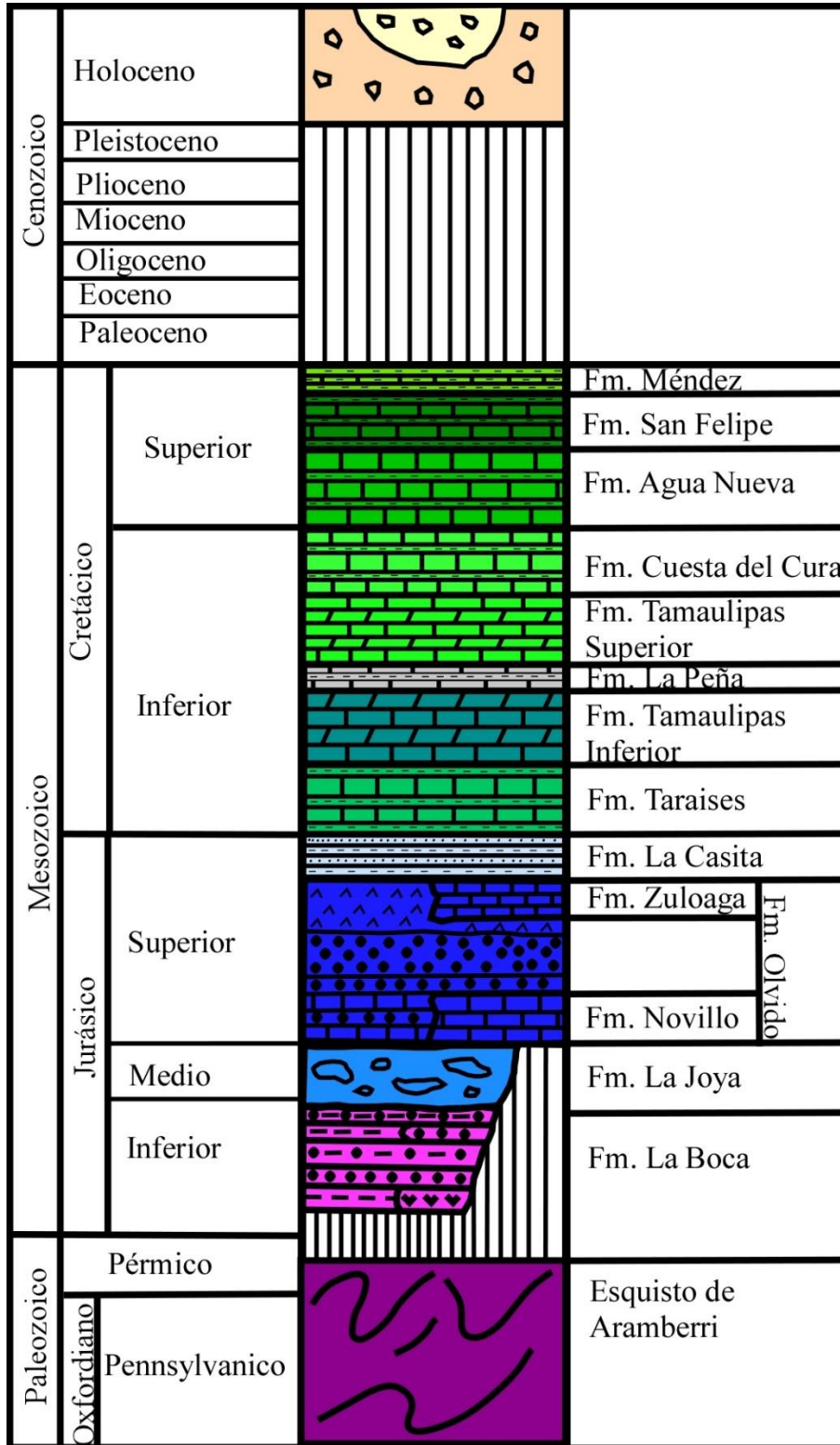


Figura 2-5: Columna estratigráfica para el área de Aramberri (SGM, 2012 clave G14-C87 y Casas Peña, 2016, modificado).

2.2.1 *Esquistos de Aramberri*

Como ya se mencionó los esquistos que afloran en Aramberri forman parte del Cinturón Granjeno-Acatlán. En el presente trabajo se les denominará en particular como Esquisto de Aramberri. A continuación, se describen de manera general sus variaciones litológicas.

Dentro de las rocas con protolitos metasedimentarios se encuentran:

2.2.1.1 Esquisto Pelítico

Esta roca presenta grano muy fino, posee una tonalidad grisácea, así como una foliación muy bien marcada (Figura 2-6a), esto debido a que mineralógicamente se compone de micas, en su mayoría muscovita \pm biotita, también presenta cuarzo, albita, clorita y grafito. Este tipo de roca presenta una textura lepidoblástica, con bandas micáceas que envuelven sectores lentiformes de cuarzo y plagioclasa. También se observan texturas porfidoblásticas constituida por una matriz de cuarzo, muscovita y grafito, mientras que los pórfidoblastos son de albita. El protolito de estas rocas ha sido identificado como lutitas (Torres Sánchez, 2015).

2.2.1.2 Esquisto Psamítico

A diferencia del Esquisto Pelítico, estas rocas son más competentes, presentando una textura granoblástica, compuesta en su mayoría por cuarzo (Figura 2-6b), donde aparentemente la morfología de este mineral, determina el tipo de textura de la roca: textura granoblástica con cuarzo microcristalino <0.05 mm de diámetro, textura granoblástica con cuarzo suturado (0.2-0.05), textura granoblástica con cuarzo suturado y mica (0.1-1mm), además también presenta cristales de circón, hematita, turmalina y pumpellita, el protolito de esta roca se define como una arenisca con feldespatos (Torres Sánchez, 2015).

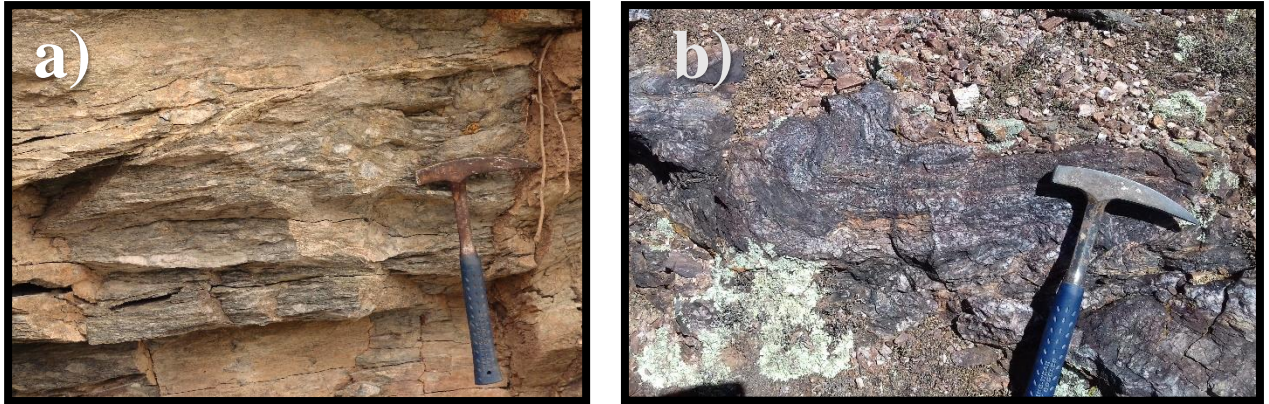


Figura 2-6: a) Afloramiento de Esquisto Pelítico. b) Afloramiento de Esquisto Psamítico. Tomadas en el arroyo El Contadero.

2.2.1.3 Cuarzita

Esta roca se compone en su mayoría por cuarzo, sin embargo, también presenta cristales de granate, muscovita, clorita y minerales opacos. Estas rocas han sido explotadas en la mina Ampliación Yerbaniz. Esta roca posee una coloración rojiza, seguramente debido al contenido en óxidos de hierro (Figura 2-7a). Debido a su gran contenido de cuarzo esta roca es muy competente y ha sido explotada en los últimos años en la región, el cuarzo proveniente de estas rocas se puede utilizar por su dureza como abrasivo. Los cristales aislados se pueden utilizar como semiconductores, material de carga y en la cerámica. El protolito de esta roca es una arenisca rica en cuarzo (Torres Sánchez, 2015).

2.2.1.4 Metaconglomerado

Estas rocas se caracterizan por presentar clastos de rocas, los cuales pertenecieron a rocas preexistentes, la matriz de estas rocas presenta una foliación bien marcada, así como el Esquisto Pelítico (Figura 2-7b).

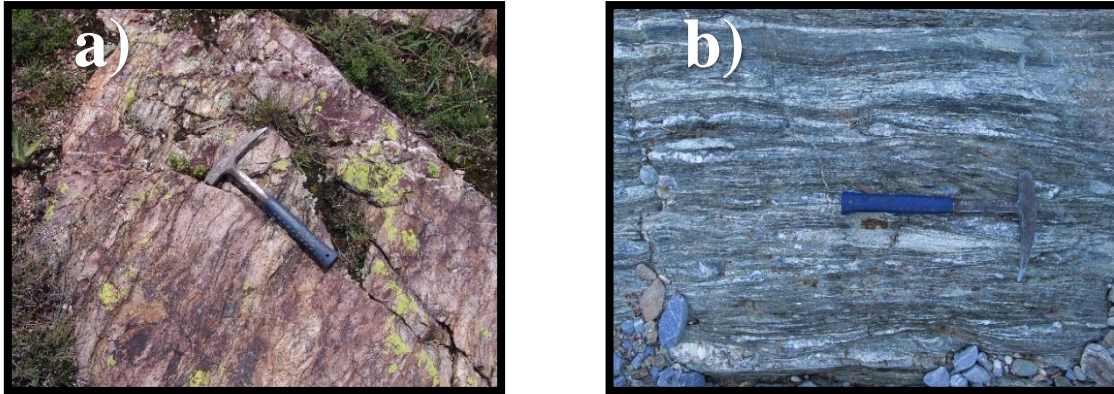


Figura 2-7: a) Afloramiento de Cuarcita. b) Afloramiento de Metaconglomerado Tomadas en el área de la mina María Fara.

Dentro de las rocas metaígneas se encuentran:

2.2.1.5 Metalava almohadillada

Estas rocas ocurren como litosomas de aproximadamente 2-5m. presentando grano grueso y tonalidades verdosas, sobreyaciendo a metapelitas y cuarcitas. Estas estructuras se encuentran bien preservadas, bordeadas por la foliación principal (Figura 2-8a). La presencia de estas rocas indica la fusión parcial de una fuente profunda enriquecida que puede ser relacionada a la interacción de una pluma con una dorsal (Torres Sánchez, 2015).

2.2.1.6 Metabasalto

Se encuentran como afloramientos masivos y se distinguen del resto por su litología con tonalidades verdosas y su grano grueso (Figura 2-8b). La presencia de basaltos enriquecidos al igual que las lavas almohadilladas nos indican un origen de pluma del manto.

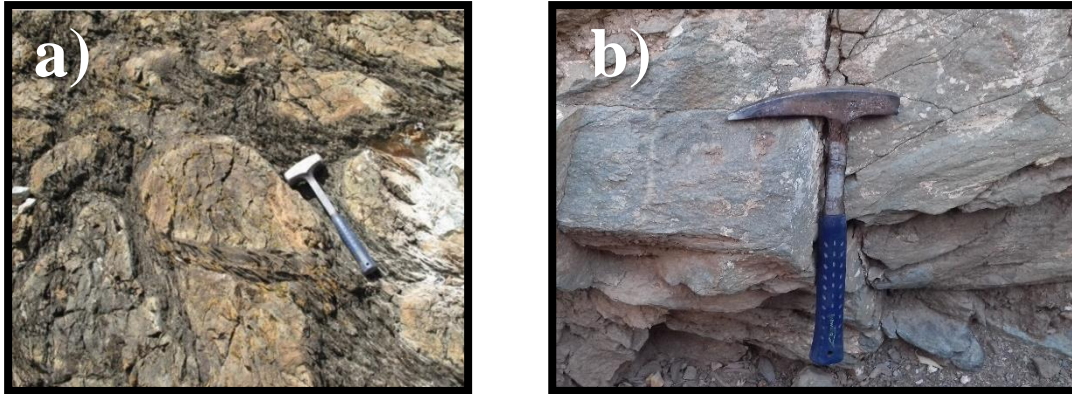


Figura 2-8: a) Afloramiento de Cuarzita. b) Afloramiento de Metaconglomerado Tomadas en el área de la mina María Fara.

2.2.1.7 Esquisto de Talco

En el área del alto de Aramberri, están presentes una serie de cuerpos de esquisto de talco, los cuales se pueden observar en los tajos y socavones de la mina María Fara. El esquisto de talco, también denominado como esteatitas en la literatura, se encuentra dentro de las rocas metapelíticas y metavolcánicas. Estos cuerpos alcanzan espesores de varios metros y se encuentran a distintos niveles topográficos, en el área están presentes cinco tajos y cuatro socavones, a partir de los cuales el material ha sido extraído de manera intermitente (Figura 2-9a y b).



Figura 2-9: a) Talco presente en un tajo en el área de la mina María Fara. b) Entrada de un socavón, a partir de donde se extraía material.

CAPITULO III

3 Geología del Valle del Contadero

En alto de Aramberri, aproximadamente a cuatro kilómetros al este del pueblo de Aramberri se encuentra la entrada al Valle del Contadero, en el cual se observa una gran variedad litológica, dentro de la cual se encuentran rocas metamórficas pertenecientes al Esquisto Granjeno, las cuales son las rocas más antiguas de la zona, presentando edades del Paleozoico, y se encuentra una gran variedad litológica esto debido a la gran variedad en los protolitos a partir de los cuales se generaron, entre estas se encuentran: metapelitas, metapsamitas, cuarcitas, metaconglomerados, rocas metavolcánicas y esquisto de talco. sobreyaciendo a las rocas metamórficas se encuentra una cobertura sedimentaria del Mesozoico, la cual se compone de las formaciones: La Joya y Novillo.

La distribución de las unidades del área de la mina se puede apreciar en el mapa geológico (Figura 3-1), realizado escala 1:5,000, para este sector del alto de Aramberri, en el cual se observa que los cuerpos de esquisto de talco se encuentran dentro del paquete esquistoso de la zona emplazados tectónicamente, es decir los cuerpos de talco se restringen al basamento del área.

La estratigrafía del litodema del esquisto, no está bien establecida, en el caso del área de la mina de talco en Aramberri se encuentran intercalaciones de esquisto pelítico, psamítico, y rocas metavolcánicas, debido a esto se hace mención a la mayor parte de esta área como una zona de intercalaciones, debido a que en ocasiones los paquetes presentan espesores de menos de un metro. Dentro del esquisto, en la zona de mayor elevación topográfica, en las zonas de contacto con la Formación La Joya, se encuentran aflorando los cuerpos de cuarcita, por lo que podemos definir tentativamente a estas rocas como la parte superior del paquete esquistoso, directamente en contacto $355/43^\circ$ se encuentra el conglomerado de La Joya, dicha formación se encuentra en una zona más elevada, hasta entrar en contacto con paquetes calcáreos pertenecientes a la Formación Novillo $355/30^\circ$ - $013/32^\circ$, esto en la cima del cerro en el área.

Se realizaron dos perfiles del área (Figura 3-2), esto para observar cómo se comportan los cuerpos de esquisto de talco dentro de la litodema, ya que se observan dos grupos de cuerpos, los primeros subhorizontales mostrando buzamientos de 20° y 55° y el otro grupo de manera subvertical con buzamientos de 82° y 85° . Estos cuerpos se observan en los tajos a partir de los cuales se extrajo el material: T1, T2, T3, T4 y T5 (ver Figura 3-1), así como en algunos de los socavones: S1, S2, S3 y S4 (ver Figura 3-1).

En general la foliación de los esquistos presenta una orientación de $170-180^\circ$, con buzamientos que van desde los 37° hasta los 85° , esto en respuesta al plegamiento presente dentro de los esquistos, por lo que en algunos sectores en el mapa la foliación de se encuentra buzando en sentido contrario a otras zonas.

Como se mencionó anteriormente la mina de talco, se encuentra dentro de la Sierra Madre Oriental, en el denominado alto de Aramberri, en el cual estructuralmente el área se encuentra dentro de un domo o antifirma, en el cual el núcleo se compone por el esquisto, siendo este la roca más antigua de la región, mientras que en lo flancos se encuentra la formación La Joya y sobreyaciendo a esta se observan los estratos de calizas de la Novillo.

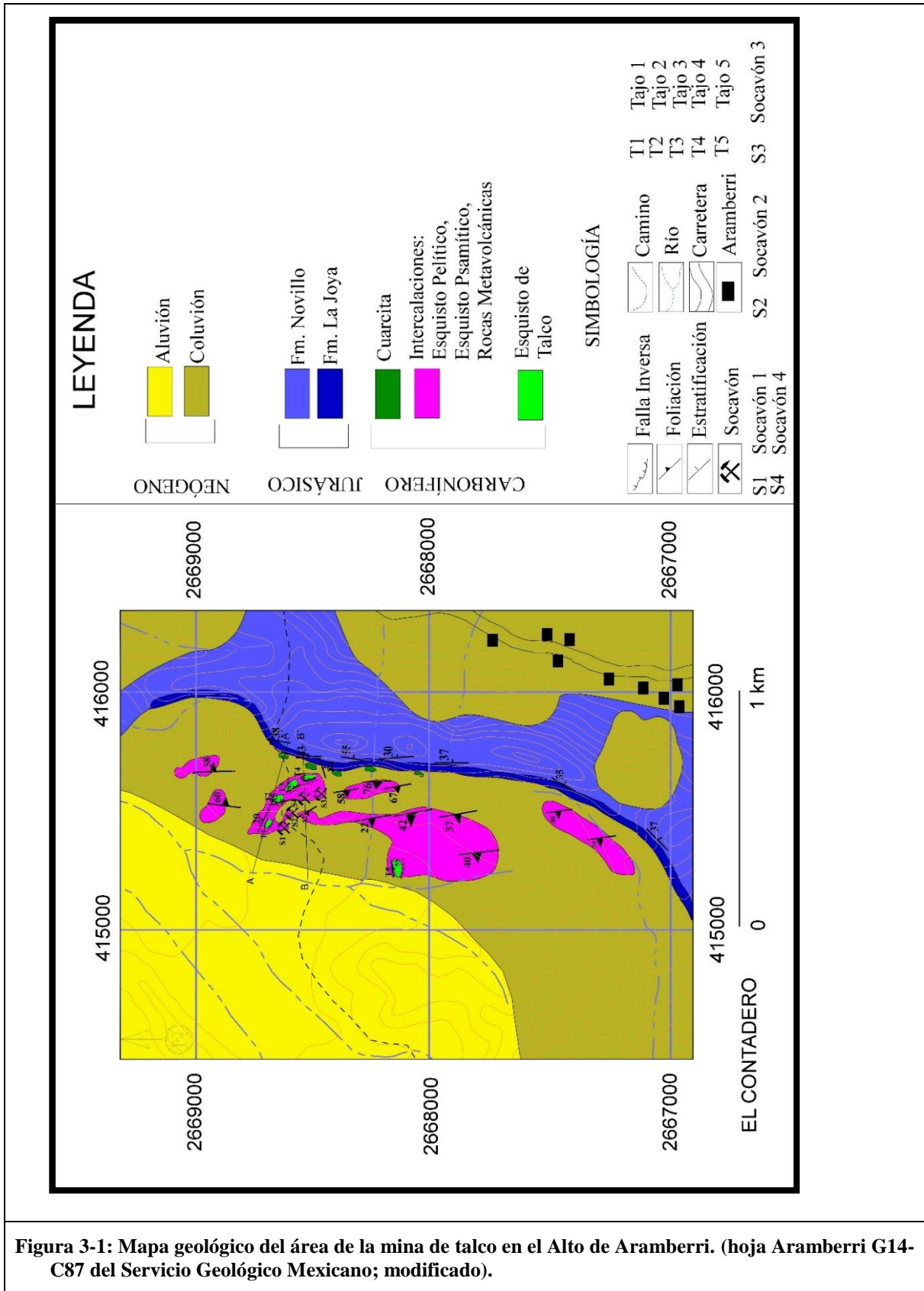


Figura 3-1: Mapa geológico del área de la mina de talco en el Alto de Aramberri. (hoja Aramberri G14-C87 del Servicio Geológico Mexicano; modificado).

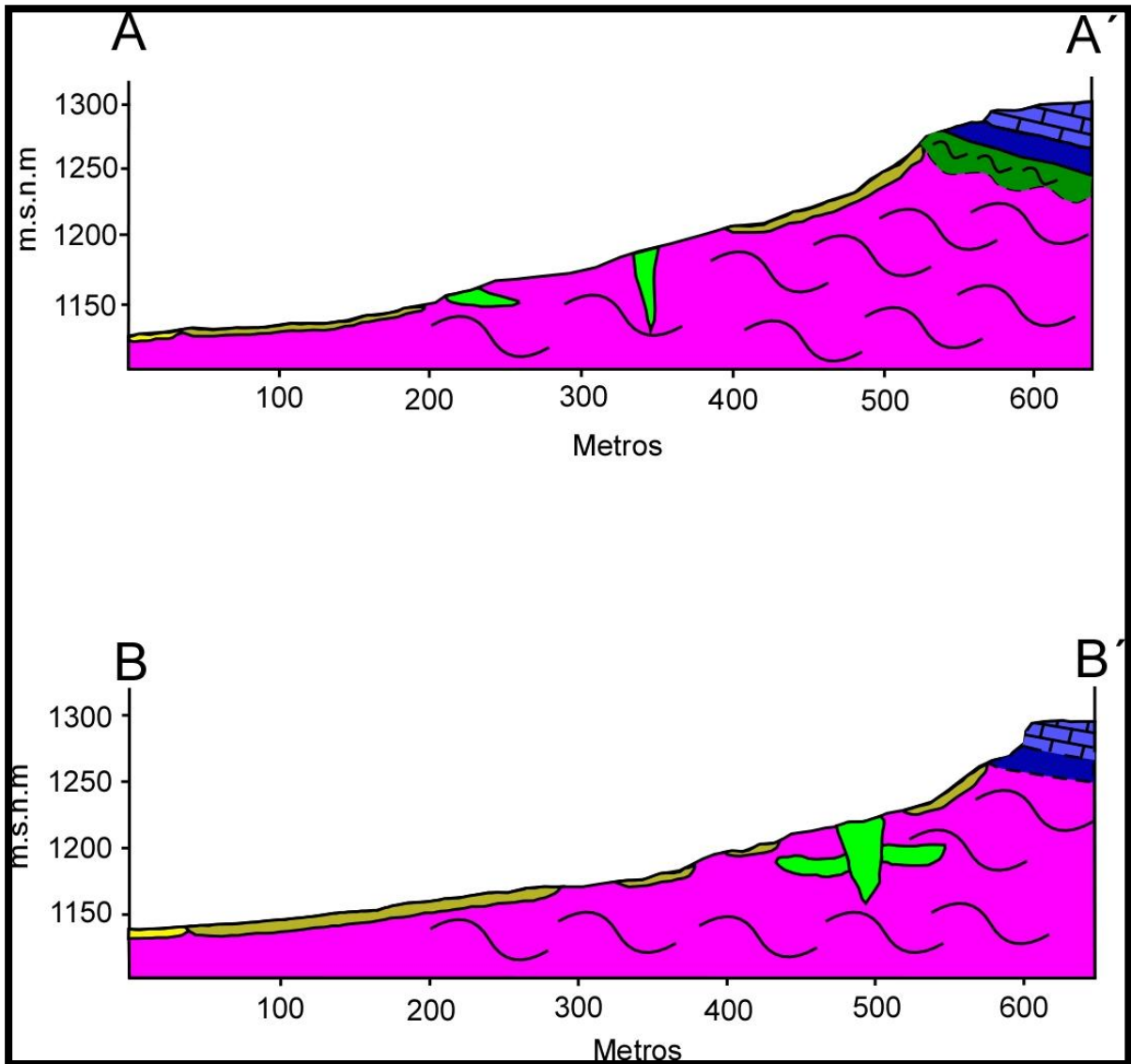


Figura 3-2: Perfiles geológicos para el área de la mina de talco del Alto de Aramberri (Leyenda ver Figura 3-1).

3.1 Esquisto de Aramberri

3.1.1 *Esquisto Pelítico*

Estas rocas, presenta una foliación bien marcada (Figura 3-3), esto debido a que mineralógicamente se compone principalmente de muscovita, biotita y clorita, por otro lado, las rocas muestran una coloración grisácea, con un brillo metálico al exponerse al sol, este efecto generado por su contenido mineralógico. Estos esquistos presentan segregaciones de cuarzo, las cuales en ocasiones se encuentran fracturadas, según Torres Sánchez (2015), estas rocas se encuentran menos deformadas y son más competentes que las rocas metasedimentarias del Anticlinorio Huizachal-Peregrina.

El protolito de estos esquistos aparentemente fueron rocas lutíticas, las cuales se depositaron en la trinchera a manera de cuña acrecional durante la subducción en el margen occidental de Gondwana, Dentro del Esquisto Granjeno estas rocas parecen ser las más abundantes, siendo intercaladas con diferentes tipos de esquistos.

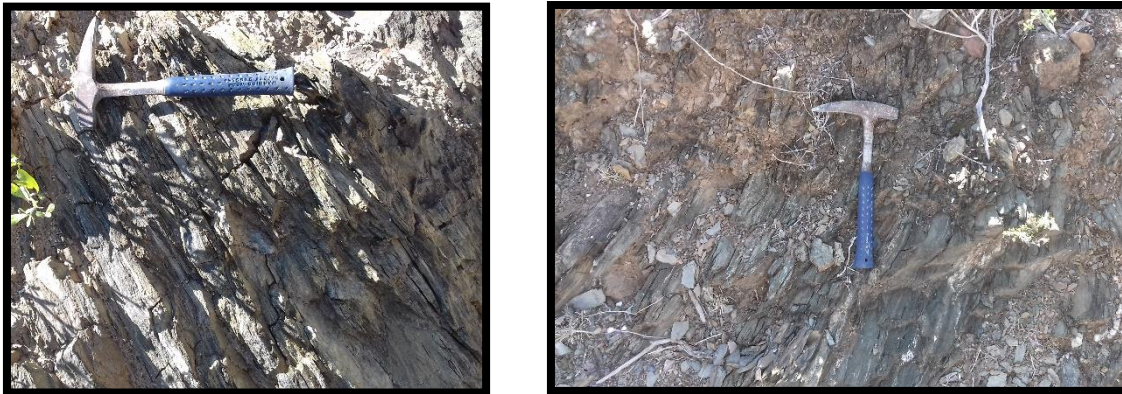


Figura 3-3: Afloramientos del Esquisto Pelítico en el area de Aramberri. Tomadas en el Valle del Contadero.

3.1.2 *Metapsamitas*

Las metapsamitas son más competentes que las metapelitas, esto en respuesta a su contenido mineralógico, el cual se compone de cuarzo, albita, clorita, muscovita, biotita y clorita. Estas diferencias son consecuencia del protolito de estas rocas, el cual se trataba de una arenisca. Debido a esto es más competente que las metapelitas y su foliación es más pobre. También se observa una diferencia en la coloración, ya que estas rocas presentan tonalidades rojizas y verdes, esto en respuesta a su contenido mineral (Figura 3-4).



Figura 3-4: Afloramiento de metapsamitas. Tomada en el área de la mina María Fara.

También se encuentran rocas que no presentan foliación y aparentemente son un tipo de arenisca, pero no es una arenisca de cuarzo, ya que presenta una gran cantidad de minerales del grupo de los feldespatos, refiriéndonos a estas rocas como meta-arcosas (Figura 3-5a).

Estas diferentes litologías se encuentran en forma de intercalaciones en todo el Valle del Contadero (Figura 3-5b).

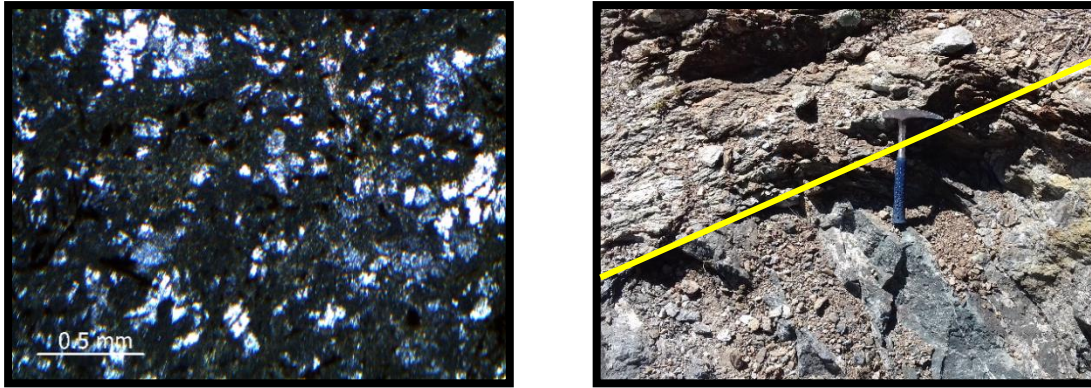


Figura 3-5: a) Imagen en lámina delgada de una metaarcosa. b) intercalaciones en campo de metapelitas y las metaarcosas.

3.1.3 *Cuarcitas*

En el área también están presentes rocas con un gran contenido de cuarzo, mayor al 80% según Torres-Sánchez, estas rocas son mucho más competentes que las demás, componiéndose mineralógicamente de cuarzo en su mayoría, y granate, muscovita, minerales opacos. Debido a su gran contenido de cuarzo, estas rocas han sido explotadas en una mina cercana al área de estudio llamada Ampliación Yerbaniz. Lo que se puede observar de estas rocas es que presentan una foliación muy pobre (Figura 3-6), una coloración rojiza, esto debido a su contenido en óxidos de hierro y sobre todo que estas rocas se encuentran en la parte superior del paquete esquistoso, es decir en las zonas de contacto del esquisto con la formación La Joya, por lo que se puede decir que estas rocas constituyen la parte superior de la litodema.



Figura 3-6: Afloramientos de cuarcitas, presentándose como rocas más competentes y menos foliadas. Tomadas en el área de la mina María Fara.

3.1.4 Metaconglomerados

En la zona también están presentes rocas que contienen clastos, los cuales pertenecen a rocas preexistentes. Estas rocas se encuentran intercaladas con las metapsamitas y metapelitas, presentando foliación, la cual se observa muy bien en las periferias de los fragmentos, según Torres-Sánchez, los clastos están subredondeados y alcanzan tamaños de hasta 20 cm (Figura 3-7).



Figura 3-7: Afloramiento de un metaconglomerado.

3.1.5 Rocas Metavolcánicas

Intercaladas con los esquitos pelítico, psamítico y metaconglomerados, están presentes horizontes que no presentan foliación, además aparentemente son más competentes, y

presentan tonalidades verdosas, estas rocas presentan porfidoblastos de feldespato, mientras que la matriz se presenta altamente cloritizada, según Torres Sánchez (2015), estas rocas metavolcánicas se encuentran enriquecidas al igual que las lavas almohadilladas, por lo que se relacionan a una interacción de una pluma del manto con una dorsal (Figura 3-8).

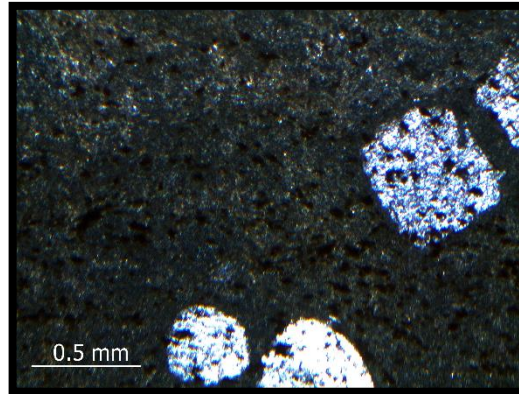


Figura 3-8: Imagen en lámina delgada de una roca metavolcánica, presentando fenocristales de feldespatos.

3.1.6 Esquisto de Talco

Estas son las rocas de interés de la presente tesis. Los cuerpos se presentan emplazados por fallas, aparentemente en dos maneras distintas: la primera de forma concordante con la foliación de los esquistos y la metaestratificación, mientras que la segunda se encuentra de manera discordante a la misma, estos últimos parecen estar cortando a los primeros (Figura 3-9), esta relación de corte se observa en el interior del socavón 4. Los cuerpos presentes en los tajos parecen acuñarse y presentan cizallamiento y brechamiento en las zonas cercanas a los contactos con la roca de la periferia (Figura 3-10), esto es una evidencia del emplazamiento tectónico de estos cuerpos.



Figura 3-9: Zona de corte de los dos grupos de cuerpos de talco: los emplazados de manera concordante a la foliación (subhorizontales) y de manera discordante a la misma (subverticales), donde aparentemente estos últimos cortan a los primeros. Tomada en el interior de mina.



Figura 3-10: Afloramiento de talco emplazado por fallas de manera concordante a la foliación del esquistos, presentando cizallamiento y brechamiento en los bordes del cuerpo. Tomadas en el tajo 1.

El talco se presenta en distintas variedades distinguibles a simple vista, entre las cuales están:

1) El talco atigrado (Figura 3-11), el cual se presenta en forma de un enrejado o vetilleo pequeño de talco y minerales serpentiniticos, que le proporciona a la roca coloraciones verdosas. Esta textura se interpreta como el producto de una esteatización parcial. Estas rocas se observan en los tajos, donde aparentemente una gran parte del material, presenta estas características, estos cuerpos se presentan en espesores de dos a tres metros, alcanzando mayores espesores en algunos sectores, sin embargo, no se aprecian bien los máximos espesores que puede alcanzar este paquete rocoso.



Figura 3-11: Afloramiento de talco atigrado. Tomadas en el tajo 3.

2) El talco blanco, este se encuentra de forma masiva (Figura 3-12), componiéndose en su mayoría por talco, también presenta minerales del grupo de los carbonatos en este caso la magnesita, esta variedad se observa en los tajos, así como dentro de los socavones, el talco blanco se aprecia en los bordes, es decir en las zonas de contacto con la roca encajonante, debido a esto este material en algunos afloramientos presenta cizallamiento, así como brechamiento. Se puede apreciar que en algunos sectores el talco blanco se localiza en los bordes (Figura 3-12), posteriormente conforme avanzamos hasta las partes centrales de los cuerpos, el material se vuelve más atigrado, es decir se observa una cierta zonación entre las variedades de talco en los tajos (Figura 3-13), estos cuerpos presentan espesores de uno hasta aproximadamente siete metros.

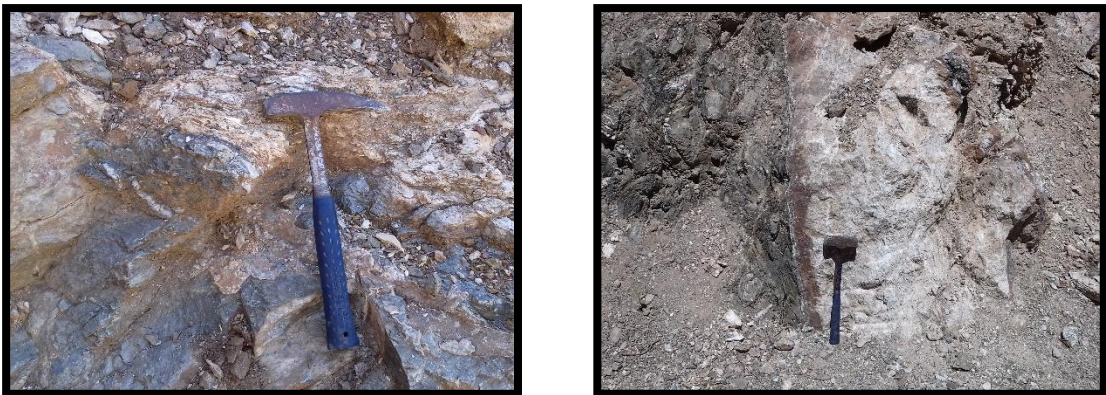


Figura 3-12: Afloramientos del talco blanco, en contacto con la roca encajonante. Tomadas en el tajo 4.



Figura 3-13: Zonamiento de las variedades de talco (Tajo 5).

3) El talco Palmolive (Figura 3-14), es una variedad que es de notable color verde olivo claro, que recuerda las características de ese jabón. sin embargo, no se encuentra en grandes cantidades en los afloramientos, principalmente se presenta en forma de vetas las cuales se encuentran desde espesores de milímetros hasta alrededor de 5 centímetros, estas vetas se localizan dentro de rocas de talco atigrado.



Figura 3-14: Afloramientos de talco "Palmolive". Tomadas en el tajo 4.

3.2 Cobertura Sedimentaria del Mesozoico

Sobre la litodema del Esquisto Granjeno sobreyace una cobertura sedimentaria, la cual se depositó durante el Jurásico. Se puede apreciar un paquete de ignimbritas directamente sobre el esquisto en algunos sectores, dicho paquete corresponde a la Formación La Boca, la cual seguramente se depositó como producto de nubes ardientes, las cuales se toparon con montículos, los cuales provocaron que estas se depositaran alrededor de ellos, estas rocas volcánicas han sido relacionadas a un arco magmático instaurado en el margen occidental de México, denominado como Arco Nazas, siendo correlacionable con unidades que conforman a la Formación Nazas de la parte norte de los estados de Durango y Zacatecas (Barboza Gudiño, *et al.*, 2008). En el sector del Valle del Contadero aparentemente dicha formación no fue depositada, seguramente debido a que este sector conformaba las zonas más elevadas para ese tiempo, en esta zona, el esquisto es sobreyacido directamente por el conglomerado de la formación La Joya, la cual se generó debido a los ambientes de depósito de flujos en masa por gravedad (Rubio Cisneros, *et al.*, 2011). Posteriormente un incremento en el nivel del mar para esta región de México, propicio el depósito de grandes paquetes calcáreos los cuales han sido definidos como Formación Novillo, este nombre propuesto en base a la localidad tipo, la cual es el Cañón del Novillo, al oeste de Ciudad Victoria.

3.2.1 Formación La Joya

En el Valle del Contadero la Formación La Joya se presenta como un conglomerado polimíctico (Figura 3-15a), compuesto por fragmentos de cuarzo y de los mismos esquistos, los cuales se presentan de forma subredondeada e incluso angular, en general el paquete conglomerático muestra una tonalidad rojiza, a excepción de sus fragmentos, los cuales mayormente son de color blanco. Este conglomerado se encuentra directamente en contacto deposicional sobre el esquisto, y en los sectores donde aflora la cuarcita, se encuentra sobre esta, siendo considerada esta roca metamórfica como la parte superior del paquete esquistoso, o esto al menos en base a la relación de campo, ya que es necesario que se realice un análisis de la estratigrafía dentro de la litodema del Esquisto Granjeno.

3.2.2 Formación Novillo

La Formación Novillo se presenta a manera de estratos de calizas (Figura 3-15b), sobre el conglomerado de la formación La Joya, según Casas Peña (2016) en su tesis de maestría, las calizas de la formación Novillo, son de tipo *wackestone*, en su mayoría con granos intraclastos indeterminados, presentando variaciones en los espesores de la misma, mostrando en la base espesores de ~ 20 cm, mientras que en el techo alcanzan espesores de hasta 4 m. En la zona de la Virgen del Contadero, se logra apreciar un horizonte de transición de la formación La Joya a Novillo, presentándose como calcoarenitas. Los estratos presentan rumbos que varían entre 354° - 009° , mientras que los buzamientos presentan inclinaciones de 30° hasta 55° .



Figura 3-15: a) Afloramiento del conglomerado de la Formación La Joya. b) Afloramiento de las calizas de la formación Novillo en el cerro del área de la mina de talco.

CAPITULO IV

4 Análisis del esquistos de talco

4.1 Introducción al método petrográfico

El estudio de las rocas naturales, que en definitiva son el objeto formal de la Petrología, se realiza desde la escala cartográfica y regional hasta cristalina y molecular, y es generalmente abordado en tres vías diferentes, pero íntimamente relacionadas entre sí, las cuales son: relaciones de campo, estudio geoquímico y estudio petrográfico. Este último permite reconocer las relaciones mutuas entre cristales o granos, así como composicional modal. Una descripción petrográfica de una roca primeramente envuelve la identificación de minerales y si es posible la determinación de su composición, también se observan las relaciones texturales de los granos. Esto no solo nos ayuda en la clasificación, también puede proveer información sobre los procesos que actuaron durante la formación de la roca (Philpotts, 2003).

El microscopio de polarización de luz transmitida es la herramienta esencial para el estudio petrográfico de las rocas. Un equipamiento similar, pero con luz reflejada se usa para el estudio de las menas y minerales opacos. Los principios físicos de un microscopio petrográfico son sencillos. Básicamente consiste de un sistema de iluminación por un haz de luz polarizada que atraviesa una muestra delgada de roca de unas 30 μm (0.003 mm) de espesor y eventualmente, un segundo polarizador cuya dirección de vibración se dispone a 90° del polarizador inferior. Una muestra compuesta de una sustancia isótropa, en la que la velocidad de propagación de la luz es igual en todas las direcciones del espacio, interpuesta entre los dos polarizadores dará una imagen oscura (extinguida), pues las direcciones de vibración de la luz en planos a 90° hacen que las propagaciones de los rayos de luz se anulen mutuamente. Sin embargo, una muestra anisótropa, en la que la luz viaja con distintas velocidades en distintas direcciones del espacio, interfiere con la luz polarizada y produce rayos de luz con distintas longitudes de onda dependiendo de su orientación con

respecto a los polarizadores y del valor de la diferencia entre los índices de refracción (Castro Dorado, 2015).

4.1.1 Preparación de las muestras

Las secciones delgadas de muestras selectas fueron preparadas en Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León (FCT/UANL). Para empezar, las muestras son cortadas con una sierra de disco de diamante, esto con el fin de obtener un prisma con las siguientes dimensiones: ~ 4 x 2 x 1.5 cm para cada muestra. Posteriormente el prisma es pulido de una de sus caras, la cual será con la que se desea trabajar, utilizando polvos abrasivos de SiC, sobre un disco metálico giratorio, esto con el fin de eliminar todas las rayaduras generadas por la cortadora. Después de que se haya pulido sobre el disco, la muestra se lleva sobre una pieza de vidrio plano para volver a ser pulida. Como paso siguiente a la muestra se le adhiere un portaobjetos de vidrio con una resina epóxica. Una vez seco el pegamento la muestra se corta, esto con el fin de dejar un espesor de la muestra pegada al portaobjetos de 1 mm aproximadamente. Después la muestra es pulida nuevamente hasta alcanzar un espesor de 30 μm , que se controla tomando como base los colores de interferencia de minerales comunes como los cuarzos y feldespatos.

4.1.2 Análisis Petrográfico

Se analizaron un total de 27 muestras (Tabla 4-1), las cuales incluyen las distintas variedades de esquisto de talco, así como de algunas variedades de metapelitas y rocas metavolcánicas. A continuación, se describen las características principales de las muestras:

Primeramente, antes de describir a las rocas de esquisto de talco, se describen dos muestras, las cuales se encontraron en la zona de la mina y que representan las unidades encajonantes de los cuerpos de talco. La primera (JH1-2) presenta una textura porfidoblástica (Figura 4-1a), en donde los cristales grandes (pórfidoblastos) son de feldespatos (Figura 4-1b), los cuales se encuentran muy alterados y fracturados, así como subredondeados. La matriz es fina y debido al alto contenido de clorita presenta tonalidades

verdosas, debido a estas características esta roca se define como metavolcánica máfica. La otra muestra, JH2-1, presenta una textura granoblástica (Figura 4-2a), presentando una gran cantidad de granos de cuarzo, feldespatos y micas (Figura 4-2b), por lo que esta muestra se define como una metarenisca.

Tabla 4-1: Muestras de esquistos de talco y rocas encajonantes del Alto de Aramberri.

Zona	Muestra	Características	Norte	Este
Tajo 1	JT1-1	Talco Blanco	2668739	415494
	JT1-2	Talco Blanco	2668739	415494
	JT1-3	Talco Blanco	2668739	415494
	JT1-4	Talco Blanco	2668739	415494
	JT1-5	Esquisto Pelítico	2668739	415494
	JT1-6	Contacto Esquisto-Talco	2668739	415494
	JT1-7	Contacto-Esquisto-Talco	2668739	415494
Esquisto Encajonante	JH1-2	Horizonte verde	2668755	415526
	JH2-1	Horizonte verde	2668755	415526
Tajo 2	JT2-2	Contacto Esquisto-Talco	2668625	415576
	JT2-3	Esquisto Pelítico	2668625	415576
	JT2-4	Talco Blanco	2668625	415576
Tajo 3	JT3-1	Esquisto Pelítico	2668580	415618
	JT3-2	Talco Blanco	2668580	415618
	JT3-3	Esquisto Pelítico	2668580	415618
Tajo 4	JT4-1	Talco Blanco	2668529	415638
	JT4-2	Talco Atigrado	2668529	415638
	JT4-3	Talco Atigrado	2668529	415638
Patio	JM1-2	Talco Atigrado	2668590	415436
	JM1-3	Contacto Esquisto-Talco	2668590	415436
Socavón 2, Esquisto Encajonante	JS2-1	Esquisto Pelítico	2668560	415552
Socavón 3, Esquisto Encajonante	JS3-1	Roca Metavolcánica	2668560	415552
	JS3-2	Talco Blanco	2668560	415552
	JS3-3	Talco Atigrado	2668560	415552

Zona	Muestra	Características	Norte	Este
	JS3-4	Talco Atigrado	2668560	415552
Socavón 4	JS4-1	Talco Blanco	2668603	415525
	JS4-2	Talco Atigrado	2668603	415525

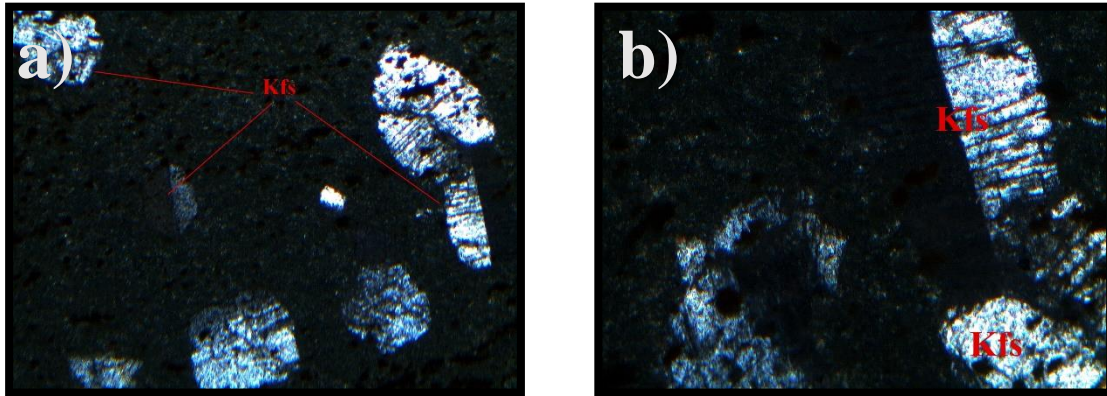


Figura 4-1: a) Lamina JH1-2, donde se observa la textura porfídoblástica de la muestra. b) Pórfidoblastos de feldespatos de la muestra (NX; 10X). Kfs: Feldespato.

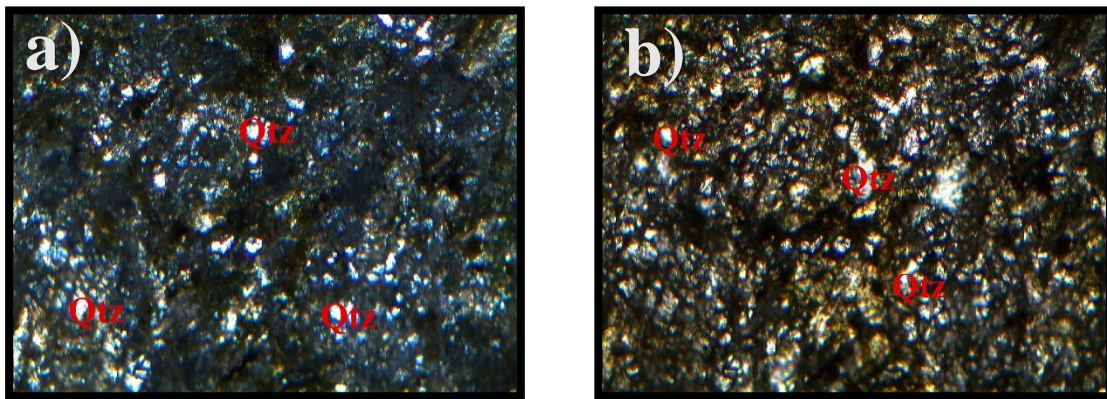


Figura 4-2: a) Lamina JH2-1, presentando una textura granoblástica (NX; 10X). b) La muestra presenta un alto contenido de cuarzo, así como micas alteradas (NII; 10X). Qtz: Cuarzo.

Los cuerpos de esquistos de talco se presentan en distintas variedades, entre las cuales destacan el talco blanco, talco atigrado y talco Palmolive. Este último se encuentra a manera de vetas dentro del talco atigrado.

Las muestras de talco blanco presentan una textura masiva, en su mayoría se componen de talco (Figura 4-3a), aunque también se observa la presencia de algunos óxidos (Figura 4-3b).

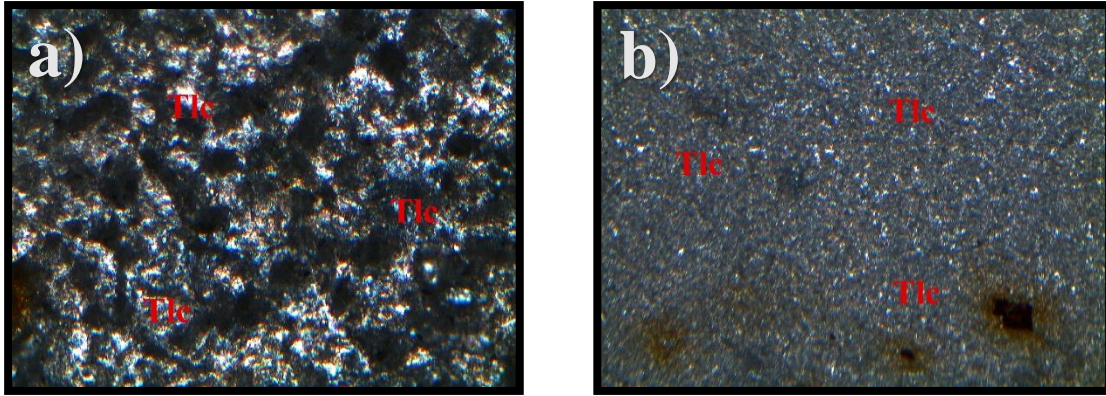


Figura 4-3: a) Textura masiva de talco, Muestra JS4-1 (NX; 10X). b) Textura masiva de talco presentando minerales oxidados, Muestra JT1-4 (NX; 4X). Tlc: Talco.

Las muestras JT2-4 y JT3-2 se encuentran brechadas (Figura 4-4 a y b), presentando talco y magnesita. El brechamiento seguramente es debido a que las muestras se tomaron cerca de la zona de contacto con la roca encajonante, dicho brechamiento se puede observar a nivel de afloramiento. Además de esto las muestras presentan vetilleo de cuarzo, esto debido a la infiltración de fluidos ricos en SiO_2 provenientes de las rocas encajonantes durante el brechamiento (Figura 4-5 a,b).

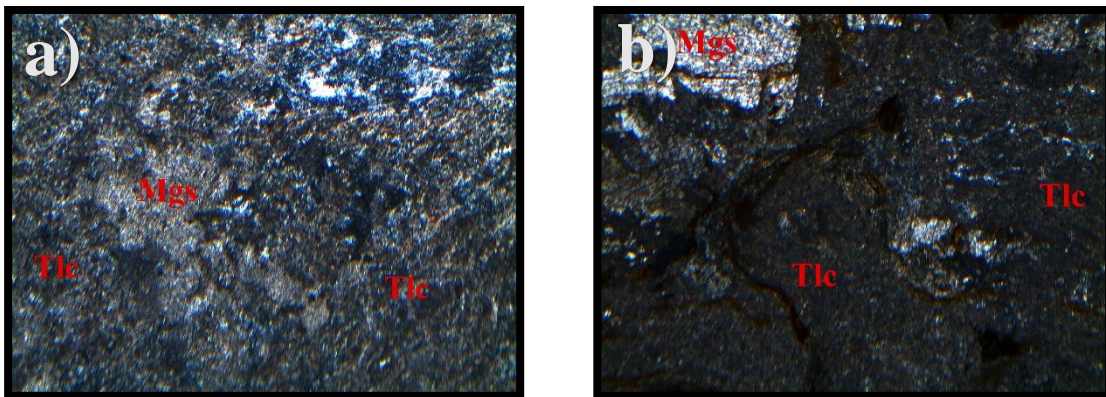


Figura 4-4: a) y b) Diferentes sectores de la muestra de esquistos de talco, JT3-2, con textura brechada (NX; 4X). Mgs: Magnesita, Tlc: Talco.

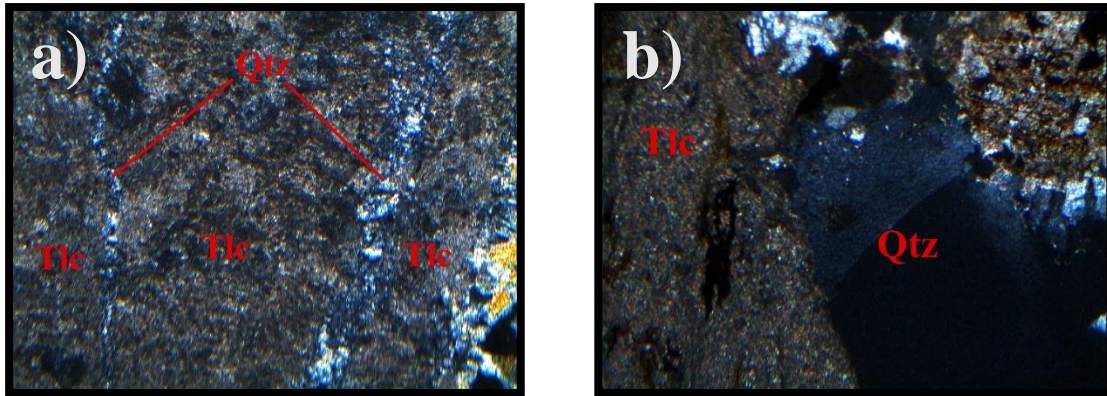


Figura 4-5: a) y b) Diferentes sectores de la muestra de esquistos de talco JT2-4, con vetillas de cuarzo (NX; 4X). Qtz: Cuarzo, Tlc: Talco.

En general, las muestras se componen de talco, así como de carbonatos, ya sea con presencia de cuarzo, esto para las zonas de contacto, o bien compuestas en su mayoría por talco, el cual se encuentra a manera de matriz con cristales de carbonatos, estos últimos son magnesitas (Figura 4-6 a y b).

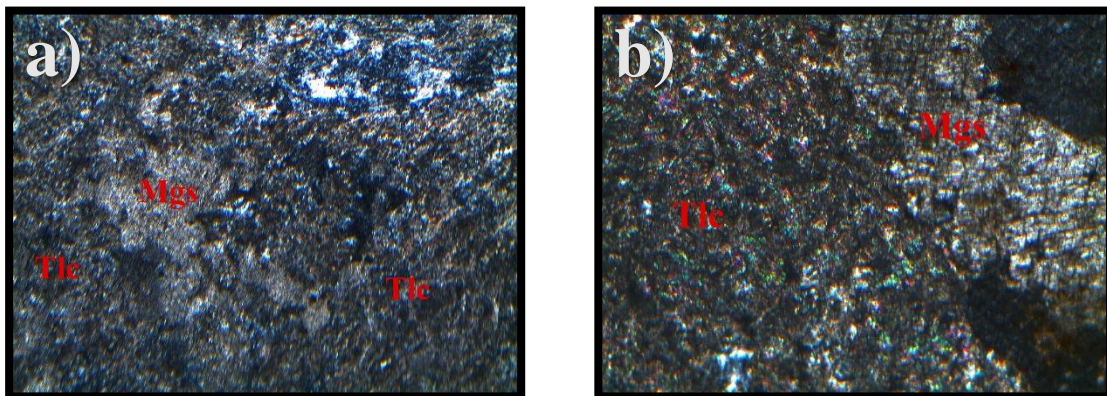


Figura 4-6: a) y b) Muestra JS-1, esquistos de talco, compuesto en su mayoría por talco y magnesita (NX; 10X). Mgs: Magnesita, Tlc: Talco.

Las muestras que pertenecen al talco atigrado, presentan características diferentes en lámina delgada, estas presentan una textura a manera de vetilleo o enrejado, la muestra JT4-3 se compone en gran medida de talco, el cual se puede decir forma la matriz de las muestras, además este se presenta con hábito fibroso o bien como pequeñas hojuelas, en algunos sectores aparecen pequeñas vetas de talco (Figura 4-7 a,b), lo cual se puede interpretar como el talco más puro el cual en muestras de mano se define como talco Palmolive. Por otro lado, en la muestra JT3-3 también se observa una gran presencia de

magnesita (Figura 4-8 a,b), también en la muestra JT4-2 se cuenta con la presencia de minerales serpentínicos (Figura 4-9 a,b), lo cual es un indicador del origen de estas muestras, cabe mencionar que estas rocas se encuentran muy alteradas.

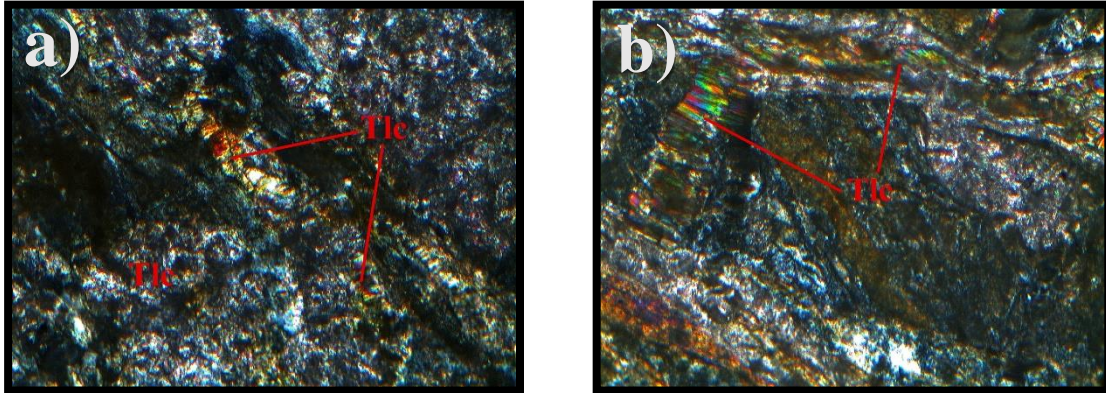


Figura 4-7: a) y b). Muestras que presentan el talco en la matriz, así como en forma de pequeñas vetas, lámina JT4-3 (NX; 10X). Tlc: Talco.

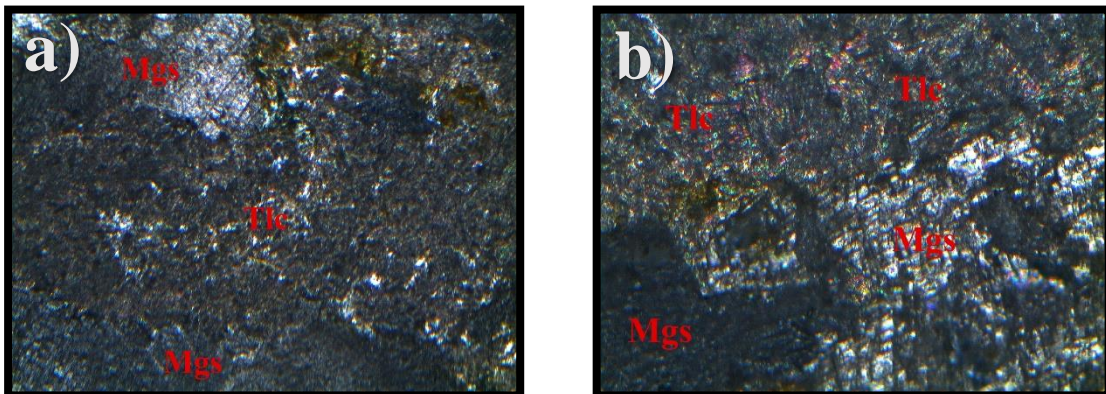


Figura 4-8: a) y b). Muestra donde se observa el talco en forma de matriz y la presencia de carbonatos. lámina JT3-3 (NX; 4X). Mgs: Magnesita, Tlc: Talco.

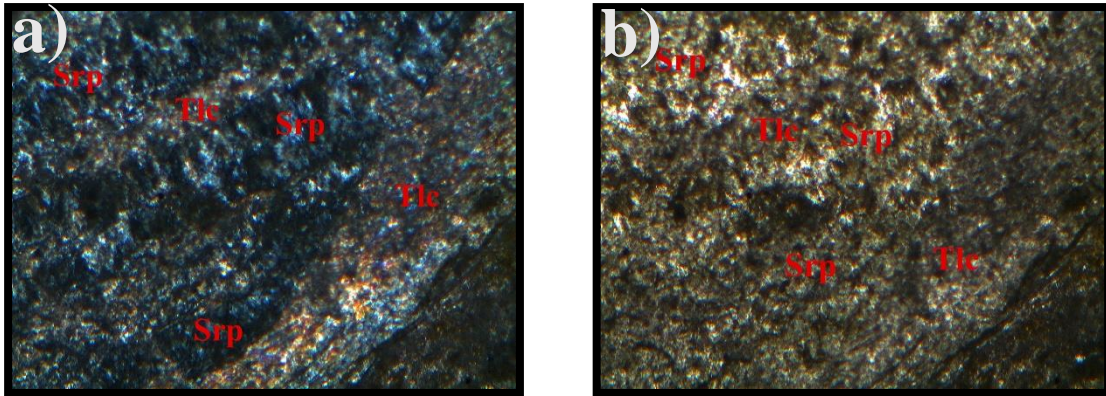


Figura 4-9: a) y b). Muestra que presenta minerales serpentínicos, lámina JT4-2 (a. NX; 4X y b. NII; 4X). Srp: Serpentinita, Tlc: Talco.

La presencia de minerales serpentínicos, hace referencia al origen de dichas muestras, es decir. Estas probablemente se generaron a partir de rocas ultramáficas las cuales se metamorfizaron para generar serpentinita, que posteriormente se convertiría en talco. Dicha evolución se generó en diferentes etapas por lo que se aprecia esta zonación presente en campo, la cual va desde el talco atigrado, el cual presenta los minerales serpentínicos, así como talco blanco con presencia de carbonatos, para posteriormente pasar a ser talco más puro, hasta llegar al contacto con la roca encajonante la cual presenta tonalidades muy oscuras (Figura 4-10). A este paquete rocoso oscuro se le denomina *blackwall*, y es generado debido a las reacciones que ocurren entre las rocas ultramáficas y las rocas ricas en sílice y aluminio, esto durante el metamorfismo regional. En estos casos ocurre una difusión de Si a partir de las rocas ricas en sílice y de $Mg \pm Fe$ de las rocas ultramáficas, formando así zonas de clorita \pm biotita entre los dos tipos de rocas (Vernon y Clarke, 2008).

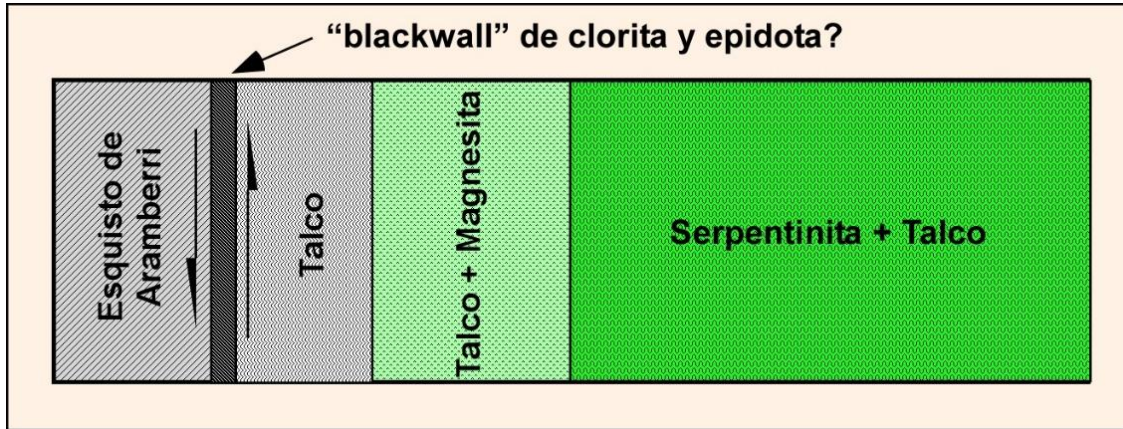


Figura 4-10: Modelo que presenta la zonación presente en un afloramiento de talco generado a partir de rocas ultramáficas (Frost y Frost, 2013; modificado).

4.2 Geoquímica

El término “Geoquímica” fue usado por primera vez por el químico alemán Christian Friedrich Schonbein en 1838. La Geoquímica es una combinación entre la Geología y la Química. La mejor explicación para esto es que en la Geoquímica, utilizamos las herramientas de la Química para resolver problemas geológicos, esto es que nosotros usamos la Química para entender la Tierra y como esta trabaja (White, 2013). Convencionalmente los datos geoquímicos son subdivididos en cuatro categorías principales: elementos mayores, elementos traza, isótopos radiogénicos e isótopos estables.

Los elementos mayores, son los elementos que predominan en cualquier análisis de rocas. Estos son Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, las concentraciones de estos son expresadas como un porcentaje (%) en peso de óxido. Las determinaciones de elementos mayores son hechas únicamente para cationes y se asume que son acompañados por una cantidad apropiada de oxígeno. Por lo tanto, la suma de los óxidos de elementos mayores deberá ser cercana al 100 %. El hierro puede ser determinado como FeO y Fe₂O₃, pero en ocasiones puede ser expresado como “Fe total”.

Los elementos traza, son definidos como los elementos que están presentes en cantidades menores al 0.1% y sus concentraciones son expresadas en partes por millón (ppm) o más raramente en partes por billón (ppb). Algunos elementos se comportan como

elementos mayores en un grupo de rocas y como un elemento traza en otro grupo de rocas. Un ejemplo es el K, el cual es un constituyente mayor de riolitas, constituyendo más del 4% en peso de la roca y formando una parte esencial de la estructura de minerales como la ortoclasa y biotita. Pero en algunos basaltos, las concentraciones de K son muy bajas y no están presentes fases compuestas de potasio, es decir en este caso el K se comporta como un elemento traza.

Los volátiles como el H₂O, CO₂ y S son normalmente incluidos en el análisis de elementos mayores. El agua combinada dentro de la estructura de los minerales silicatados y liberada sobre los 110 °C es descrita como H₂O⁺. El agua presente simplemente como humedad en la roca molida y liberada por calentamiento debajo de los 110°C se denomina como H₂O⁻ y no es un constituyente importante de la roca. Frecuentemente el contenido total de volátiles de la roca es determinado por ignición a 1000°C y es expresada como “perdida por ignición”.

4.2.1 Procesos que controlan la composición química de rocas metamórficas

El principal control en la composición química de una roca metamórfica es la composición del protolito pre-metamórfico. Algunas veces la recristalización metamórfica puede ser isoquímica, pero más comúnmente existe un cambio en la composición química. Esto principalmente es controlado por el movimiento de fluidos y condiciones térmicas durante el metamorfismo. El metamorfismo es frecuentemente acompañado por deformación, particularmente en grados de metamorfismo alto. El ingreso y expulsión de agua durante el metamorfismo, funge como una consecuencia de reacciones de hidratación y deshidratación, pudiendo alcanzar cambios en la composición química de la roca parental como consecuencia de la movilidad de elementos particulares en el fluido. Esos procesos son controlados por la composición de la fase fluida, su temperatura y la relación del fluido metamórfico y la roca encajonante. En altos grados metamórficos y frecuentemente en presencia de fluidos, la fusión toma lugar. La segregación y remoción de este fundido será diferenciado en dos componentes distintos, los cuales son el fundido y el resto de la roca. En este caso, la naturaleza del cambio químico es gobernada por el grado de fusión y

procesos de fusión. El cambio químico en las rocas metamórficas en ausencia de una fase fluida es gobernado por difusión de iones en estado sólido. Esto es en respuesta a un cambio de estabildades minerales y reacciones metamórficas, una función de las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo (Rollinson, 1993).

4.2.2 Metodología Analítica

4.2.3 Espectrometría de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente

La espectrometría de Masas es un método analítico muy eficaz, el cual normalmente es precedido por la separación química del elemento de interés. Los iones cargados son generados a partir del elemento a ser analizado, ya sea por la volatilización de la muestra en un filamento de metal o bien por el bombardeo de una muestra gaseosa con electrones. La nube de iones es calentada a lo largo de un tubo curvado a través de un poderoso electromagneto, el cual separa o divide a los átomos de acuerdo a su masa (Rollinson, 1993).

Esto se puede traducir en que los átomos de un elemento químico son ionizados en una cámara puesta al vacío. Los iones producidos son acelerados usando una diferencia de potencial de 3-20 Kv. Esto producirá una corriente de iones, es decir una corriente eléctrica, la cual es pasada a través de un campo magnético. El campo magnético ejerce una fuerza perpendicular a la corriente iónica. Los iones ligeros son deflectados más que los pesados, por lo que las abundancias de los isotopos pueden ser medidas de los valores relativos de las corrientes electrónicas producidas por cada corriente de iones (Allégre, 2008).

Utilizando el plasma acoplado, las muestras deben ser preparadas en una solución, y estas deben ser nebulizadas para posteriormente ser inyectadas en el plasma, esto en forma de aerosol. Mientras el aerosol pasa a través del plasma, las gotas del aerosol son calentadas a temperaturas de hasta 10 000 K, esto por efectos de conducción, convección y radiación. Debido a esto el aerosol se volatiliza y atomiza. Con esta técnica se pueden medir entre 20 y 60 elementos en un tiempo de 2-3 minutos (Potts, 1987).

4.3 Difracción de Rayos X

La Difracción de Rayos X en polvos es un método de análisis estructural, que permite identificar los minerales por su estructura cristalina. Este método, nos permite estimar indirectamente la composición de la muestra analizada con una buena aproximación del contenido en elementos mayoritarios. Prácticamente todos los minerales son cristalinos, es decir, disponen sus componentes químicos (átomos, iones, moléculas) de forma rectangular, llenando el espacio. La distribución regular en el espacio de los componentes del mineral se describe mediante las redes cristalinas, que ponen de manifiesto la repetición periódica de la celda del mineral. La descripción de la celda proporciona toda la información sobre la estructura cristalina del mineral.

Existen dos niveles de descripción de la celda: a) los parámetros del paralelepípedo, tres aristas y tres ángulos que denominamos a , b , c , α , β , γ ; b) la disposición de los átomos en la celda. Cada mineral se caracteriza, en primer lugar, por sus parámetros de celda (Melgarejo *et al.*, 2010).

El método de polvo cristalino permite la obtención de una lista de espaciados e intensidades de la forma más rápida y sencilla. Para esto la roca que se desea analizar se pulveriza cuidadosamente, y este polvo se coloca en un portamuestras. Normalmente con algunos mm^3 son suficientes para el proceso. Con la pulverización se obtienen un gran número de cristales pequeños, cada uno de estos cristales puede reflejar los rayos X si está en la orientación adecuada con respecto al haz de rayos X. Típicamente, el polvo puede disponerse formando una superficie plana de 1-2 cm^2 , o bien llenando un capilar de vidrio no absorbente, con un diámetro de unos 0.5 mm. El instrumento para la medida del difractograma es el Difractómetro de Polvos, el cual consiste en una fuente productora de rayos X, un portamuestras montado sobre un goniómetro giratorio y un detector. El difractograma es un gráfico que en las abscisas indica el ángulo de difracción y en ordenadas la intensidad correspondiente. Los máximos picos de intensidad corresponden a reflexiones de Bragg (Melgarejo *et al.*, 2010).

Contando con el difractograma, y habiendo extraído los datos de difracción de la muestra problema, la identificación consiste en ubicar en la base de datos el mineral cuyo

difractograma corresponde con el problema. Es evidente que la muestra problema puede ser una mezcla de dos, tres o muchos minerales. En casos como este, el difractograma experimental es la superposición de los difractogramas individuales de cada mineral por separado. Por lo tanto, en una mezcla compleja de muchos minerales, el difractograma presentará igualmente mucha complejidad. La identificación, en estos casos, requerirá del buen sentido y la experiencia del usuario del método. En el difractograma multifásico existe la posibilidad de cuantificar el porcentaje de cada mineral en la mezcla, de esta forma el mineral más abundante producirá intensidades de difracción mayores. En este método se pueden detectar minerales con menos de 1% en peso. El tiempo total en un análisis de rutina, es inferior a los 30 minutos (Melgarejo *et al.*, 2010).

4.3.1 *Análisis de las muestras*

En base a la petrografía se seleccionaron 15 muestras para su análisis de elementos mayores y trazas. De estas muestras ocho pertenecen al esquisto de talco, las demás son de las rocas esquistosas presentes en la zona. Estas muestras son: Talco blanco (JT1-2, JT2-4, JT1-4 y JS4-1), talco atigrado (JS4-2, JT4-3 y JM1-2.1), talco Palmolive (JM1-2) para las rocas de esquisto de talco de la JM1-2 fueron tomadas dos muestras, una de talco Palmolive (JM1-2) y otra de talco atigrado (JM1-2.1).

Mientras que para las demás rocas esquistosas son: rocas metavolcánicas (JS3-1 y JGD-2), metareniscas (JS2-1 y JH2-1), metapelitas (JT1-5, JT2-3 y JT3-3).

Las muestras fueron enviadas a los Laboratorios ACME en Vancouver, Canadá, en donde se les aplicó el paquete LF100-EXT, utilizando la fusión de borato de Litio, esto para determinar las concentraciones de los elementos mayores y trazas, estos análisis se realizaron mediante la Espectroscopia de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS). Los límites de detección para los elementos mayores fueron establecidos a 0.01% peso, a diferencia del Fe_2O_3 cuyo límite fue 0.04% peso, mientras que para los elementos trazas el rango de detección fue entre 0.01-8 ppm. Los datos obtenidos de las muestras son presentados en las tablas 4-2 y 4-3.

Tabla 4-2: Composición química de roca total para rocas encajonates al esquistos de talco, el Alto de Aramberri. El símbolo (-) significa que las concentraciones se encuentran por debajo del límite de detección. LOI: perdida por ignición.

Litología	MV	MV	MA	MA	MP	MP	MP
Muestra	JS3-1	JGD-2	JS2-1	JH2-1	JT1-5	JT2-3	JT3-3
Norte	2668560	2666089	2668586	2668755	2668739	2668625	2668580
Este	415552	410158	415459	415526	415494	415576	415618
<i>Elementos mayores (% en peso)</i>							
SiO ₂	43.14	66.12	50.66	71.60	62.29	77.52	62.28
TiO ₂	1.34	0.68	0.85	0.46	0.92	0.17	0.75
Al ₂ O ₃	18.84	15.36	22.03	13.43	15.85	4.73	16.70
Fe ₂ O ₃	12.41	6.05	8.07	5.40	8.37	4.66	7.34
MnO	0.21	0.09	0.11	0.07	0.10	0.06	0.07
MgO	12.66	2.55	5.25	1.68	3.17	7.61	3.27
CaO	0.34	0.52	0.35	0.31	0.35	0.75	0.41
Na ₂ O	4.04	2.59	3.90	1.42	1.02	-	0.14
K ₂ O	0.06	2.49	3.66	2.33	3.20	-	4.15
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.22	0.15	0.13	0.10	0.17
CO ₂	-	0.14	-	-	0.03	0.33	-
LOI	6.50	3.30	4.60	3.00	4.30	3.70	4.50
Total %	99.63	99.86	99.70	99.85	99.70	99.30	99.78
<i>Elementos traza (ppm)</i>							
Sc	57	15	18	6	18	8	17
V	372	113	152	82	154	63	152
Cr	403	68	109	41	369	415	143
Co	46	10	19	9	17	46	13
Ni	118	35	61	25	102	143	121
Zn	93	98	97	80	122	38	93
Ga	17	18	23	12	21	9	21
Rb	2	106	169	100	136	-	191
Sr	21	25	26	26	17	7	22
Y	25	20	34	140	20	4	46
Zr	65	177	194	170	176	13	142
Nb	1.9	11.1	15.7	8.1	16.6	1.2	13.1
Cs	0.2	5.1	9.0	7.9	7.9	-	9.9
Ba	26	614	967	420	952	8	838
La	2.0	21.5	43.8	36.7	43.2	1.3	28.1
Ce	5.0	49.0	99.1	91.0	94.3	3.1	58.4
Hf	2.00	4.70	5.60	4.90	4.80	0.04	3.90
Ta	0.1	0.8	1.3	0.6	1.3	-	0.9
Pb	-	-	1.0	3.0	6.0	12.0	2.0
Th	-	7.1	16.0	10.8	11.1	0.3	15.3
U	0.3	1.5	2.7	2.0	2.1	0.1	2.2

Tipo de litología: MV = metavolcánica, MA = metaarenisca y MP = metapelita.

Tabla 4-3: Composición química de roca total para el esquistos de talco del Alto de Aramberri. El símbolo (-) significa que las concentraciones se encuentran por debajo del límite de detección. LOI: perdida por ignición.

Litología	TP	TA	TA	TA	TB	TB	TB	TB
Muestra	JM1-2	JS4-2	JT4-3	JM1-2.1	JT1-2	JT2-4	JT1-4	JS4-1
Norte	2668590	2668603	2668529	2668590	2668739	2668625	2668739	2668603
Este	415436	415525	415638	415436	415494	415576	415494	415525
<i>Elementos mayores (% en peso)</i>								
SiO ₂	64.39	36.94	50.90	52.22	51.19	52.85	58.73	61.73
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.07	0.46	0.35	0.86	0.69	0.83	0.53	1.37
Fe ₂ O ₃	3.33	3.97	4.57	6.84	5.27	4.27	5.24	5.43
MnO	-	0.29	0.06	0.03	0.20	0.20	0.11	0.04
MgO	26.53	17.28	26.00	26.88	19.37	14.64	21.53	25.37
CaO	0.21	16.90	5.04	1.79	10.44	10.51	5.09	0.01
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.02	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0.22	20.88	7.22	2.42	7.84	12.71	3.73	0.02
LOI	4.90	23.40	12.30	10.20	12.00	15.80	8.00	5.10
Total %	99.43	99.24	99.22	98.82	99.16	99.10	99.25	99.05
<i>Elementos traza (ppm)</i>								
Sc	-	8	4	11	3	6	19	2
V	-	28	12	41	11	40	19	17
Cr	157	546	156	935	484	832	368	100
Co	33	50	37	104	68	61	69	59
Ni	78	244	414	699	263	317	242	151
Zn	12	42	181	35	104	110	13	32
Ga	-	-	-	-	1	2	-	2
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	4	448	147	56	71	246	45	-
Y	-	16	-	-	4	4	1	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	0.1	-	-	0.3	-	-
Cs	-	-	0.3	0.5	-	-	-	-
Ba	2	22	1	62	34	54	3	4
La	-	23.1	0.6	0.2	1.3	2.4	0.5	-
Ce	-	44.9	0.6	0.4	2.1	3.8	0.7	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	5	68	12	38	21	56	28	10
Th	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	0.3	-	0.4	-

Tipo de litología: TP = talco Palmolive, TA = talco atigrado y TB = talco blanco.

4.3.2 *Resultados*

Los resultados de los análisis, tanto de elementos mayores como de las trazas, para las rocas esquistosas que no contienen talco muestran grandes diferencias, principalmente en el contenido de SiO₂ obteniendo rangos de 40-50 % peso, y de 60-70 % peso, lo cual nos habla de una gran diferencia composicional entre los protolitos. Por otro lado, el contenido de elementos trazas como los son el Ni, Cr, Rb, Ba, La, Ce y Zr varía entre las distintas muestras. Estas variaciones son interpretadas como diferencias en los protolitos que dieron lugar a estas rocas metamórficas ya que, al ocurrir el metamorfismo en una zona de convergencia, dentro de la cuña de acreción, se contaba con la presencia tanto de rocas sedimentarias (lutitas, areniscas, conglomerados), así como de rocas ígneas (basaltos), por lo que cada una se metamorizó bajo las mismas condiciones, pero con diferente composición.

Por otro lado, las rocas de esquistos de talco, presentan grandes concentraciones de MgO, las cuales van desde 14.64% peso para la muestra JT2-4 de talco blanco y 26.88% peso para la JM1-2.1 de talco atigrado, el cual es característico para este tipo de rocas. El contenido de SiO₂ también varía, presentando la muestra JS4-2 una concentración de 36.94 % peso (Figura 4-11). Esta muestra se trata de esquistos de talco atigrado, el cual puede interpretarse como la roca más primitiva dentro de las muestras de talco, ya que esta puede ser una roca que presenta un grado de esteatización parcial.

En general las rocas de talco atigrado, presentan los contenidos más bajos de SiO₂, mientras que el talco Palmolive es la muestra que presenta el valor más alto, con 64.39 % peso. De igual manera este último presenta concentraciones bajas de Ni (78 ppm) y Cr (157 ppm), esto debido a que estos elementos se movilizan conforme el proceso metamórfico avanza.

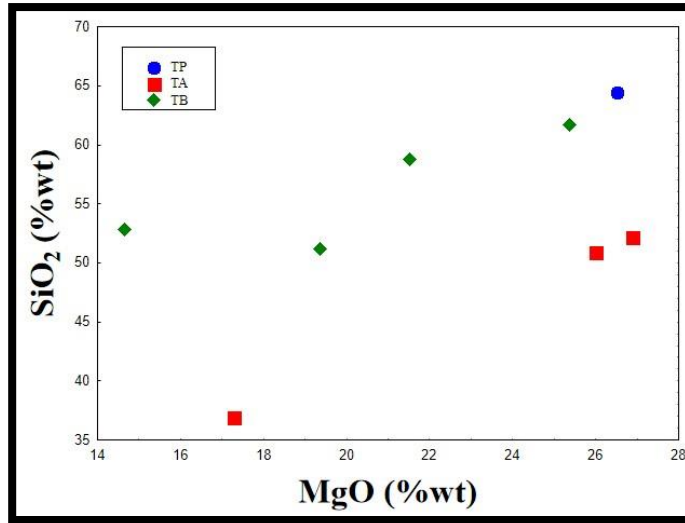


Figura 4-11: Diagrama bivariado de MgO vs. SiO₂ para las muestras de esquistos de talco; TA: talco atigrado, TB: talco blanco y TP: talco Palmolive.

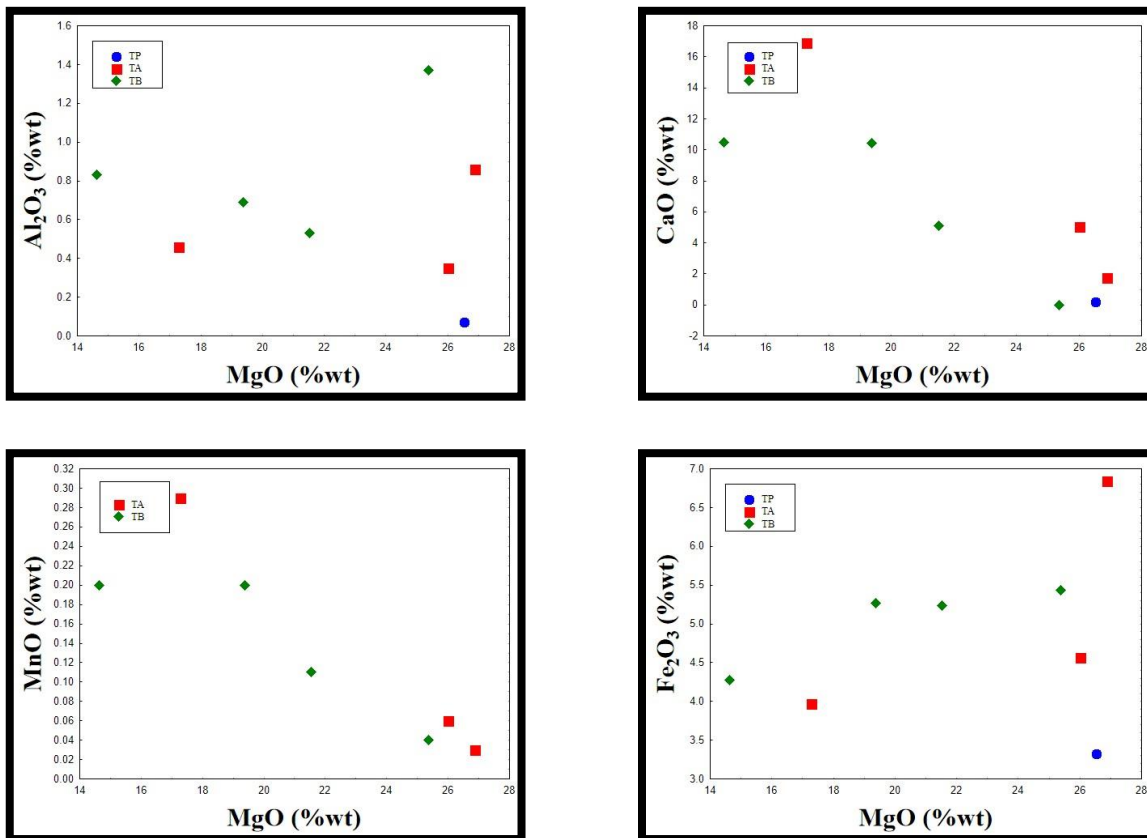


Figura 4-12: Diagramas bivariados de MgO vs. óxidos de elementos mayores (Al₂O₃, CaO, MnO y Fe₂O₃) para las muestras de esquistos de talco; TA: talco atigrado, TB: talco blanco y TP: talco Palmolive.

En el esquistos de talco el contenido de Al_2O_3 varía desde 0.07% peso para el talco Palmolive hasta 1.37% peso para el blanco. Por otro lado, el aluminio presenta una tendencia negativa con respecto al MgO , con excepción de algunas muestras. Para este caso el aluminio presenta una menor concentración en la muestra del talco Palmolive, así como en las muestras de talco atigrado, mientras para las de talco blanco se presentan las mayores cantidades (Figura 4-12). En este último tipo de esquistos de talco aparece clinocloro, precisamente por la mayor concentración de este elemento.

El CaO va desde 0.01% peso para el talco blanco y 16.90% peso para el atigrado y MnO 0.03% peso y 0.20% peso para el talco blanco. En el caso del CaO , la tendencia normal es una correlación positiva, sin embargo, se observa lo contrario. es decir, conforme aumenta la cantidad de MgO , tenemos menos presencia de estos elementos (Figura 4-12). Esto probablemente se debe al alto contenido de minerales del grupo de los carbonatos que presentan algunas de estas muestras. En el caso del MnO la muestra de talco Palmolive no presenta un valor detectable, mientras que las demás presentan valores muy pequeños (Figura 4-12).

La tendencia del Fe_2O_3 (3.33% peso para el talco Palmolive y 6.84% peso para el atigrado) indica que no existe una variación considerable entre las muestras conforme varía la concentración de MgO (Figura 4-12).

Por otro lado, los elementos trazas tales como: Co: 33 ppm (talco Palmolive; JM1-2); 104 ppm (talco atigrado; JM1-2.1), Cr: 100 ppm (talco blanco; JS4-1); 935 ppm (talco atigrado; JM1-2.1), Ni: 78 ppm (talco Palmolive; JM1-2); 699 ppm (talco atigrado; JM1-2.1), Sr: 4 ppm (talco Palmolive; JM1-2) y 448 (talco atigrado; JS4-2) y Zn: 12 ppm (talco Palmolive; JM1-2) y 181 ppm (talco atigrado; JT4-3), presentan tendencias irregulares (Figura 4-13 y 4-14), mientras que el La: 0.2 ppm (talco atigrado; JM1-2.1); 23.1 ppm (talco atigrado; JS4-2) y Ce: 0.4 ppm (talco atigrado; JM1-2.1); 44.9 ppm (talco atigrado; JS4-2), exhiben una tendencia un tanto lineal a excepción de una muestra en ambos casos (Figura 4-14). Esta muestra pertenece al talco atigrado, y es la que presenta menor concentración de sílice, aunque también presenta una gran cantidad de pérdida por ignición (23.40% peso). Los valores de La y Ce, presentan una tendencia lineal, la cual no varía con

las diferencias en el contenido de MgO, estos valores no sobrepasan las 5 ppm salvo para la muestra de talco atigrado que presenta el menor contenido de sílice (Figura 4-13).

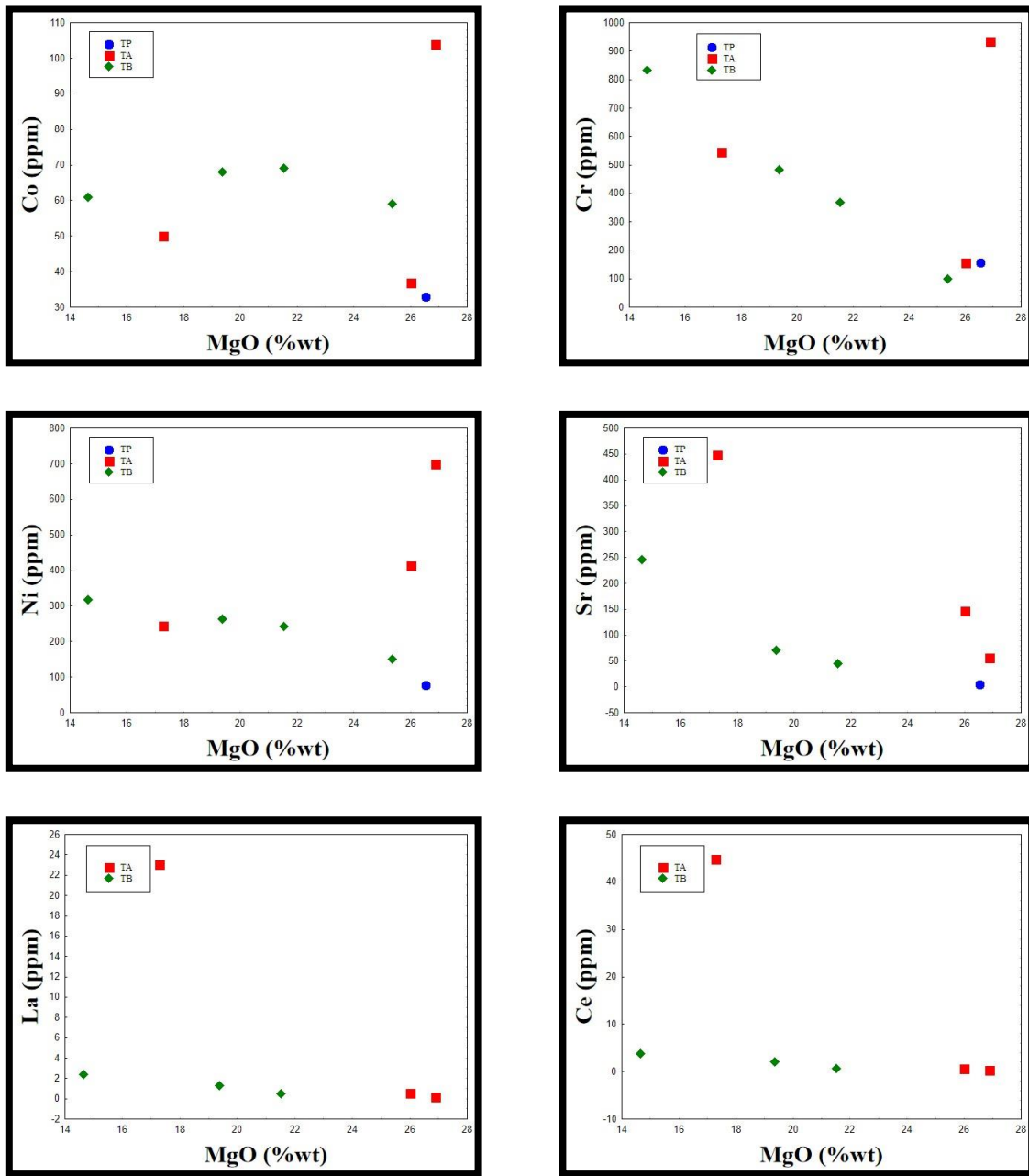


Figura 4-13: Diagramas bivariados de MgO vs. elementos trazas Co, Cr, Ni, Sr, La y Ce para las muestras del esquistó de talco; TA: talco atigrado, TB: talco blanco y TP: talco Palmolive.

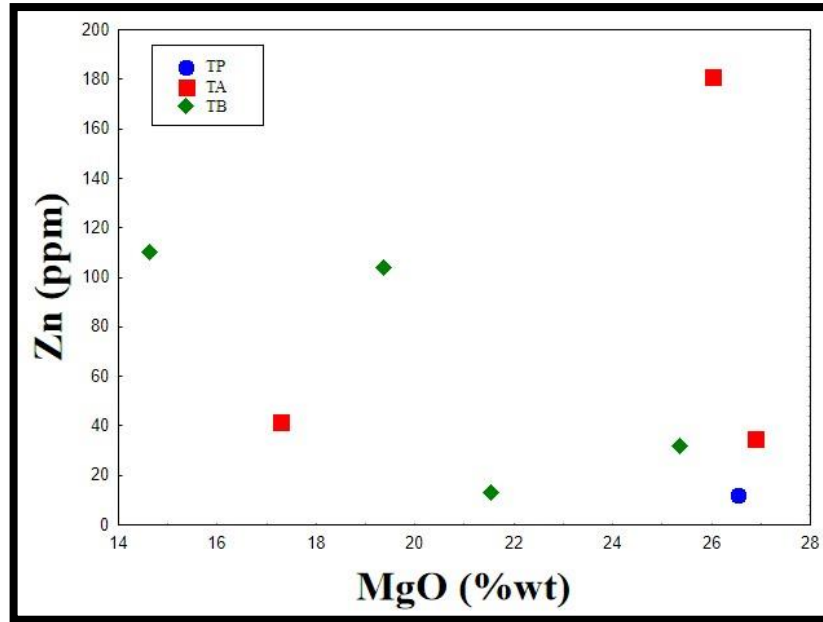


Figura 4-14: Diagrama bivariado de MgO vs. Zn para las muestras de esquistos de talco; TA: talco atigrado, TB: talco blanco y TP: talco Palmolive.

Las muestras presentan un contenido elevado en las concentraciones de Ni y Cr, lo cual es característico de rocas con un origen máfico – ultramáfico, esto es una evidencia del origen ultramáfico de los protolitos de estas rocas de talco. El contenido de estos elementos varía desde 100 a 930 ppm para el caso del Cr, mientras que para el Ni van de 78 a 700 ppm.

En el diagrama molar ternario SiO₂-CaO-MgO (Figura 4-15), se puede observar que todas las muestras grafican cerca del punto de referencia del talco puro. Sin embargo, algunas muestras se ubican sobre la línea del talco y cuarzo, mientras que el resto presenta una componente de CaO. Esto indicaría la presencia subordinada de dolomita en las muestras. Además, el contenido de vetillas de cuarzo, seguramente son las responsables de que algunas muestras se proyecten hacia el vértice del SiO₂. Por lo que se puede determinar que la fase predominante es el talco, presentándose como fases menores la dolomita y magnesita. Estas fases minerales son observadas en el microscopio.

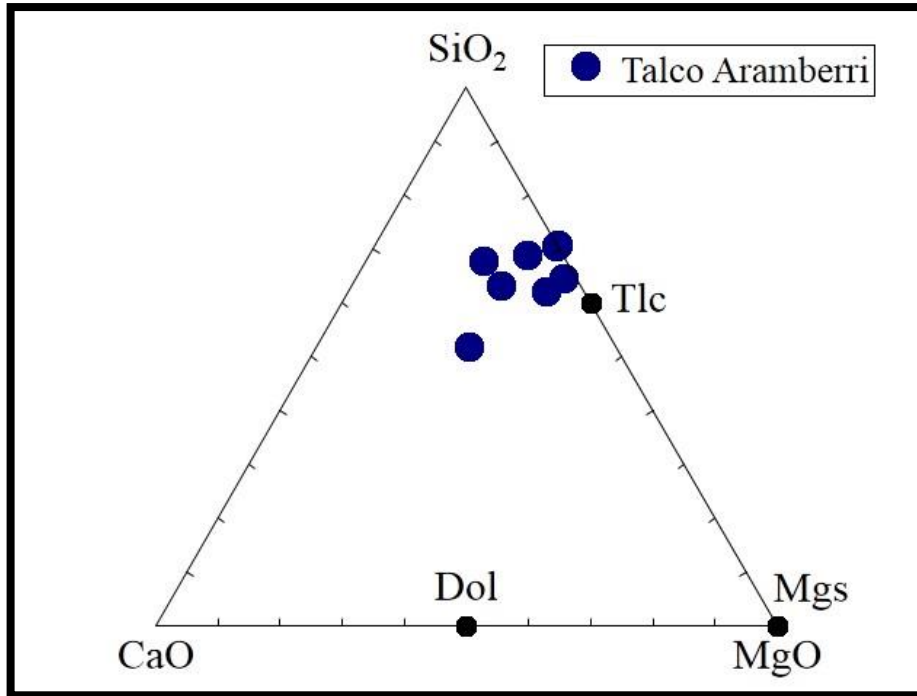


Figura 4-15: Diagrama ternario molar SiO_2 – CaO – MgO , para muestras del esquistos de talco (Ali Bik *et al.* 2012; modificado).

Por otro lado, además del talco y los carbonatos, el talco atigrado también muestra minerales serpentínicos, lo cual es una evidencia importante de su origen ultramáfico. El diagrama NiO vs. Cr_2O_3 (Figura 4-16), puede ayudar a caracterizar la roca predecesora que dio lugar al esquistos de talco, tomando en cuenta las características de los minerales serpentínicos. En este diagrama se separan dos sectores, los cuales son: serpentinitas a partir de olivino y serpentinitas a partir de ortopiroxenos. Esto debido a que las rocas ultramáficas pueden componerse de olivino, de piroxeno o bien combinaciones de estos minerales.

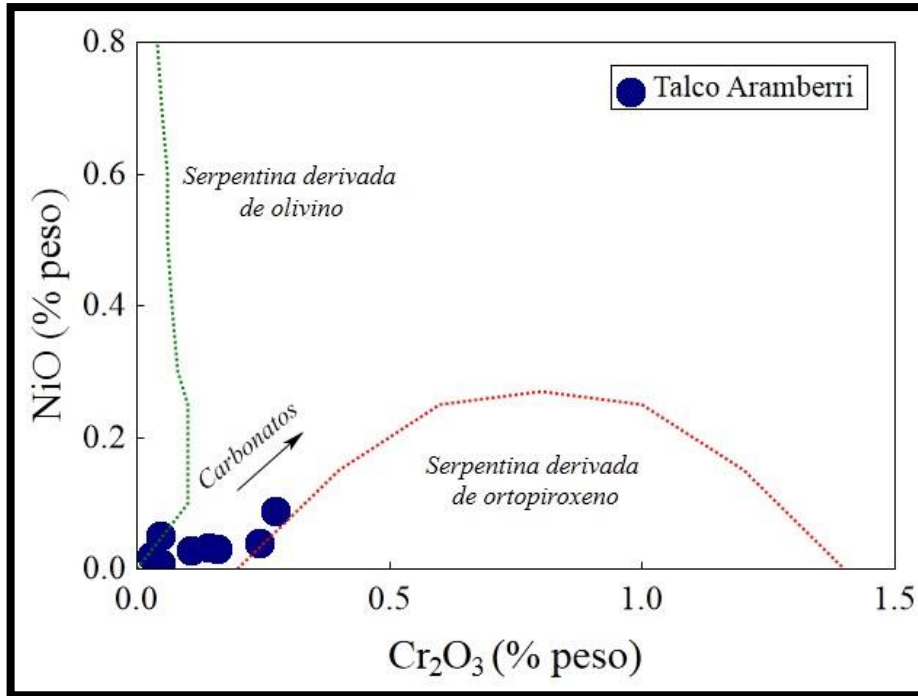


Figura 4-16: Diagrama NiO vs. Cr₂O₃ (%wt) para muestras del esquistos de talco (Tomado de Bjerga *et al.*, 2015), los campos de olivino y ortopiroxeno son a partir de Kodolányi *et al.*, 2012. La flecha indica la tendencia debida al contenido de carbonatos.

Algunas muestras caen en el campo de serpentina derivada de olivino, mientras que otras se alejan un poco, inclusive rozan el campo de la serpentina derivada de ortopiroxeno. Sin embargo, cabe mencionar que el alto contenido de carbonatos afecta en esta tendencia, además que durante el metamorfismo continuo los contenidos de cromo y níquel tienden a disminuir. Por otro lado, es normal este comportamiento intermedio ya que las rocas ultramáficas comúnmente se componen tanto de olivino como de piroxenos. En base a esto se puede interpretar que las muestras de esquistos de talco se generaron a partir de serpentinitas las cuales se formaron debido al metamorfismo de rocas ricas en Ol + Opx (~Cpx).

Las muestras analizadas pertenecen a las tres variedades presentes del esquistos de talco, las cuales son el,

La distribución observada en campo de las variedades del esquistos de talco (talco palmolive, talco atigrado y talco blanco), hace pensar que ocurrió una evolución gradual a partir de la serpentinita. En las muestras de talco atigrado se preservan minerales

serpentiníticos, por lo que se puede pensar que esta variedad es el producto de una esteatización parcial, mientras que los demás tipos, representan rocas que fueron totalmente transformadas a talco.

Para observar si existe una tendencia evolutiva entre las variedades se utilizó el diagrama de composición molar C/MF vs. S/MF (Figura 4-17), para este diagrama se incluyeron dos muestras de serpentinita procedentes del Anticlinorio Huizachal Peregrina. Esto debido a que estas rocas podrían representar el estadio anterior en la evolución del esquistos de talco de Aramberri. Los datos de las muestras de serpentinita fueron tomados de Alemán Gallardo (2013).

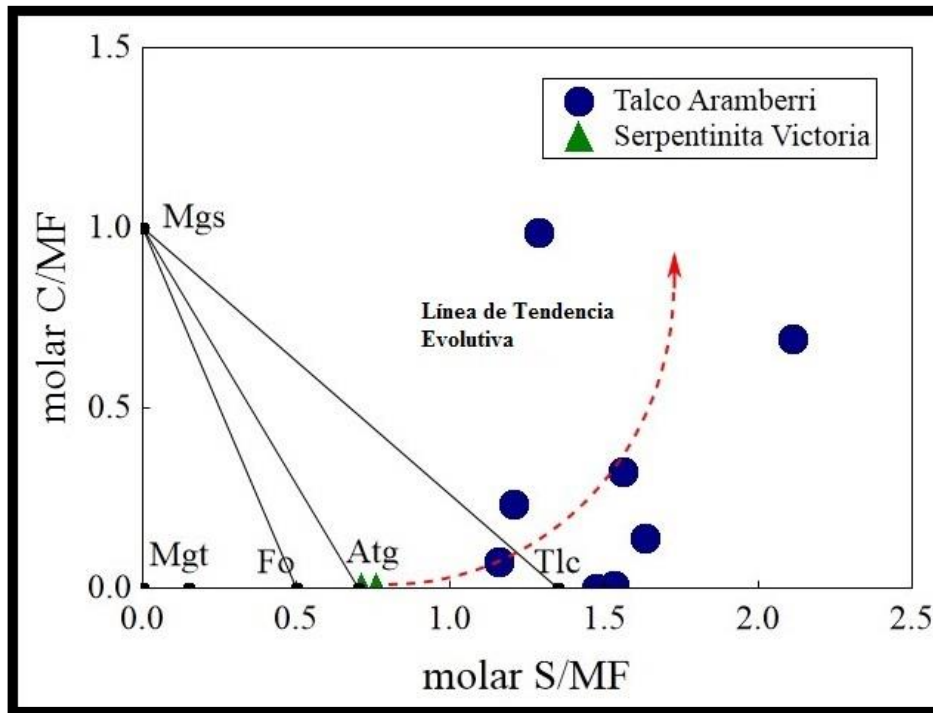


Figura 4-17: Diagrama molar C/(Mg + Fe) vs. Si/(Mg + Fe), mostrando los minerales de referencia a partir de Robinson *et al.* (2006). Se incluyen muestras del esquistos de talco, así como dos muestras de serpentinita de Cd. Victoria del Anticlinorio Huizachal Peregrina (Alemán Gallardo, 2013). Atg: Antigorita, Fo: Forsterita, Mgs: Magnesita, Mgt: Magnetita, Tlc: Talco. Diagrama de Ali Bik *et al.* (2012; modificado).

En el diagrama se observa como los datos de las serpentinitas coinciden con en el punto de referencia de la antigorita, mientras que las muestras del esquistos de talco, se ubican en la cercanía del punto del talco. Sin embargo, las muestras se alejan del punto incrementándose en el eje vertical, esto muy probablemente debido al alto contenido de

carbonatos. Las muestras del talco atigrado, que contienen minerales serpentiniticos, se localizan en la zona entre los puntos de la antigorita y el talco. La muestra más cercana al punto de talco puro es la de la variedad Palmolive, mientras que las de talco blanco se alejan un poco más del punto de talco. En la escala vertical las muestras que presentan valores más elevados son las que contienen carbonatos, es decir las muestras de talco atigrado y blanco que contienen magnesita y dolomita.

Debido a esto se puede interpretar una secuencia de evolución, la cual inicia con la serpentinita, posteriormente tenemos las muestras de talco atigrado, las cuales se pueden interpretar como un punto de esteatización parcial, y finalmente el talco Palmolive y el blanco. Claramente la presencia de minerales del grupo de los carbonatos influye en el graficado de las muestras.

Las muestras de esquistos de talco fueron comparadas con las serpentinitas de Ciudad Victoria (Figura 4-18), en donde se observa un ligero enriquecimiento en el contenido de sílice, lo cual es normal debido a que las serpentinitas guardan más las características ultramáficas de su protolito. De igual manera se observa un empobrecimiento en el Al_2O_3 , Fe_2O_3 total, MgO así como en el Ni y Cr , esto es plausible debido a que durante el metamorfismo ocurre una migración de estos elementos, por otro lado, es notorio un enriquecimiento en el Sr , La y Ce .

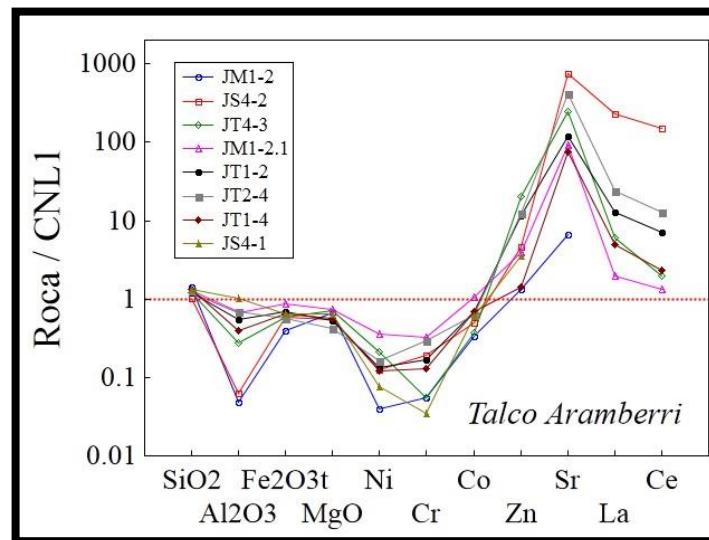


Figura 4-18: Diagrama de multielementos, comparando las muestras de esquistos de talco contra una muestra de serpentinita de Ciudad Victoria (CNL1, datos tomados de Alemán Gallardo, 2013).

Para el caso de la Difracción de Rayos X, fueron analizadas tres muestras que corresponden a las tres variedades distintas de esquistos de talco que están presentes en el área. La primera pertenece al denominado esquisto de talco atigrado (JM1-2), el cual muestra como fase mineral principal al talco, además presenta dolomita y antigorita (Figura 4-19), lo cual confirma lo observado en la petrografía. Por lo tanto, esta muestra se puede definir como parcialmente esteatizada.

La segunda muestra corresponde al talco Palmolive (JT4-4), el cual se compone completamente del mineral talco (Figura 4-20), por lo que se puede decir que esta muestra es de talco puro, cabe mencionar que esta variedad se encuentra en forma de vetas dentro del talco atigrado.

La tercera muestra, corresponde al esquisto de talco blanco (JS4-1), esta se compone en su mayoría de talco, y a manera de una fase mineral menor, se presenta el clinocloro (Figura 4-21), el cual es un mineral común para el metamorfismo en estas condiciones. Se forma por la alteración hidrotermal de anfíboles, piroxenos y biotitas, y es frecuente en esquistos, serpentinitas, entre otras (www.handbookofmineralogy.org/pdfs/clinochlore.pdf)

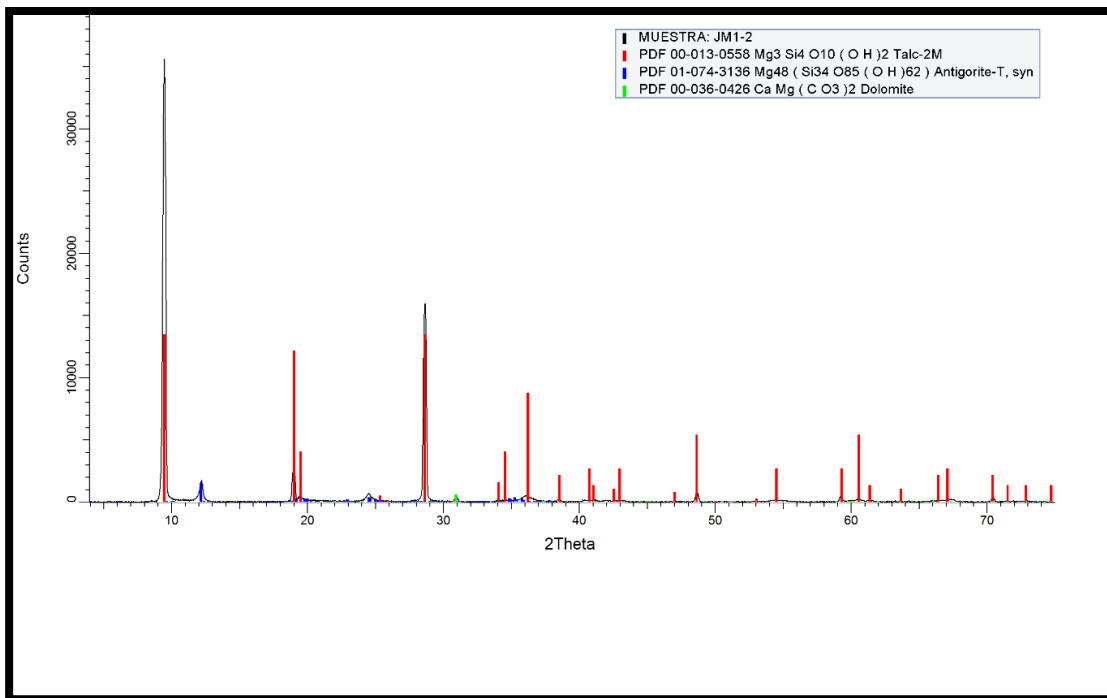


Figura 4-19: Difractograma para una muestra de esquistos de talco atigrado, en el cual se observa la presencia del talco como fase mineral principal, y dolomita y antigorita como fases menores.

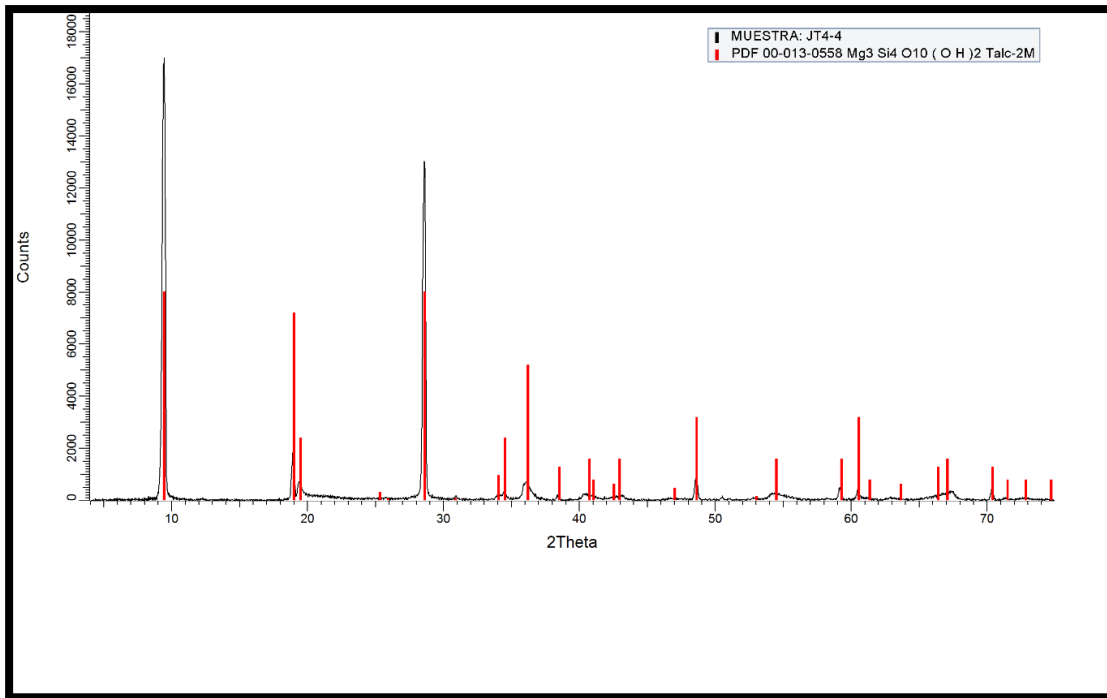


Figura 4-20: Difractograma para una muestra de esquistos de talco Palmolive, en el cual se observa la presencia de talco como única fase.

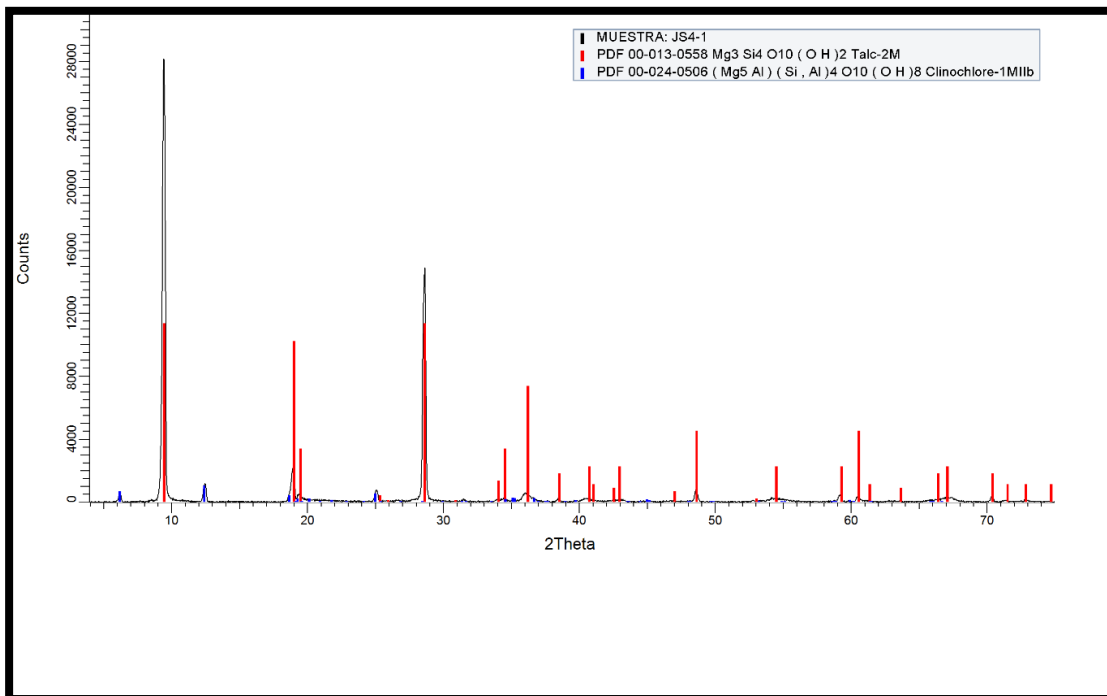


Figura 4-21: Difractograma para una muestra de esquistos de talco blanco, en el cual se observa la presencia de talco *sensu stricto* así como clinoclino.

CAPITULO V

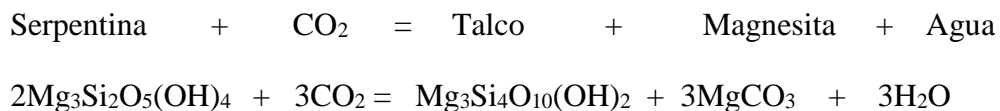
5 Modelo Geológico del esquistos de talco

En base a la información obtenida en el análisis petrográfico, así como en el análisis geoquímico, se ha detectado la presencia de rocas con minerales serpentiniticos por lo que se hace referencia a estas como rocas parcialmente esteatizadas, pertenecientes al esquistos de talco atigrado. Además, las altas concentraciones de Cr y Ni, así como, la presencia de estos minerales serpentiniticos, dan indicios de su origen ultramáfico. Por otro lado, el diagrama de Cr₂O₃ vs. NiO indica que las muestras se generaron a partir de serpentinita derivada de rocas ultramáficas con olivino y ortopiroxeno. Así mismo, el diagrama de composición molar C/MF vs. S/MF nos muestra una tendencia evolutiva, esto tomando como base la serpentinita de Ciudad Victoria, la cual representaría un protolito análogo para las rocas de talco. Posteriormente ocurrió la transformación de estas a un producto parcialmente esteatizado como lo es el talco atigrado. En la última etapa se generaría el talco blanco, así como el talco Palmolive, el cual está presente en estructuras de vetas dentro del talco atigrado.

Por lo tanto, y en base a las evidencias antes mencionadas se propone que este yacimiento de talco resulta de la alteración hidrotermal de rocas ultramáficas, por definición ricas en Mg, descartando así la posibilidad de que se haya generado a partir de rocas sedimentarias dolomíticas. Dicha alteración pudo haber sido en dos etapas:

La primera es la hidratación de olivino y piroxenos por fluidos ricos en H₂O convirtiendo a estos en minerales serpentiniticos, es decir a serpentinas (correlacionables con la Serpentinita Victoria).

La segunda etapa es la alteración de la serpentinita a talco y magnesita por la adición de CO₂, por lo que se propone la siguiente reacción para este proceso.



El límite de temperatura para esta reacción aparentemente es de 500°C (Frost y Frost., 2013). Sin embargo, Torres Sánchez (2015) propone un rango de temperatura para la generación del Esquisto Granjeno de 250-400°C. Debido a esto se propone que el talco se haya generado dentro de este rango de temperatura (Figura 5-1).

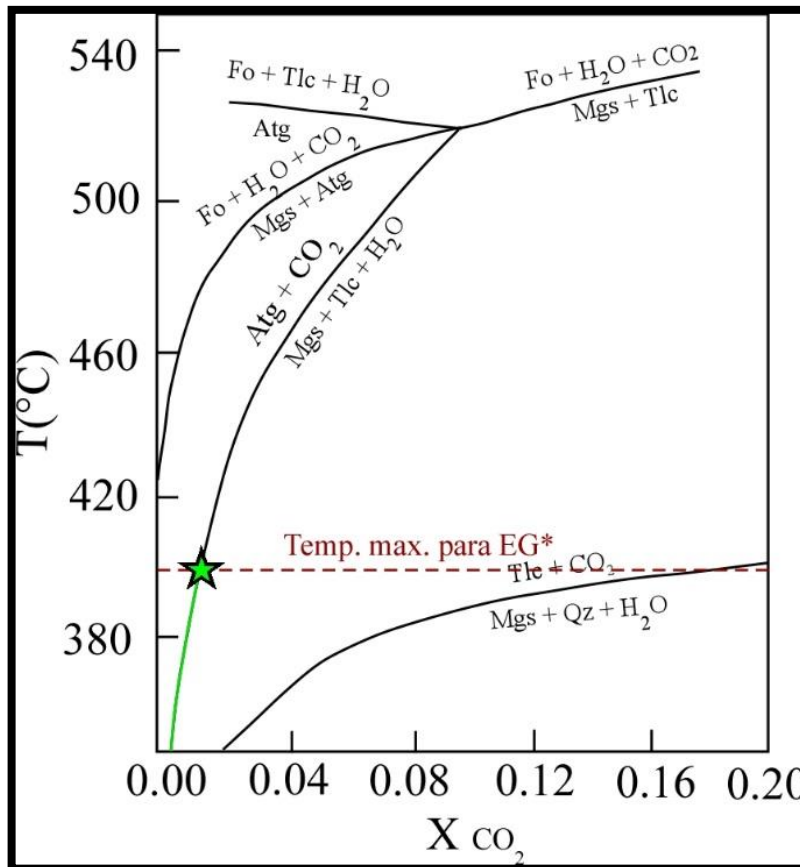


Figura 5-1: Diagrama T-X mostrando las relaciones en el sistema MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ a 3 kbar y bajas temperaturas. Atg: Antigorita, Qz: Cuarzo, Fo: Forsterita, Mgs: Magnesita, Tlc: Talco. (Tomado y modificado de Frost y Frost, 2013). Límite máximo de temperatura (400°C), de acuerdo a Torres Sánchez (2015), reacción para talco (línea verde).

Tomando como límite de temperatura los 400°C, en el diagrama de estabilidad presión vs. temperatura, los esquistos de talco se debieron haber generado aproximadamente a una presión 3 - 4kbar (Figura 5-2), es decir a una profundidad de aproximadamente 10 km. En general el talco es un mineral que posee un rango limitado de formación dentro de un margen convergente (Schmidt y Poli, 1998), el cual va desde ~30 km hasta 60 km (Figura 5-3). Por lo que se puede decir que se genera en el sector superior del canal de subducción.

Por otro lado, la serpentinita puede formarse dentro de este tipo de margen hasta los 200 km.

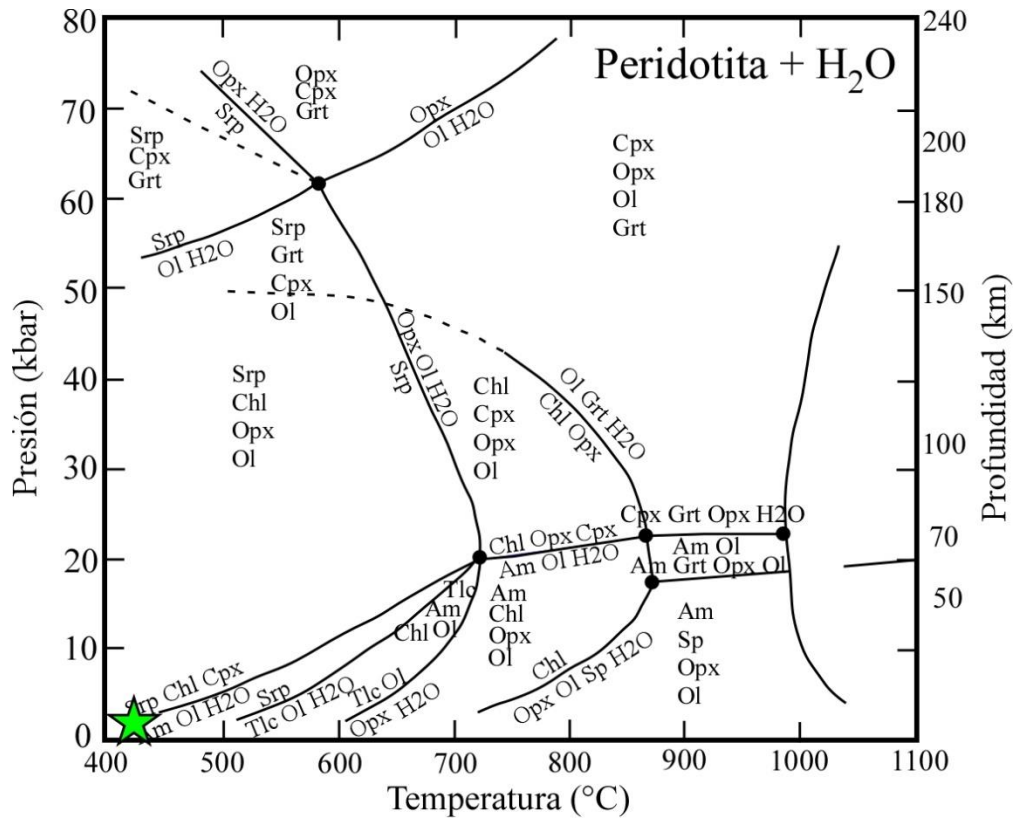


Figura 5-2: Diagrama de fases para peridotita del manto saturada con H₂O. Am: Anfíbol, Chl: Clorita, Cpx: Clinopiroxeno, Grt: Granate, Ol: Olivino, Opx: Ortopiroxeno, Srp: Serpentina, Tlc: Talco. (Tomado y modificado de Schmidt y Poli., 1998).

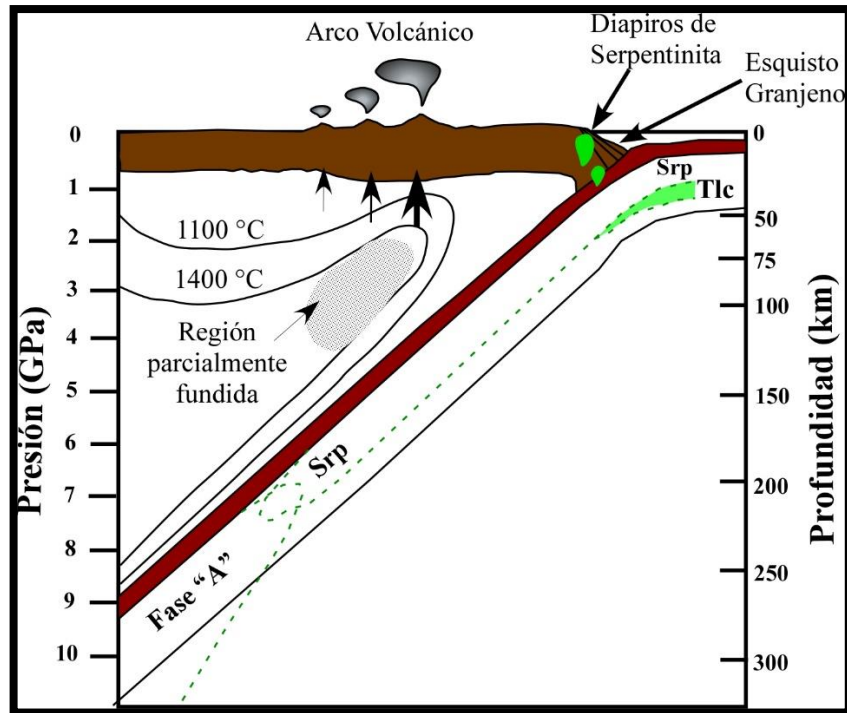


Figura 5-3: Modelo de un margen convergente, mostrando los campos de estabilidad de la serpentinita, y talco. Srp: Serpentina, Tlc: Talco. (Schmidt y Poli., 1998; modificado).

5.1 Origen del Esquisto de Talco

Durante el Carbonífero, se estaba llevando a cabo la serpentización del piso oceánico del Rheico, esto en la zona de expansión de la dorsal, mientras que en el margen occidental de Gondwana, la placa oceánica estaba subduciendo. Según Barboza Gudiño y colaboradores en el 2011, proponen que la placa subducía con un ángulo bajo. En esta etapa fue cuando todo el depósito de la trinchera se metamorizó bajo facies de esquistos verdes. Para este tiempo se encontraba activo sobre el continente el vulcanismo que generó a la Riolita Aserradero (Alemán Gallardo, 2016), la cual se encuentra aflorando en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Mientras esto sucedía, en la placa oceánica que se encontraba subduciendo se llevaba a cabo el proceso de esteatización (Figura 5-4), el cual consiste en la generación de talco. La presión generada, así como el ingreso de CO_2 transformó la serpentinita a talco, así como a magnesita.

Posteriormente durante el Pérmico-Triásico Temprano, ocurrió un cambio de ángulo en la placa subducida, lo cual generó el levantamiento del paquete esquistoso, así como el

emplazamiento de los cuerpos de talco. Estos se emplazaron (protusionaron) a lo largo de los planos de foliación del esquisto. Posteriormente, algunos cuerpos aprovecharon las zonas de debilidad generadas en el esquisto como los son fracturas en las zonas de pliegues de las rocas deformadas, y a lo largo de estos planos, los cuerpos se emplazaron, cortando incluso a los cuerpos previamente emplazados en los planos de foliación (Figura 5-4). Por otro lado, para la región que actualmente ocupa el Anticlinorio Huizachal-Peregrina se emplazó parte del piso oceánico serpentizado. Para este tiempo se estaba generando el cinturón magmático del Permo-Triásico en la margen occidental de Pangea.

Por lo tanto, durante el levantamiento del paquete esquistoso fue cuando los cuerpos de talco se emplazaron, esto para la actual región de Aramberri, N.L. mientras que para la parte de Ciudad Victoria se emplazó una parte del piso oceánico serpentizado (Figura 5-5).

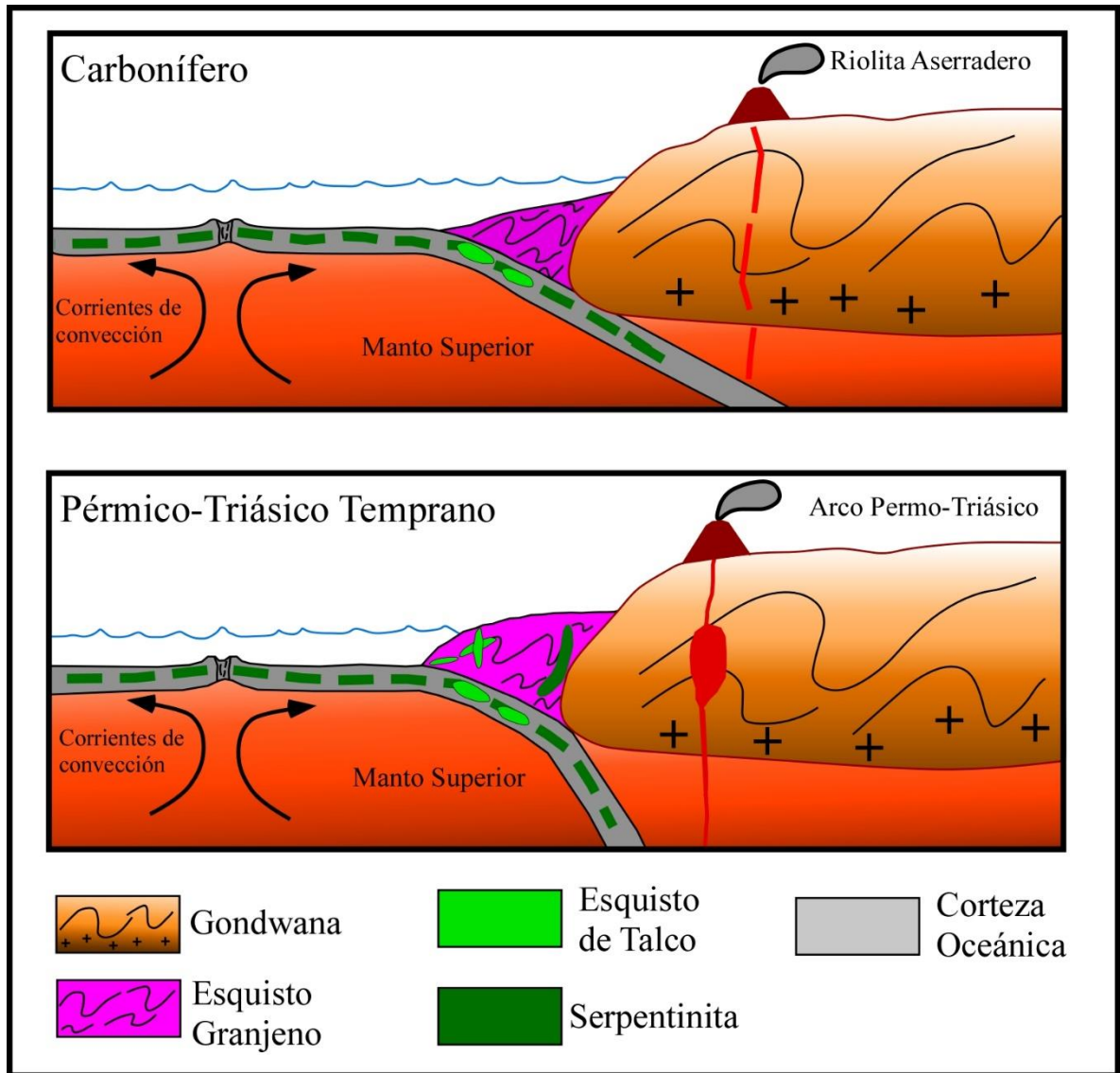


Figura 5-4: Modelo para el emplazamiento del esquistoso de talco. Se observa primeramente que durante el Carbonífero ocurría la serpentinitización del piso oceánico, así como la generación de la Riolita Aserradero. Debido al bajo ángulo de la placa en subducción se llevó a cabo el metamorfismo del material que se encontraba en el prisma de acreción, también dentro del canal de subducción se estaba llevando a cabo la generación de talco. Posteriormente, durante el Pérmico-Triásico Temprano, ocurrió un cambio de ángulo en la placa que subducía. Debido a esto ocurrió un levantamiento del paquete esquistoso, así como el emplazamiento de los cuerpos de talco, de igual forma dentro del esquistoso se emplazó una porción del piso oceánico serpentinitizado.

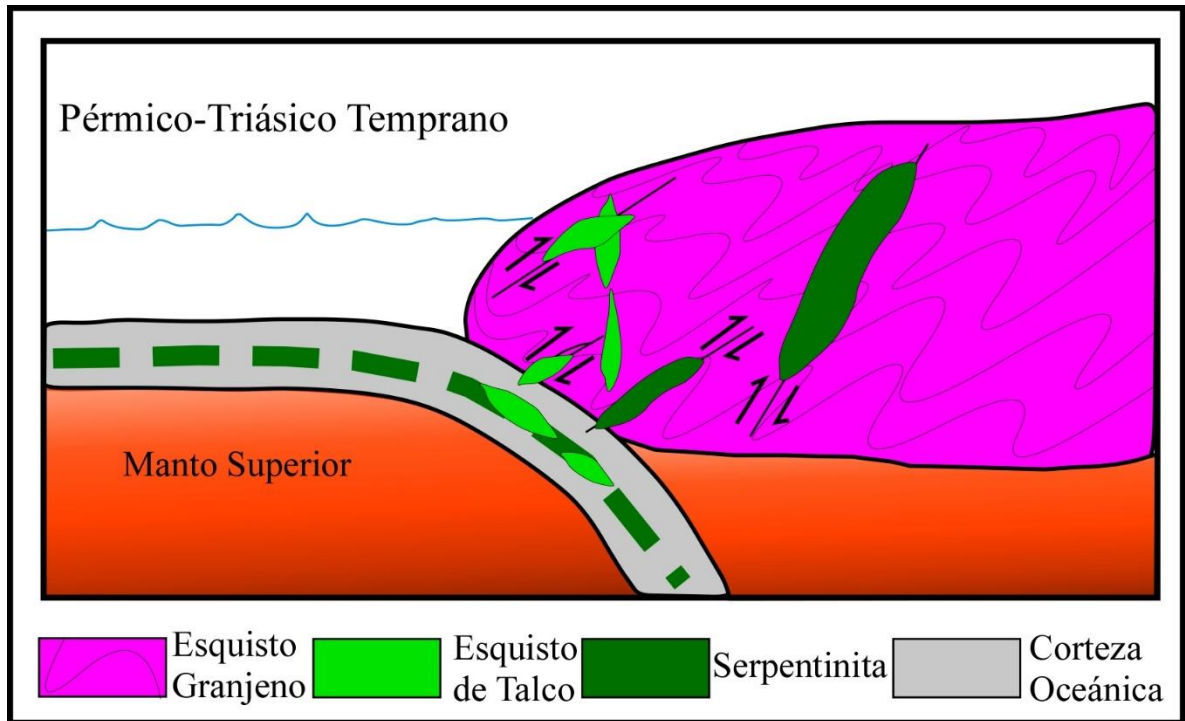


Figura 5-5: Modelo del emplazamiento de los cuerpos de esquistos de talco, así como de la Serpentinita Victoria. Este gráfico representa un acercamiento de la fig. 5-4.

El proceso de esteatización, se llevó a cabo de una manera parcial, esto debido a que en el área está presente el denominado talco atigrado, el cual es un producto intermedio de la transformación de la serpentinita a talco. Dentro de estas rocas se encuentran vetas compuestas por el denominado talco Palmolive, el cual es la variedad de talco más puro. En el área de Aramberri, N.L. se observa una zonación en la cual los cuerpos de talco atigrado se encuentran en el centro, mientras que en los bordes se concentra el denominado talco blanco. Esto debido a que primeramente los bordes son los que se transforman a talco durante el proceso de esteatización, mientras que la parte central apenas se está transformando. Además, muy probablemente dentro de estas partes centrales hubo infiltraciones de soluciones que favorecieron la formación del talco Palmolive (Figura 5-6).

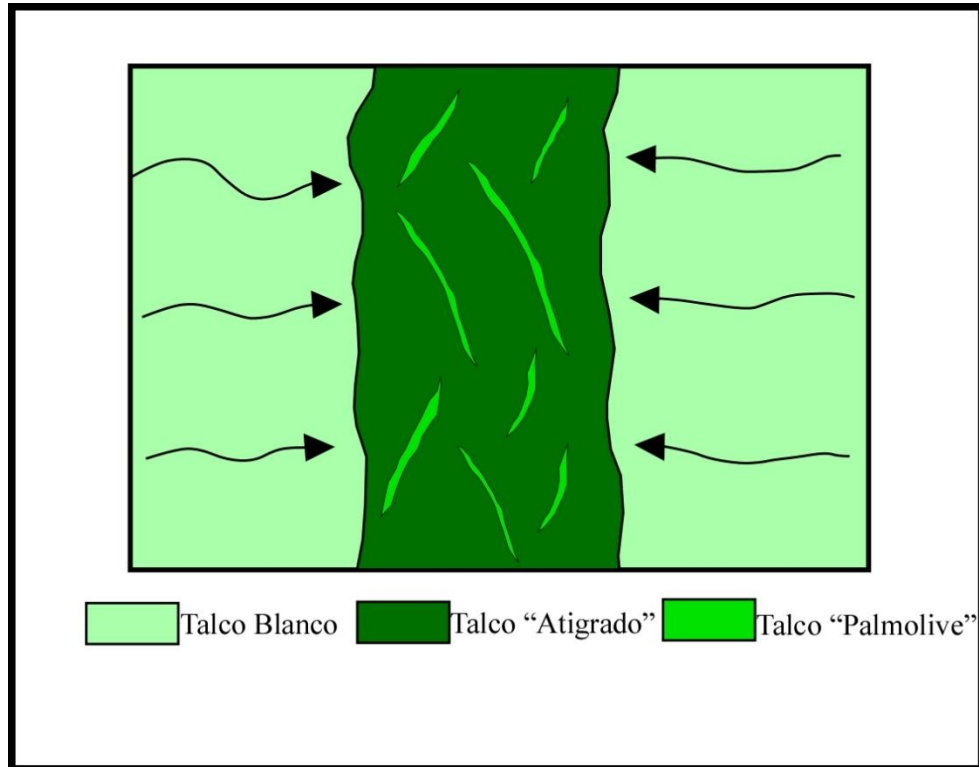


Figura 5-6: Modelo de generación y zonación de las distintas variedades del esquistito de talco, en donde se observa que la esteatización se genera de los bordes hacia el centro. De esta forma, el talco blanco se concentra en los bordes, mientras que en el centro se encuentra el talco atigrado, el cual ha sido parcialmente transformado, dentro de este están presentes vetas compuestas por talco Palmolive. Sin escala.

CAPITULO VI

6 . Conclusiones y Recomendaciones

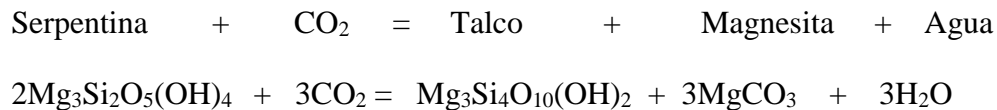
6.1 Conclusiones

En base a los resultados petrográficos y geoquímicos, así como el análisis de campo se ha llegado a las siguientes conclusiones con respecto a los cuerpos de esquistos de talco, los cuales están presentes en el área de trabajo:

1. Los cuerpos de esquistos de talco o esteatita, se emplazaron tectónicamente, es decir protusionaron, de dos maneras: a) en cuerpos concordantes (subhorizontales) a la foliación y a la metaestratificación y b) en cuerpos discordantes (subverticales) a estos planos, donde estos últimos cortan a los primeros.
2. Los cuerpos presentan una marcada zonación interna, la cual se compone de talco atigrado en la parte central. Dentro de este, a manera de vetas, se encuentra el talco Palmolive, mientras que el talco blanco ocupa sus bordes. La roca encajonante son las unidades metapelíticas y en parte las metavolcánicas.
3. La presencia de minerales serpentínicos, así como sus elevadas concentraciones de Ni y Cr, permiten postular que el protolito del talco es de composición untramáfica y no dolomítica. Además, se propone que las serpentinitas provienen de rocas ricas en Ol + Opx (+ Cpx), mismas que pueden ser correlacionables a la Serpentinita Victoria, del Anticlinorio Huizachal - Peregrina.
4. Se observa un proceso de esteatización parcial, en el cual a partir de serpentinitas se genera el talco atigrado, el blanco y el talco Palmolive.
5. Los cuerpos de talco se generaron durante el Carbonífero cuando el piso oceánico ya serpentizado subducía bajo el margen de Gondwana,

posteriormente durante el Pérmico-Triásico Temprano. Debido a un cambio de ángulo de la placa en subducción, los cuerpos de talco se emplazaron dentro del paquete esquistoso, primeramente, de manera concordante a la foliación y posteriormente de manera discordante a la misma llegando a cortar a los primeros cuerpos. De igual forma parte del piso oceánico serpentizado se emplazó dentro del esquisto, en el Anticlinorio Huizachal - Peregrina.

6. El talco se generó a partir de la siguiente reacción:



Este proceso ocurrió a no más de 10 km de profundidad dentro del canal de subducción.

6.2 Recomendaciones

Este trabajo se llevó a cabo utilizando las técnicas y procedimientos disponibles en el momento. Para tener un mejor conocimiento acerca de la petrogénesis de los cuerpos de esquisto de talco presentes en el área del Alto de Aramberri, se proponen la aplicación de la siguientes metodologías y técnicas de estudio:

1. Llevar a cabo un trabajo estructural completo del área, esto con la finalidad de establecer bien el modo de emplazamiento de los cuerpos de talco dentro del Esquisto Granjeno.
2. Realizar un estudio de las composiciones isotópicas de oxígeno y carbono, esto con la finalidad de corroborar que estas concentraciones corresponden a derivados del manto.

3. Determinar la composición química mineral para las distintas variedades del esquisto de talco que están presentes en el área, esto con el propósito de caracterizar más detalladamente el mineral en este yacimiento.

7 Bibliografía

- Alemán Gallardo, E.A. (2013).** Remanentes del piso oceánico en la secuencia paleozoica metamorfozada de la margen NW de Gondwana en el estado de Tamaulipas, NE de México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León, 106 p.
- Alemán Gallardo, E. A. (2016).** Arcos magmáticos del Ordovícico y del Carbonífero en el basamento de la Sierra Madre Oriental en el Anticlinorio Huizachal Peregrina. Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León, 195 p.
- Ali Bik, M.W., Taman, Z., El Kalioubi, B., Abdel Wahab, W. (2012).** Serpentinite - hosted talc – magnesite deposits of Wadi Barramiya área, Eastern Desert, Egypt: 89.
- Allégre, C.J. (2008).** Isotope Geology, Cambridge University Press, 512 p.
- Anderson, D.L. (1987).** Timing and mechanism of formation of selected talc deposits in the Ruby Range, southwestern Montana, Unpub. M.S. thesis, Bozeman, Montana State University, 90 p.
- Barboza Gudiño, J.R., Gómez-Anguiano, M., Zavala Monsiváis, A. (2008).** The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 25, no. 1, p. 49 - 63.
- Barboza Gudiño, J. R., Ramírez Fernández, J.A., Torres Sánchez, S. A., Valencia, V. A. (2011).** Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 63, no. 2, p. 201 – 216.
- Bjerga, A., Konopásek, J., Pedersen, R.B. (2015).** Talc – carbonate alteration of ultramafic rocks within the Leka Ophiolite Complex, Central Norway, *Lithos*, p. 21 – 36.
- Boulvais, P., De Parseval, P., D'Hulst, A., Paris, P. (2006).** Carbonate alteration associated with talc – chlorite mineralization in the Eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif, *Mineralogy and Petrology*, p. 499 – 526.
- Bucher, K., Grapes, R. (2011).** *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, 419 p.

- Carballido Sánchez, E. A., Delgado Argote, L.A. (1989).** Geología del cuerpo serpentínico de Tehuiztzingo, estado de Puebla-interpretación preliminar de su emplazamiento, *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 8, p. 134-148.
- Casas Peña, J. M. (2016).** Revisión estratigráfica del Jurásico en el Cerro La Cruz, Aramberri, Nuevo León, Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 177 p.
- Castro Dorado, A. (1989).** Petrografía básica: Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas, Paraninfo, Madrid, 143 p.
- Castro Dorado, A. (2015).** Petrografía de rocas ígneas y metamórficas, Paraninfo, 263 p.
- Chávez Cabello, G. (2005).** Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México, Tesis Doctoral, Centro de Geociencias, Universidad Autónoma de México, 313 p.
- Chidester, A.H. (1962).** Petrology and Geochemistry of Selected Talc – bearing Ultramafic Rocks and Adjacent Country Rocks in North – Central Vermont, *Geological Survey*, 207 p.
- Chopin, C. (1981).** Talc – Phengite: a Widespread Assemblage in High – Grade Pelitic Blueschists of the Western Alps, *Journal of Petrology*, vol. 22, p. 628 – 650.
- Coleman, R.G. (1977).** Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere. Springer – Verlag, Berlin, 229 p.
- De Cserna, Z., Graft, J.L., Ortega Gutiérrez, F. (1977).** Alóctono del Paleozoico Inferior en la región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, 1, p. 33 – 43.
- Donalson, M. J. (1981).** Redistribution of Ore Elements during Serpentinization and Talc – Carbonate Alteration of Some Archean Dunites, Western Australia, *Economic Geology*, vol. 76, p. 1698 – 1713.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M., Marrett, R. (2000).** Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LIII, P. 1 – 26.

- Fitz Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., Ben van der Plujim (2014).** Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold – Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults, *International Geological Review*, vol. 56, no. 6, p. 734 – 755.
- Frost, B. R., Frost, C. D. (2014).** *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, 297 p.
- Gray, G. G., Lawton, T. F. (2011).** New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 63. No. 2, p. 333 – 343.
- Greene, R. C. (1995).** Talc resources of the conterminous United States, Geological Survey, 169 p.
- Hernández Ríos, E.M. (2015).** Geología y geoquímica de las rocas ultramáficas del sector de la cabaña, IX región, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Tesis para optar al grado de Magister, 177 p.
- Jasso Saldaña, J. J. (2007).** Análisis cinemático de la zona de la cabalgadura frontal de la Sierra Madre Oriental, Cañón “El Alamar”, Linares, Nuevo León, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 211 p.
- Klein, C., Hulburt, C.S. (2011).** *Manual de Mineralogía*, Reverte, 679 p.
- Lázaro Larrabe, J. (1982).** Visita de reconocimiento previo a las áreas del proyecto Cañón del Novillo, Tamps. y Aramberri, N.L. *Archivo Técnico*, Consejo de recursos minerales, 23 p.
- Meiburg, P., Chapa Guerrero, J. R., Grotehussmann, I., Kustush, T., Lentzy, P., León Gómez, H., Mansilla Terán, M. A. (1987).** El basamento precretácico de Aramberri-estructura clave para comprender el décollement de la cubierta jurásica/cretácica de la Sierra Madre Oriental, México, *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL*, vol. 2, p. 15 – 22.
- Melgarejo, J.C., Proenza, J.A., Galí, S., Llovet, X. (2010).** Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62, p. 1 - 23.

- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Dostal, J. (2006).** Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geological Society of America*, 34 (10) p. 857 - 860.
- Ortega Gutiérrez, F. (1978).** El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y de la Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, 2, p. 19 – 30.
- Ortiz Hernández, L. E., Escamilla Casas, J.C., Flores Castro, K., Ramírez Cardona, M., Acevedo Sandoval, O. (2006).** Características geológicas y potencial metalogenético de los principales complejos ultramáficos - máficos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 1, p. 161 – 181.
- Philpotts, A.R. (1989).** *Petrography of igneous and Metamorphic Rocks, U.S.A.*, Waveland Pr Inc, 192 p.
- Potts, P.J. (1987).** *A handbook of silicate rock analysis*, Ed. Blackie, London, 622 p.
- Ramírez Fernández, J.A., Alemán Gallardo, E.A., Cruz Gámez, E.M. (2016).** Georrecursos en el sector norte de la Sierra Madre Oriental: serpentina, talco y cuarcita del complejo Esquisto Granjeno. *Ciencia UANL*, 79, p. 45 – 50.
- Ramírez Fernández, J.A., Jenchen, U. (2016).** Cinturones orogénicos sepultados bajo la Sierra Madre Oriental: basamento precámbrico y paleozoico. *Ciencia UANL*, 80, p. 47 – 53.
- Ramírez Ramírez, C. (1978).** Reinterpretación Tectónica del Esquisto Granjeno del Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista del Instituto de Geología UNAM*, 2, p. 31 – 36.
- Rivera García, J.J., Ramírez Fernández, J.A., Cruz Gámez, E.M. (2017).** Yacimientos de talco en el estado de Nuevo León, *Geomimet*, p. 15 – 19.
- Rollinson, H.R. (1993).** *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Schandal, E. S., Sharara, N. A., Gorton, M. P. (1999).** The origin of the Atshan talc deposit in the Hamata area, eastern desert, Egypt: a geochemical and mineralogy study, *The Canadian Mineralogist*, vol. 37, p. 1211 – 1227.

- Schmit, M.W., Poli, S. (1998).** Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth and Planetary Science Letters*, 163, p. 361 – 379.
- Tardy, M., Ramírez R, C., Patiño A, M. (1976).** El frente de la Napa de Parras (Conjunto Cadena Alta – Altiplano Central) en el área de Aramberri. NL, Sierra Madre Oriental, México: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, no. 2, p. 1 -12.
- Tilley, C.E. (1948).** Earliest stages in the metamorphism of siliceous dolomite. *Mineralogical Magazine*, 28, p. 272 – 276.
- Torres Sánchez, S. A. (2015).** Implicaciones Geodinámicas del Complejo Metamórfico Paleozoico de la Sierra Madre Oriental en el Norte de México, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 263 p.
- Torres Sánchez, S. A., Augustsson, C., Barboza Gudiño, R., Abratis, M., Ramírez Fernández, J. A. (2015).** Basamento paleozoico de la Sierra Madre Oriental: condiciones metamórficas de P-T en la presencia de fengita y clorita, *CIENCIA UANL*, no. 75, p. 47 – 53.
- Varela, R., Dalla Salda, L. (1984).** Geocronología Rb – Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra Pie de Palo, San Juan, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47, p. 271 – 275.
- Vernon, R.H., Clarke, G.L. (2008).** *Principles of Metamorphic Petrology*, Cambridge, 446 p.
- White, W.M. (2013).** *Geochemistry*, Wiley-Blackwell, 637 p.
- Winter, J.D. (2010).** *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice Hall, 702 p.
- www.handbookofmineralogy.org/pdfs/clinochlore.pdf**
- www.igme.es/PanoramaMinero/Historico/2003_04/TALCO03.pdf**
- Yalcin, H., Bozkaya, O. (2006).** Mineralogy and geochemistry of Paleocene ultramafic – and sedimentary – hosted talc deposits in the southern part of the Sivas basin, Turkey, *Clays and Clay Minerals*, vol. 54, no. 3, p. 333 – 350.

Yonkee, W. A., Weil, A. B. (2015). Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system, *Earth – Science Reviews*, vol. 150, p. 531 – 593.