

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

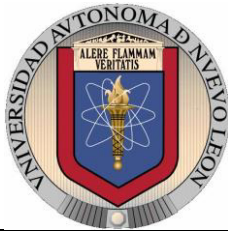
**“IMPLICACIONES GEODINÁMICAS DEL COMPLEJO
METAMÓRFICO PALEOZOICO DE LA SIERRA MADRE
ORIENTAL EN EL NORESTE DE MÉXICO.”**

PRESENTA

SONIA ALEJANDRA TORRES SÁNCHEZ

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS

AGOSTO 2015



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**“IMPLICACIONES GEODINÁMICAS DEL COMPLEJO
METAMÓRFICO PALEOZOICO DE LA SIERRA MADRE
ORIENTAL EN EL NORESTE DE MÉXICO.”**

ELABORADA POR

SONIA ALEJANDRA TORRES SÁNCHEZ

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER
EL GRADO ACADÉMICO DE

DOCTOR EN CIENCIAS

CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS

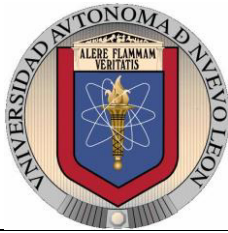
vo.Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

DRA. CARITA AUGUSTSSON

LINARES, NUEVO LEÓN

AGOSTO 2015



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

“IMPLICACIONES GEODINÁMICAS DEL COMPLEJO METAMÓRFICO PALEOZOICO DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL EN EL NORESTE DE MÉXICO.”

ELABORADA POR

SONIA ALEJANDRA TORRES SÁNCHEZ

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER
EL GRADO ACADÉMICO DE

**DOCTOR EN CIENCIAS
CON ESPECIALIDAD EN GEOCIENCIAS**

Vo.Bo.

COMITÉ DE REVISIÓN DE TITULACIÓN

**DRA. CARITA AUGUSTSSON
DIRECTOR DE TITULACIÓN**

**DR. UWE JENCHEN
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN**

**DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA
GUDIÑO
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN**

**DR. FERNANDO VELASCO TAPIA
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN**

**DR. YAM ZUL ERNESTO OCAMPO DÍAZ
CO-DIRECTOR DE TITULACIÓN**

LINARES, NUEVO LEÓN

AGOSTO 2015

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

Sonia Alejandra Torres Sánchez

Dedicatoria

A mis padres **Sonia Laura** y **Darío**: las personas más luchadoras que he conocido, por haberme entregado el mejor regalo que nadie me hiciera jamás "*la vida*".

A mí único hermano y amigo **Darío** quien me enseñó el significado y la responsabilidad de "hermana mayor".

A **Daniel** por tomar mi mano e invitarme a caminar juntos por la vida.

A mi tío **Profr. Gualberto Torres** por ser como un segundo padre para nosotros.

En memoria

M.E.S Dolores Benjamín Botello Bravo

M.P. Guillermo Alanís

Agradecimientos

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)** por otorgarme una beca de Doctorado en el programa “Doctorado en Ciencias con especialidad en Geociencias, de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León (FCT-UANL; CVU/Becario: 347503/239341) y una beca de movilidad al extranjero “Becas mixtas 2012-2013”. Así como, al **Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD)** por haberme otorgado una beca de “Investigación de doctorado 2013-2015” para cursar una estancia de investigación en el Instituto de Geología de la Universidad Friedrich-Schiller Jena, Alemania.

A la **Facultad de Ciencias de la Tierra**, a su Director **Dr. Francisco Medina Barrera** y al Sub-director de Posgrado **Dr. Fernando Velasco Tapia** por todo el apoyo y financiación brindada para realizar este trabajo y para asistir a distintos congresos internacionales, así como; por la disponibilidad y agilidad con toda la documentación relacionada.

A la **Facultad de Ciencias de la Tierra**, a la **Sub-dirección de Posgrado de la FCT** y al **Programa de Apoyo a la Investigación Científica y Tecnológica, PAICYT-UANL 2009** (clave CT126-09), responsable, **Dr. Juan. A. Ramírez Fernández** por invitarme a formar parte del proyecto “Interpretación Geodinámica del basamento cristalino de la Sierra Madre Oriental en el Anticlinorio Huizachal Peregrina, NE de México” y por su apoyo para realizar las campañas de campo y los análisis petrográficos tradicionales.

Al **Dr. Uwe Jenchen** por financiar los análisis de química de roca total. Al **Dr. José Rafael Barboza Gudiño** por financiar con el proyecto SEP-CONACYT-000169231 el análisis geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mica blanca.

A la **Dra. Carita Augustsson, Dr. Michael Abratis, Profr. Dr. Reinhard Gaupp** y al **Premio a la Mejor Tesis de Licenciatura 2010 UANL**, por financiar los análisis de microsonda electrónica.

A la **Dra. Carita Augustsson** por financiar los análisis de catodoluminiscencia y geocronológicos U-Pb en circones detríticos.

Al **Profr. Dr. Reinhard Gaupp** y **Profr. Dr. Christoph Heubeck** por su apoyo durante la renovación de la beca DAAD y por financiar los análisis de espectroscopía Ramán.

Al todo el **Comité de Titulación** por sus comentarios que mejoraron notablemente este trabajo.

Al **Dr. Fernando Velasco Tapia** por su gran apoyo, disponibilidad, accesibilidad, paciencia, por sus comentarios, consejos y críticas a este trabajo. Por guiarme y ayudarme a salir adelante durante todos los años del doctorado, por darme muchas oportunidades, por creer en mí, por su amistad y por dejarme aprender de sus conocimientos y experiencia en la investigación.

Al **Dr. Uwe Jenchen** por su ayuda, sus comentarios, consejos, por escucharme y por su disponibilidad a discutir sobre el tema. Por darme siempre su punto de vista y enriquecer con ellos este trabajo y los artículos científicos relacionados. Por el apoyo brindado durante el proceso de examinación Pre-Doctoral. Pero sobre todo por su amistad.

Al **Dr. José Rafael Barboza Gudiño** por sus comentarios y apoyo a la tesis y a los artículos científicos. Por siempre mostrar interés en el tema y por sus enseñanzas durante las campañas de campo.

A la **Dra. Carita Augustsson** por aceptarme en Jena. Por enseñarme y aconsejarme en la investigación. Por todo el esmero incondicional que puso para que este trabajo pudiera culminarse. Por su paciencia y recomendaciones en la escritura de los artículos científicos, resúmenes, presentaciones y propuestas relacionadas a este trabajo. Por brindarme su confianza y ayudarme durante mi estancia en Alemania. Por ser un gran ejemplo como investigadora y persona, pero sobre todas las cosas muchas gracias por tu gran amistad.

Al **Dr. Michael Abratis** por su apoyo durante la escritura de los artículos, por su apoyo durante los análisis de microsonda. Por permitirnos a Daniel y a mí conocer a su bella familia y por una amistad de vida.

Al **M.P. Victoriano Beraza** por su disponibilidad, ayuda y excelente trabajo en la elaboración de las láminas delgadas tradicionales y para análisis de microsonda en la FCT. A los preparadores **Siegrid, Sandra y Frank** por su ayuda en la preparación de láminas delgadas y el montado de minerales pesados en el laboratorio de preparación en Jena. Al **M.C. Viera Décida** por facilitar el laboratorio de molienda de la FCT.

Anders Schersten, Katja Eckelmann, Mandy Hoffmann, Andreas Gärtner y Ulf Linnemann, por su ayuda durante los diversos análisis geocronológicos en la Universidad de Lund y en el laboratorio Senckenberg.

Al **Dr. Long**, por compartir sus conocimientos sobre el Llano Uplift durante mi estancia en Austin, facilitarme literatura relacionada al tema y por sus comentarios en el artículo científico. Al **Dr. Ramírez-Ramírez** por sus comentarios e ideas sobre el trabajo.

Al **Dr. Surendra Pal Verma Jaiswal, Dr. Sanjeet Kumal Verma** y a la **MSc. María Abdelaly Rivera Gómez** quienes con mucho entusiasmo me facilitaron y explicaron el uso de los programas IgRocks y TecD, utilizados en el artículo científico.

Al **personal docente de la Facultad de Ciencias de la Tierra**: Dr. Medina Barrera, Dr. Velasco Tapia, Dr. Jenchen, Dr. Méndez Delgado, Dr. Aguilar Pérez, Dra. Chacón Baca, Dr. Chapa Guerrero, Dr. Chávez Cabello, Dra. Cruz Gámez, Dr. Montalvo Arrieta, Dr. Navarro de León, Dra. Pichardo Barrón, Dr. Pola Simuta, Dr. Ramírez Fernández, M.C. Alva Niño, M.C. Dülmer, M.C. García Peña, M.C. Ramos Ledezma, M.C. Rodríguez Saavedra, M.C. Treviño Cázares, M.C. Viera Décida, M.T. Briones Carrillo, Ing. Garza Castillo, Ing. Ibarra Martínez, Lic. Soto Villalobos por la infinidad de conocimientos brindados a través de sus cátedras.

Al **personal administrativo de la Facultad de Ciencias de la Tierra**: Sra. Karla Casas, Sra. Betty Elizondo, Srita. Betty Limas, C.P. Nereyda Quintero, Srita. Olga Medrano, Lic. Blanca Izaguirre, Sra. Laura Villalobos, por su disponibilidad y apoyo. A los técnicos, choferes y vigilantes por su amabilidad durante mi estancia en la facultad.

Al **M.C. Augusto Rodríguez** por sus enseñanzas y apoyo durante su tiempo en la FCT. Al **Ing. Maldonado** que siempre me da ánimos.

Al grupo “**Allgemeine und Historische Geologie**” del Instituto de Geología en Jena conformado por: Profr. Dr. Gaupp, Profr. Dr. Heubeck, Dra. Aehnelt, Dra. Augustsson, Dr. Beyer, Dr. Frenzel, Dra. Köhler, Dr. John, Dr. Voight, M.Sc. Akita, M.Sc. Alivermini, Dipl. Bock, Dipl. Henkel, Dipl. Klocke, Dipl. Kunkel, Dipl. Meschner, Frau. Bergmann, Herr. Linde, Frau. Urban, por permitirme formar parte del grupo de trabajo.

A **mis amigos**: Sussanne, Nadine, Martin, Katha, Robert L., Peter, Bernd, Sabine, Robert K., Katja, Stefan H, Katharine., Michael C., Mauro, Francesca, Sathish, Kirty, Ale, José, Anne, Leona, Shusho, Steven, Sneha, Lailah, Cindy, Andreas, Robert S., Manuela, Sussi, Xylan, Michael H., Jens, Stefan, Felix.

A **Yam Zul y Margarita** por su amistad A **Víctor Caballero** por ser un gran amigo incondicional, a **mis amigos de la universidad** y a **mis compañeros de Posgrado** y al **H6**.

A todos mis compañeros **becarios del DAAD** que a través de ellos me permitieron conocer muchos rincones del mundo. Gracias por enriquecer mi vida con sus experiencias, tradiciones y culturas.

A **mis padres, mi hermano y mi familia** porque confiaron en mí, por cuidarme y ayudarme, por enseñarme que siempre en los mejores momentos y aún en los peores estarán ahí para mí. A las familias **Hernández-Sánchez** y **Vargas-Suárez**.

A mi **esposo Daniel** por su apoyo incondicional, por sus comentarios y consejos hacia mi trabajo. Por compartir conmigo todo y porque juntos disfrutamos de los triunfos y tropiezos de esta experiencia llamada “el Doctorado”.

Gandalf: *You've changed, Bilbo Baggins. You're not the same Hobbit as the one who left the Shire...*

Bilbo Baggins: *I was going to tell you... I found something in the Goblin tunnels.*

Gandalf: *Found what? What did you find?.....*

Bilbo Baggins: *My courage.*

Gandalf: *Good... well, that's good. You'll need it.*

The Hobbit- J.R.R. Tolkien

"It is the tension between creativity and skepticism that has produced the stunning and unexpected findings of science."

Carl Sagan.

"If we knew what it was we were doing, it would not be called research, would it?"

Albert Einstein

"Si me porto bien, si no ando en malos pasos, si mi alma y mi corazón son buenos y limpios, entonces los dioses me verán con buenos ojos. No importa si mi sombrero es viejo y mi ropa está desgarrada. Si mi corazón es bueno me convierto en el reflejo de los dioses, como espejo".

Pensamiento Huichol

"I have learned that in life you must enjoy every breath, every rush of cold air, every drop of rainfall and snowflakes, every ray of sunshine and every natural sound towards you".

Sonia

Contenido

1	Introducción.....	1
1.1	Rocas metamórficas en México.....	1
1.2	Concepto de Basamento.....	4
1.3	Antecedentes.....	5
1.4	Localización del área de estudio.....	6
1.5	Trabajos previos sobre el Esquisto Granjeno.....	7
1.6	Justificación del trabajo.....	11
1.7	Objetivos y metas.....	12
1.7.1	Objetivos.....	12
1.7.2	Metas.....	13
1.8	Metodología.....	13
1.8.1	Trabajo de campo.....	13
1.8.2	Muestreo.....	13
1.8.3	Geología estructural.....	14
1.8.4	Preparación de secciones delgadas.....	14
1.8.5	Petrografía tradicional.....	15
1.8.6	Petrografía de minerales pesados.....	15
1.8.7	Análisis de microsonda electrónica.....	15
1.8.8	Análisis de espectroscopía Ramán.....	16
1.8.9	Análisis de catodoluminiscencia.....	17
1.8.10	Análisis geoquímicos.....	17
1.8.11	Geocronología de circones detríticos.....	18
1.8.12	Geocronología de mica metamórfica.....	18
1.8.13	Interpretación de resultados.....	19
1.9	Formato de Disertación.....	19
2	Evolución tectónica del Basamento en México.....	20

2.1	Noreste de México	20
	Terreno Coahuila.....	21
2.2	Oeste-Centro-Sur de México	21
	Complejo Oaxaqueño.....	22
	Implicaciones tectónicas del Complejo Oaxaqueño.....	23
	Complejo Huiznopala.....	23
	Complejo Guichicovi (Bloque Maya)	24
	Complejo Acatlán.....	25
	Implicaciones tectónicas del Complejo Acatlán.....	25
	Complejo Xolapa.....	27
2.3	Noroeste de México	27
	Terreno Caborca.....	28
	Implicaciones tectónicas del basamento del Terreno Caborca.....	29
	Chihuahua (Cratón de Norteamérica).....	30
	Implicaciones tectónicas de Chihuahua (Cratón de Norteamérica).....	30
	Xenolitos de Corteza en Chihuahua y San Luis Potosí	30
3	Marco geológico regional (pre-mesozoico)	31
3.1	Geología Regional del anticlinorio Huizachal-Peregrina.....	32
	3.1.1 "Gneis Novillo" (anticlinorio Huizachal-Peregrina).....	33
	3.1.2 Cubierta Sedimentaria del Silúrico-Pérmico (anticlinorio Huizachal-Peregrina).....	37
	3.1.3 Rocas magmáticas paleozoicas.	38
	3.1.4 Esquisto Granjeno, Paleozoico (anticlinorio Huizachal-Peregrina).....	41
	Rocas metasedimentarias en el anticlinorio Huizachal-Peregrina.....	42
	Rocas metavolcánicas en el anticlinorio Huizachal-Peregrina.....	46
	Rocas metaígneas en el anticlinorio Huizachal-Peregrina.	47
	3.1.5 Cubierta mesozoica (anticlinorio Huizachal-Peregrina)	49
3.2	Geología regional del Alto de Miquihuana, Tamaulipas.	51

3.3	Geología regional del Alto de Bustamante, Tamaulipas.....	51
3.4	Geología regional del Alto de Aramberri.....	55
3.4.1	Esquisto Granjeno (Alto de Aramberri).....	55
3.4.2	Rocas metasedimentarias en el Alto de Aramberri.....	56
3.4.3	Rocas metaígneas en el Alto de Aramberri.....	59
3.4.4	Cubierta sedimentaria mesozoica de Aramberri	61
4	Resultados.....	62
4.1	Geología estructural.....	62
4.1.1	Rasgos estructurales	62
	Foliación.....	62
	Fracturamiento	69
4.2	Rocas metavolcánicas	74
4.2.1	Composición petrográfica.....	74
4.2.2	Composición química mineral	78
4.2.3	Química de roca total	85
4.2.4	Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	91
4.3	Rocas metaultramáficas	92
4.3.1	Composición petrográfica.....	92
4.3.2	Composición química-mineral	96
	Serpentina.....	96
	Clorita.....	97
	Piroxeno	99
	Granate	99
	Talco.....	100
	Anfíbol	100
	Espinela.....	101
	Magnetita.....	101

Pentlandita.....	102
4.3.3 Química de roca total	103
Magma parental.....	104
4.4 Rocas metasedimentarias	106
4.4.1 Composición petrográfica.....	107
4.4.2 Composición química mineral	113
4.4.3 Análisis de procedencia.	116
4.4.4 Geocronología de circones detríticos.....	130
4.4.5 Química de roca total	133
5 Interpretación	140
5.1 Sedimentación.....	140
5.2 Magmatismo	142
5.3 Metamorfismo.....	145
6 Paleogeografía.....	152
7 Conclusiones	158
7.1 Origen de las rocas metavolcánicas-.....	158
7.2 Origen de las rocas metaultramáficas-	159
7.3 Origen de las rocas metasedimentarias-.....	160
7.4 Condiciones y edad del metamorfismo-.....	161
8 Referencias.....	163
9 Apéndice	191

Fig. 1.1 Distribución del basamento Precámbrico y Paleozoico en México (modificado de Campa & Coney; Ortega-Gutiérrez et al., 1999). A: Alisitos; CA: Caborca; CHI: Chihuahua; COA: Coahuila; G: Guerrero; M: Maya; MI: Mixteca; J: Juárez; O: Oaxaca; S: Sonobari; SM: Sierra Madre; XO: Xolapa; V: Vizcaíno; SMO: Sierra Madre Oriental; TMV; Cinturón volcánico transmexicano. 3

Fig. 1.2 a) Rocas metamórficas precámbricas y paleozoicas en México. Modificado de Campa & Coney (1983); Ortega et al. (1995), b) área de estudio (modificado de Barboza et al., 2011). SMO: Sierra Madre Oriental.	7
Fig. 2.1 Extensión del Terreno Caborca y el bloque de Norteamérica (modificado de Anderson & Silver, 1979).	28
Fig. 2.2 Distribución de los xenolitos del manto y corteza en San Luis Potosí y Chihuahua (tomada de Ruiz et al., 1988).	31
Fig. 3.1 Mapa geológico del anticlinorio Huizachal-Peregrina. Modificado Ramírez-Ramírez, (1992).	33
Fig. 3.2 a) Fotografías del gneis granítico del conjunto encanjonante consiste en ortogneises bandeados, con bandas melanocromáticas leucocráticas (Cañón Novillo), b) augen Gneis del conjunto encanjonante mostrado en la fotografía (Cañón Novillo), c) unidad calcosilicatada del complejo encajonante (Cañón Novillo), d) complejo de anortosita-mangerita-charnockita-granito (Cañón Novillo), e) dique anfibolítico concordante con la foliación del ortogneis de la serie anortosita-mangerita-charnockita-granito (Cañón Peregrina).	34
Fig. 3.3 Distribución de la continuación de los cinturones precámbricos en Norteamérica y en México. Mx: México, USA: Estados Unidos, MSM: Megacizalla Mojave-Sonora, Tx: Texas, Cm: Ciudad de México, HU: Anticlinorio de Huayacocotla; HP: Anticlinorio Huizachal-Peregrina, SA: Falla de San Andrés, CA: California. Modificado de Stewart, (1988).	35
Fig. 3.4 Fotografía de a) ortogneises del Llano, b) gneises del Llano cortados por intrusivos félsicos post-metamórficos. Localidad: parque estatal “Inks Lake”, Austin, Texas. Coordenadas: 14560400E, 3400464N.	36
Fig. 3.5 Fotografía de a) calcoarenita con lentes conglomeráticos de la Fm. Caballeros, b) braquiópodos en areniscas grises de grano fino, c) paleocanal de areniscas de grano grueso y areniscas estratificadas con lutitas, d) turbidita de la Fm. Guacamaya obsérvese la intercalación de intervalos lutíticos y de areniscas laminadas. Localidad: Cañón Peregrina.	38
Fig. 3.6 Fotografías de a) contacto tectónico del Gneis Novillo con el cuerpo tonalítico (Cañón Peregrina), b) microfotografía de tonalita con textura porfídica hipidiomórfica. Matriz cuarzo-feldespática y fenocristales de plagioclasa y ortoclasa. (nícoles cruzados; Cañón Novillo), c) contacto del cuerpo tonalítico con rocas gráficas del Esquisto Granjeno (Cañón Novillo). El contacto presenta una dirección de 164/75°, d) xenolito del Esquisto Granjeno en el cuerpo tonalítico (Cañón Novillo).	39
Fig. 3.7 Fotografías de a) contacto entre la Riolita Aserradero (sobreyaciendo) y areniscas de la Formación Vicente Guerrero (Cañón Peregrina), b) riolita de tonalidad blanca con textura brechoide (Cañón Caballeros), c) riolita con laminación interna (Cañón Caballeros), d) riolita de tonalidad gris con estructuras de flujo y bandeamiento de cuarzo (Cañón Peregrina).	40

- Fig. 3.8 Fotografías del esquisto pelítico en el anticlinorio Huizachal-Peregrina a) Foliación dominante (sf2) y segregaciones de cuarzo plegadas y replegadas en esquisto pelítico (Cañón Caballeros), b) esquisto pelítico con pliegue isoclinal de cuarzo (Cañón Novillo), c) esquisto pelítico con foliación dominante (sf2) (Cañón Peregrina), d) falla lateral izquierda en el esquisto pelítico y el cuerpo de serpentinita (Cañón Novillo)..... 43
- Fig. 3.9 Fotografías del esquisto psamítico en el anticlinorio Huizachal-Peregrina a) Esquisto psamítico en contacto deposicional con esquisto pelítico (Cañón Peregrina), b) esquisto psamítico con granulometría de arena y estratificación original (Cañón Peregrina), c) fracturamiento en esquisto psamítico (Cañón Novillo), d) afloramiento masivo con segregaciones de cuarzo paralelas a la foliación principal (Cañón Caballeros)..... 44
- Fig. 3.10 Fotografías que muestran a) Intercalación rítmica de horizontes pelíticos y psamíticos (Cañón Caballeros). Las capas pelíticas muestran una coloración gris oscuro y foliación mientras que las capas psamíticas (rojo) exhiben tonalidades gris claro y mayor competencia. Se observan segregaciones de cuarzo plegadas y paralelas a la foliación, b) en rojo se observan estructuras de crenulación y segregaciones de cuarzo en el esquisto gráfítico (Cañón Caballeros), c) esquisto gráfítico (Cañón Novillo) y d) esquisto gráfítico deformado (Cañón Peregrina)..... 45
- Fig. 3.11 Fotografías que muestran a) afloramientos de metaturbiditas en el Cañón Novillo y b) Peregrina. Las líneas rojas representan las capas pelíticas, mientras que las líneas azules las capas psamíticas.... 46
- Fig. 3.12 Fotografías de rocas metavolcánicas en el anticlinorio Huizachal-Peregrina a) metatoba intercalada con esquisto pelítico (Cañón Novillo), b) metabasalto y metalava almohadillada masiva y fracturado (Cañón Novillo), c) metabasalto intercalado con esquisto psamítico (Cañón Peregrina) y d) metabasaltos con estructura de flujo (Cañón Peregrina)..... 47
- Fig. 3.13 Fotografía de a) afloramiento de serpentinita en el cañón Novillo, b) segregación de stichtita en serpentinita (cañón Novillo), c) serpentinita en el cañón de Peregrina, d) metacumulato en contacto con serpentinita (Cañón Novillo)..... 49
- Fig. 3.14 Fotografías de a) areniscas de la formación La Boca (Cañón Caballeros), b) conglomerado de la Formación La Joya (Cañón Caballeros), c) calizas de paquetes medianos a gruesos de la Fm. Novillo (Cañón Caballeros), d) modelo estructural del anticlinorio Huizachal-Peregrina (Zhou et al., 2006).. 50
- Fig. 3.15 Fotografías que muestran a) un tiro de exploración en el esquisto pelítico, b) esquisto pelítico con desarrollo de foliación y fracturamiento. 51
- Fig. 3.16 Mapa geológico del área de Miquihuana-Bustamante (basado en la carta topográfica INEGI Ciudad Victoria F14-2, escala 1:250 000). 52
- Fig. 3.17 Fotografías que muestran esquisto pelítico que presenta intercalación rítmica de distintas tonalidades siendo las bandas oscuras ricas en clorita y muscovita y las claras en albita, cuarzo y

muscovita, b) filita a esquistos pelíticos silíceos, con foliación bien desarrollada, c) dique que corta perpendicularmente a la foliación de esquistos pelíticos, d) cuarcita de grano grueso que presentan fracturamiento y estratificación original.	53
Fig. 3.18 Fotografías de a) metaturbidita con intercalación de paquetes psamíticos y pelíticos, b) intercalación de paquetes delgados de esquistos psamíticos y pelíticos. Las líneas rojas representan las capas pelíticas, mientras que las líneas azules las capas psamíticas.	54
Fig. 3.19 Fotografías que muestran a) dique que corta esquistos pelíticos, b) metabasalto en contacto concordante con el esquistos pelíticos, b) metalava masiva en el alto de Bustamante	55
Fig. 3.20 Fotografía que muestra una discordancia litológica entre el Esquistos Granjeno y la formación La Joya, en el cañón la Virgen del Contadero, Aramberri, N.L.....	56
Fig. 3.21 Fotografías de esquistos pelíticos en el alto de Aramberri a) esquistos de tonalidad verde y desarrollo de la foliación, b-c) esquistos pelíticos con desarrollo de la foliación principal d) en color rojo se resalta una zona de falla con mineralización de barita.....	57
Fig. 3.22 Fotografías que muestran al esquistos psamíticos en el alto de Aramberri a) esquistos psamíticos de grano grueso sin desarrollo de foliación, b) esquistos psamíticos que preservan estratificación original, c) afloramiento de rocas de tonalidad rojiza fuertemente fracturadas que corresponde a la mina de cuarcita, d) cuarcita con débil desarrollo de foliación.	58
Fig. 3.23 Figuras que muestran a) metaconglomerado con clastos redondeados de 1 hasta 20cm, b) bloque de aproximadamente 40cm de arenisca en metaconglomerado.	59
Fig. 3.24 Fotografías de a) afloramiento de metalava almohadillada sobreyaciendo esquistos pelíticos b) estructuras almohadilladas bien preservadas, c) detalle de las estructuras almohadilladas. El borde se compone por clorita y pumpellita y la zona interna por epidota, d) afloramiento masivo de metabasalto. Alto de Aramberri. Chl: clorita, Ep: epidota, Pmp: pumpellita.	60
Fig. 3.25 Fotografías de a) zona de fallamiento lateral entre el cuerpo de talco y el esquistos pelíticos en el Alto de Aramberri, b) interior de la mina de talco, c) Esquistos de talco verde.....	61
Fig. 3.26 Mapa geológico del área de Aramberri (basado en la carta topográfica INEGI Aramberri G14C87, escala 1:50 000).....	62
Fig. 4.1 Fotografías que muestran la foliación sf1 a) desarrollo de pliegue isoclinal de cuarzo en metapelita del cañón Caballeros, b) plano axial de pliegue isoclinal en metapelita del cañón Novillo, c) desarrollo de múltiples pliegues de cuarzo en metapelita del cañón Peregrina, d) pliegue de cuarzo en metapelita del alto de Aramberri, e) plano axial de pliegue isoclinal en el alto de Bustamante, f) pliegue isoclinal de cuarzo en esquistos pelíticos del alto de Miquihuana.	63
Fig. 4.2 Proyecciones estereográficas equiareales de superficies de foliación (sf1) en afloramientos de las diferentes localidades.....	64

Fig. 4.3 Fotografías que muestran la foliación penetrativa sf2 en metapelita del a) cañón de Novillo, b) cañón Peregrina, c) cañón Caballeros, d) alto de Aramberri, e) alto de Bustamante y f) alto de Miquihuana.	65
Fig. 4.4 Proyecciones estereográficas equiareales de superficies de foliación principal (sf2) en afloramientos de las diferentes localidades.....	66
Fig. 4.5 Fotografías que muestran la foliación sf3 en metapelitas del a) cañón Novillo, b) cañón de Caballeros, c) estructuras de crenulación conjugada en el cañón de Caballeros, d) desarrollo de foliación sf3 en el cañón Peregrina	67
Fig. 4.6 Proyecciones estereográficas equiareales de superficies de foliación (sf3) en afloramientos de las diferentes localidades.....	67
Fig. 4.7 Fotografía que muestra un pliegue mesoscópico simétrico en metapelita. En el núcleo del pliegue se observa el plegamiento de sf2 y sf3. Los flancos tienen direcciones 124/65, 195/82; su plano axial 250/81 y su inmersión de 240/54.	68
Fig. 4.8 Clasificación de pliegues mesoscópicos en el anticlinorio Huizachal-Peregrina. Las líneas azules en la imagen de campo representan el buzamiento de la isógona. t_0 = espesor ortogonal de la capa en relación a un buzamiento $\alpha = 0^\circ$, t_α = espesor ortogonal de la capa en relación a un buzamiento $\alpha \neq 0^\circ$. Clasificación de pliegues: (a) 1A = isógonas fuertemente convergentes $t'_\alpha > 1$, (b) 1B = isógonas perpendiculares a las superficies superior e inferior de la capa $t'_\alpha = 1$, (c) 1C = isógonas débilmente convergentes $t'_\alpha < 1$, (d) 2 = isógonas paralelas (pliegue similar). La curvatura exterior e interior es idéntica por lo que el espesor según el plano axial T_α se mantiene constante en todo el pliegue y (e) 3 = isógonas divergentes, la curvatura del arco interno es menor que la del arco externo.	69
Fig. 4.9 Fotografía de metapsamita fracturada.....	70
Fig. 4.10 Diagrama de rosa del rumbo de los planos de fractura de las diferentes localidades en donde aflora el Esquisto Granjeno.....	70
Fig. 4.11 Fotografías que muestran a) escalones de falla en zona de cizalla, b) fallamiento dextral en cuerpos de serpentinita, c) fallamiento normal en metapelita.. La foliación dominante y las segregaciones de cuarzo son cortadas, d) falla inversa en esquisto pelítico, e) veta de barita en esquisto psamítico, f) brecha de falla en el esquisto pelítico.	71
Fig. 4.12 Fotografías que muestran a) porfidoblasto de cuarzo con cola de presión asimétrica. De acuerdo a la posición de la elipse de deformación la cola de presión se formó por esfuerzos compresivos oblicuos a la foliación principal ($\sim 30^\circ$), b) crenulación en metapelita, c) pliegues de tipo kink conjugados.	71
Fig. 4.13 Proyecciones estereográficas equiareales que presentan el rumbo de los planos de falla y la dirección de los esfuerzos principales en las diferentes localidades.....	72
Fig. 4.14 Diferentes estilos de deformación en el Esquisto Granjeno.	74

Fig. 4.15 Microfotografías representativas de las rocas metaígneas. a) Textura de enfriamiento rápido en metalava almohadilla (A58b; nícoles paralelos), b) cristales hipidiomórficos de albita, cuarzo y clorita en amígdala de metalava almohadillada (nícoles cruzados; A12a), c) metabasalto con fenocristales tabulares de plagioclasa y cuarzo subhedral en una matriz de clorita (nícoles cruzados; A44), d) metabasalto con textura porfidoblástica, es dominado por clinopiroxeno subhedral fracturado. Calcita y cuarzo están presentes como minerals secundarios (nícoles cruzados; Bu11), e) piroxeno subhedral bordeados por clorita y prehnita (nícoles cruzados; CNS11) f) metabasalto con textura metaofítica (nícoles cruzados; CNS11), g) clinozoisita-zoisita subhedral con zonación. El núcleo presenta enriquecimiento de hierro (nícoles cruzados, CPS10), h) metalava con textura porfidolepidoblástica. Consiste de cristales elongados de zoisita-clinozoisita y por porfidoblastos subhedrales de albita. La matriz consiste de prehnita y clorita (nícoles cruzados, CPS13). Ab: albita, Ca: calcita, Cl: chorita, Mca: mica, Px: piroxeno, Plg: plagioclasa, Pmp: pumpellita, Prh: prehnita, Qz: cuarzo, Zo: zoisita, Czo: clinozoisita. 77

Fig. 4.16 a) Imagen de SEM retrodispersada de diópsido en metabasalto masivo (muestra B1), b) composición de piroxeno según Morimoto et al. (1988). 78

Fig. 4.17 a) Imagen de SEM retrodispersada de clorita como parche intersticial en plagioclasa en metalava almohadillada (muestra A12a). Ab: albita, Chl:clorita, b) representación de Si vs Fe total/(Fe+Mg) (apfu) de las cloritas en estudio según Hey (1954). 79

Fig. 4.18 a) Imagen retrodispersada de cristales hipidiomórficos de pumpellita en metalava. Chl: clorita, Cpx: clinopiroxeno, Pmp: pumpellita, b) composición de pumpellita de acuerdo a sus proporciones de Al-Fe-Mg (apfu). Los campos indican diferentes terrenos metamórficos según Coombs et al., (1976) y Liou & Ernst (1979). 81

Fig. 4.19 a) Imagen de SEM retrodispersada de zoisita y clinozoisita en flujo metabasáltico. Ab: albita, Chl: clorita, Czo: clinozoisita, Zo: zoisita, b) clasificación del grupo de la epidota. Basado en el contenido de cationes octaédricos Mn, Al, Fe, según Grapes & Hoskin (2004). 82

Fig. 4.20 Composición de anfíbol cálcico a) Parámetros del diagrama: $Ca_B \geq 1.50$; $(Ca + Na)_A \geq 0.50$; $Ti < 0.50$ basado en Leake et al., 1997; b) parámetros del diagrama: $Ca_B \geq 1.50$; $(Ca + Na)_A \geq 0.50$; $Ca_A < 0.50$ basado en Leake et al., 1997. 83

Fig. 4.21 a) Imagen de SEM retrodispersada de muscovita acicular bordeando porfidoblastos de albita en el flujo metabasáltico. Ab: albita, Mu: muscovita, Phg: fengita, b) esquema de clasificación de las micas según Guidotti & Sassi, 1998. 84

Fig. 4.22 a) Imagen de SEM retrodispersada de porfidoblasto de albita en flujo metabasáltico, b) diagrama ternario de clasificación Ab-An-Or para feldespatos según Deer et al. 1992. 85

Fig. 4.23 Diagrama multielemental de variación de Mg# vs elementos incompatibles para las rocas metavolcánicas. Las tendencias toleítica y calcoalcalina son basadas en Miyashiro (1974). 86

Fig. 4.24 Diagrama multielementos. MORB: basalto de cresta oceánica. Valores de normalización según Pearce (1983).	89
Fig. 4.25 a) Diagrama de discriminación para basaltos Ti vs V basado en Shervais (1982), b) Diagrama Zr/Ti vs Nb/Y para las rocas metavolcánicas basado en Winchester & Floyd (1977). BAB: basalto tras-arco, MORB: basalto de cresta oceánica, OIB: basalto de isla oceánica. Las líneas representan los valores de la relación Ti/V.	89
Fig. 4.26 Diagramas de discriminación tectonomagmática a) según Meschede (1986), y b) Wood (1980). MORB: basalto de cresta oceánica, OIB: basalto de isla oceánica, c) $\Delta Nb\#$ vs. (LaN/SmN) (La/Sm normalizado a manto primitivo; Sun & McDonough, 1989). La línea vertical correspondiente a $(LaN/SmN)= 1$ separa a las roca empobrecidas en LREE (<1) de rocas enriquecidas en LREE (>1); $(LaN/SmN)= 0.8$ (línea vertical punteada) corresponde al valore usado por Mahoney et al. (2002) para separar N- y E-MORB. d) Diagrama de variación Nb/Y y Zr/Y para basaltos tipo islandia y N-MORB (basado en Fitton et al., 1997, 2003) LREE: elementos de tierras raras ligeras, N-MORB: basalto de cresta oceánica normal, E-MORB: basalto de cresta oceánica enriquecido. $\Delta Nb\# (1.74+\log(Nb/Y)-1.92 \times \log(Zr/Y))$	90
Fig. 4.27 Abundancias de elementos de tierras raras en las rocas metavolcánicas. Valores de normalización según Sun & McDonough (1989).	91
Fig. 4.28 Diagramas $^{39}Ar/^{40}Ar$ en muscovita para tres alícuotas del flujo metabasáltico muestra CPS11.	92
Fig. 4.29 Microfotografías representativas de las rocas ultramáficas. a) Textura de malla con bastita en serpentinita (MS6; nícoles cruzados), b) textura de malla fibrosa (MS10, nícoles cruzados), c) textura de malla con listones de lizardita (MS6; nícoles cruzados), d) textura no pseudomórfica (MT3, nícoles cruzados), e) cromita xenomórfica en serpentinita (MS6, nícoles paralelos), f) cristal xenomórfico de pentlandita con antigorita (MS10, nícoles cruzados), g) textura pseudomórfica cumulítica con sectores de textura granular. Porfidoclasto diópsido relicto con macla curvada (MC1, nícoles cruzados) h) cristales de diópsido recristalizado y grosularia poligonal (MC1, nícoles cruzados), i) textura nematoblástica con porfidoblastos de talco (MT2, nícoles cruzados), j) textura granular en talco con matriz de clorita (MT2, nícoles cruzados).....	95
Fig. 4.30 a) Imagen de SEM retrodispersada de crisotilo y lizardita en serpentinita (muestra CNS2), b) clasificación de la serpentina de acuerdo a la relación de los cationes Si^{4+} , Fe^{2+} y Mg^{2+} , según Page (1968). Ctl: crisotilo, Lz: lizardita	96
Fig. 4.31 Espectros de intensidad Ramán para los minerales del grupo de la serpentina.	97

Fig. 4.32 a) Imagen de SEM retrodispersada de clorita fibrosa en talco (muestra MT3). Cl:clorita, b) representación de Si vs Fe total/(Fe+Mg) (apfu) de las cloritas en estudio según Hey (1954). Cl: clorita	98
Fig. 4.33 a) Imagen de SEM retrodispersada de diópsido metacumulato (muestra CNS14), b) composición de piroxeno según Morimoto (1988). Cpx: clinopiroxeno, Gt: granate.....	99
Fig. 4.34 a) Imagen de SEM retrodispersada de granate y diópsido en metacumulato (muestra CNS14), b) clasificación de granate según Morimoto (1998). Cpx: clinopiroxeno, Gt: granate.....	99
Fig. 4.35 Imágenes de SEM retrodispersadas de rocas de talco a) textura nematoblástica con porfidoblastos de talco (Ta), tremolita (tr) y serpentina (Srp) en una matriz de talco clorita (Cl) fina, b) calcita (Ca) hipidiomórfica y magnetita (Mag) en una matriz de talco y clorita.	100
Fig. 4.36 a) Imagen de SEM retrodispersada de porfidoblastos tremolita (Tr) en una matriz de clorita (Cl), talco (Ta) y serpentina (Srp), b)Composición de anfíbol cálcico parámetros del diagrama: $CaB \geq 1.50$; $(Ca + Na)A \geq 0.50$; $CaA < 0.50$ basado en Leake et al., 1997.	101
Fig. 4.37 a) Imagen de SEM retrodispersada de ferritcromita (Fe-cr: ferritcromita, muestra CNS2), b) imagen retrodispersada de magnetita granular (Mag: magnetita, Srp: serpentina, muestra CPS22), c) clasificación de espinela según Dick & Bullen, 1984.....	102
Fig. 4.38 Imagen retrodispersada de cristal fracturado de pentlandita (Pn) y de cristales hipidiomórficos de serpentina (Srp).....	103
Fig. 4.39 Relación de la serpentinita y sus protolitos. Según Li et al., 2004.....	104
Fig. 4.40 a-c) diagramas multielementos, valores normalizados a manto primitive, d-f) diagramas de tierras raras, valores normalizados a condrita. Normalización según Sun & McDonough (1989).....	106
Fig. 4.41 Microfotografías representativas de las rocas metapelíticas a) textura lepidoblástica con bandas micáceas que envuelven a sectores lentiformes de cuarzo, albita y mica (CPS6; nícoles cruzados), b) textura porfidolepidoblástica con porfidoblasto de albita que presenta textura “snowball” de grafito (CN2; nícoles cruzados), c) textura lepidoblástica con bandas micáceas que envuelven a sectores lentiformes de cuarzo (CC3; nícoles cruzados), d) textura lepidoblástica conformada por muscovita y clorita con hematita como mineral accesorio (A4; nícoles cruzados), e) textura lepidoblástica con bandas micáceas y de microcristales de cuarzo (Bu13; nícoles cruzados), f) textura lepidoblástica con bandas micáceas y de cuarzo (Mi4; nícoles cruzados), g) cristales hipidiomórficos de circón y cristales hipidiomórficos hexagonales de turmalina (CPS6; nícoles cruzados), h) cristales idiomórficos hexagonales de turmalina (CC12; nícoles paralelos). Ab: albita, Gr: grafito, Hem: hematita, Mu: muscovita, Qz: cuarzo, Tur: turmalina, Zr: circón.	110
Fig. 4.42 Microfotografías representativas de las rocas metapsamíticas a) textura granoblástica con cuarzo microcristalino (Bu7; nícoles cruzados), b) textura granoblástica con cuarzo suturado (CPS23; nícoles	

cruzados), c) textura granoblástica con cuarzo suturado y sectores lepidoblásticos de mica (CNS22; nícoles cruzados), d) textura granoblástica con cuarzo microcristalino y cuarzo con bordes de sutura (Bu5; nícoles cruzados), e) textura granoblástica con cuarzo poligonal (CC3; nícoles cruzados), f) textura granoblástica con cuarzo poligonal y suturado (A2; nícoles cruzados), g) textura granoblástica con cuarzo poligonal y cuarzo macrocristalino suturado (A16; nícoles cruzados), h) textura granoblástica con listones de cuarzo alargado y suturado (A14; nícoles cruzados). Gr: grafito, Mu: muscovita, Qz: cuarzo..... 111

Fig. 4.43 Microfotografías de minerales pesados en metapsamitas a-b) Circones detríticos redondeados en metapsamita (A7, nícoles paralelos; CC3, nícoles cruzados), c) cristales de turmalina hexagonal en metapsamita (CNS15; nícoles paralelos), turmalina tabular fracturada (A24; nícoles cruzados), e) pumpellita con hábito radial en metapsamita (A2; nícoles paralelos), f) pumpellita con hábito de pajarita en zonas de borde de cristales de cuarzo (Bu5; nícoles paralelos). Mu: muscovita, Pmp: pumpellita, Qz: cuarzo, Tu: turmalina, Zr: circón 112

Fig. 4.44 Microfotografías de a) textura lepidoblástica con crenulación asimétrica en esquistos de grafito (CC9; nícoles paralelos), b) metaconglomerado con matriz fina de clorita. Se reconocen fragmentos de roca metamórfica similar a la metapsamita y cristales tabulares de muscovita (A8; nícoles cruzados), c) bandeamiento de micáceos y bandeamiento de cuarzo suturado en metaturbidita (CN6; nícoles cruzados). 113

Fig. 4.45 Imagen de SEM retrodispersada de muscovita acicular (muestra A4b), Mu: muscovita, b) esquema de clasificación de las micas según Deer et al, 1992. 114

Fig. 4.46 a) Imagen de SEM retrodispersada de clorita con muscovita (muestra CNS12). Cl: clorita, Mu: muscovita b) representación de Si vs Fe total/(Fe+Mg) (apfu) de las cloritas en estudio según Hey (1954). 115

Fig. 4.47 a) Imagen de SEM retrodispersada de porfidoblasto de albita, Ab: albita, Cl: clorita, Mu: Muscovita, b) diagrama ternario de clasificación Albita (Ab) - Anortita (An) - Ortoclasa (Or) para feldespato según Deer et al, 1992 116

Fig. 4.48 Microfotografías de los cuarzos observados bajo luz polarizada con cátodo acoplado a) Muestra A7 (alto de Aramberri, cátodo acoplado), b) muestra A7 (luz polarizada, nícoles paralelos), c) muestra A11 (alto de Aramberri, cátodo acoplado), d) muestra A11 (luz polarizada, nícoles paralelos), e) muestra Bu12 (alto de Bustamante, cátodo acoplado), f) muestra Bu12 (luz polarizada, nícoles paralelos), g) muestra Mi1 (alto de Miquihuana, cátodo acoplado), h) muestra Mi1 (luz polarizada, nícoles paralelos), i) muestra CPS4 (cañón Peregrina, cátodo acoplado), j) muestra CPS4 (luz polarizada, nícoles paralelos), k) muestra CNS20 (cañón Nocillo, cátodo acoplado), l) muestra CNS20 (luz polarizada, nícoles paralelos), m) muestra CC7 (cañón Caballeros, cátodo acoplado), l) muestra CC7 (luz polarizada, nícoles paralelos). 118

Fig. 4.49 Abundancia de minerales pesados en las rocas metapsamíticas del Esquisto Granjeno. Ca: calcita, Czo: clinozoisita, Diall: diallagena, Ens: enstantita, Ep: epidota, Gln: glaucofana, Op: opacos, Rt: rutilo, Sill: silimanita, Sp: espinela, Ta: talco, Tr: tremolita, Tur: turmalina, Zo: zoisita, Zr: circón.	119
Fig. 4.50 Microfotografías de los arreglos de minerales pesados en las metapsamitas. Bio: biotita, Ca: calcita, Cld: cloritoide, Czo: clinozoisita, Di: diallagena, Ens: enstantita, Gln: glaucofana, Ky: cianita, Mu: muscovita, Pmp: pumpellita, Rt: rutilo, Sil: silimanita, Tu: turmalina, Tr: tremolita. Zo: zoisita, Zr: circón	120
Fig. 4.51 Abundancia de minerales pesados en las rocas metapelíticas del Esquisto Granjeno. All: alanita, Ap: apatito, Crss: crossita, Czo: clinozoisita, Ep: epidota, Sill: silimanita, Ta: talco, Tr: tremolita, Tur: turmalina, Zr: circón.	121
Fig. 4.52 Microfotografías de los arreglos de minerales pesados en las metapelitas. Aln: allanita, Cross: crossita, Czo: clinozoisita, Gln: glaucofana, Ky: cianita, Sil: silimanita, Tr: tremolita. Zo: zoisita.	122
Fig. 4.53 Abundancia de minerales pesados en la arenisca del cañón Peregrina y el metaconglomerado del alto de Aramberri. Ca: calcita, Cld: cloritoide, Czo: clinozoisita, Pmp: pumpellita, Ptm: pietmontita, Rt: rutilo, Sp: espinela, Tur: turmalina, Zo: zoisita, Zr: circón.	123
Fig. 4.54 Microfotografías de los arreglos de minerales pesados en el metaconglomerado. Mu: muscovita. Rt: rutilo, Tur: turmalina, Zr: circón	124
Fig. 4.55 Espectros de emisión de minerales pesados en psamita del alto de Aramberri. Chl: chlorita, Tur: turmalina.	125
Fig. 4.56 Espectros de emisión de minerales pesados en psamita del cañón Peregrina. Bt: biotita, Ep: epidota, Qz: cuarzo, Rt: rutilo, Ttn: titanita.	126
Fig. 4.57 Espectros de emisión de minerales pesados en metaconglomerado del alto de Aramberri y arenisca del cañón Peregrina. Ep: epidota, Ptm: pietmontita, Py: pirita, Ttn: titanita.	127
Fig. 4.58 Microfotografías tomadas con microscopio de luz polarizada de turmalina con su respectiva imagen SEM retrodispersada. a) alto de Aramberri, b) alto de Miquihuana, c) cañón Novillo y d) cañón de Caballeros.	130
Fig. 4.59 Diagrama de clasificación y la relación de la turmalina con la roca portadora de acuerdo a la composición química de la turmalina (porcentaje molecular). Henry & Guidotti (1985).	130
Fig. 4.60 Fotografías de textura de circones detríticos observadas con SEM-CL. a) circón hipidiomórfico con zonación, b) circón redondeado con intercrecimiento y zonación oscilatoria, c) fragmento de circón con zonación irregular, d) circón redondeado sin zonación.	131
Fig. 4.61 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en circones de las muestras CPS6 y A44 del Esquisto Granjeno, b) diagrama de probabilidad relativa e histograma de las edades U-Pb obtenidas en la totalidad de los circones detríticos de las muestras analizadas.	132

Fig. 4.62 a) Condiciones de intemperismo en las rocas metasedimentarias. UCC: Corteza Superior Continental por sus siglas en inglés, PAAS: Lutita australiana del Post-Arcáico por sus siglas en inglés, y diagrama ternario (Al ₂ O ₃ - CaO+NaO - K ₂ O) de Nesbitt & Young (1982.). Chl: clorita, Ill: illmenita, K-Fld: feldespato potásico, Plg: plagioclasa, Sm: esmectita, b) Diagrama ternario Zr-Al ₂ O ₃ (x15)-TiO ₂ (x300) de García et al., 1994. CAS: granito calcoalcalino, SPG: granito peraluminoso.....	134
Fig. 4.63 Clasificación geoquímica de los metasedimentos del Esquisto Granjeno según Herron (1988).	135
Fig. 4.64 Diagramas de tipo Harker que relacionan el contenido de SiO ₂ con K ₂ O, MnO, TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ (total), MgO, Na ₂ O ₃ y CaO.....	136
Fig. 4.65 Diagramas para discriminar ambientes tectónicos para rocas metasedimentarias basados en las relaciones a) La-Th-Sc y b) Sc-Th-Zr/10 según Bhatia & Crook (1986).....	138
Fig. 4.66 Diagramas de discriminación de rocas fuente según las relaciones a) Hf y La/Th de Floyd & Leveridge, 1978, b) Th/Sc y Zr/Sc de McLennan et al., 1990, 1993.....	139
Fig. 4.67 Distribución de la concentración de elementos del grupo de las tierras raras normalizados a la composición del condrito (Taylor & McLennan, 1985).	140
Fig. 5.1 Ambiente de depositación de los protolitos de las rocas metasedimentarias del Esquisto Granjeno. a) Depositación en margen pasiva relacionada a la apertura del Océano Rhéico, b) depositación en margen activa del Océano paleo-Pacífico.....	142
Fig. 5.2 Reconstrucción conceptual de los eventos magmáticos. AHP: anticlinorio Huizachal-Peregrina, CO: corteza oceánica, MORB: basalto de dorsal oceánica, OIB: basalto de isla oceánica.	145
Fig. 5.3 Condiciones de metamorfismo del Esquisto Granjeno. a) Diagrama de temperature vs el contenido de chlorita (X _c) basado en Cathelineau, 1988, b) diagrama P-T con isopleas para el contenido de Si a.p.f.u en fengita (Massonne & Szpurka, 1997).....	146
Fig. 5.4 Relación entre el tipo de roca y facies minerales.....	151
Fig. 5.5 Relación entre el grado metamórfico y las facies minerales en serpentinitas del Esquisto Granjeno.....	151
Fig. 5.6 Modelo de metamorfismo y serpentización del Esquisto Granjeno. FA: facies de anfibolita, FSEV: facies de sub-esquistos verdes, FEV: facies de esquistos verdes, ML: manto litosférico, MORB: basalto de dorsal oceánica.....	152
Fig. 6.1 a) Diagramas de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en circones de las diferentes localidades del Esquisto Granjeno, b) Diagramas de probabilidad relativa e histogramas de las edades U-Pb obtenidas en la totalidad de los circones detríticos en las rocas metasedimentarias del Esquisto Granjeno (los datos para los diagramas de los cañones Caballeros, altos de Aramberri y	

Miquihuana fueron tomados de Barboza-Gudiño et al., 2011, mientras que los datos del cañón Novillo fueron tomados de Nance et al., 2007)..... 157

Fig. 6.2 Reconstrucción paleogeográfica del noreste de México durante el Paleozoico. a) Inicio del rifting del Océano Rhéico, b) separación de terrenos neoproterozoicos, volcanismo bimodal y depositación en el sur del Océano Rhéico, c) margen pasivo en el norte de Gondwana, d) erosión por subducción del arco Devónico en el sur de México, e) pluma y subducción en el norte y sur de México a lo largo del Océano Paleo-Pacífico. Modificado de Murphy et al. (2006a); Nance et al. (2006, 2007, 2008, 2012);Keppie, 1997; Keppie et al. (2007, 2008, 2012); Barboza-Gudiño et al. (2008, 2010, 2011); Morales Gámez et al. (2008)..... 158

Fig. 7.1 Interpretación geodinámica de la evolución del Esquisto Granjeno durante el Silúrico al Pérmico. a) Depositación de los protolitos de las rocas metasedimentarias en un margen pasivo durante el Silúrico - Devónico, b) depositación y extrusión de los protolitos de las rocas metasedimentarias y metavolcánicas durante el Mississípico y c) el Carbonífero - Pérmico. E-MORB: basalto enriquecido de cresta oceánica, FA: Facies de anfibolita, FEV: facies de esquistos verdes, MORB: basalto de cresta oceánica, NO: noroeste, SE: sureste, Sub-FEV: facies de sub-esquistos verdes, OIB: basalto de isla oceánica..... 162

Tabla 4.1 Rumbo preferencial en distintos rasgos estructurales del Esquisto Granjeno..... 73

Tabla 4.2 Coordenadas, litología, paragénesis y métodos aplicados en las rocas metavolcánicas. 74

Tabla 4.3 Coordenadas, litología, paragénesis y métodos de estudio en las rocas metaultramáficas del Esquisto Granjeno..... 93

Tabla 4.4 Coordenadas, litología, paragénesis y métodos de estudio en las rocas metasedimentarias del Esquisto Granjeno..... 107

Resumen

Dataciones geocronológicas U-Pb en circones detríticos, edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mica blanca, análisis estructurales, texturales, la composición química de elementos mayores, traza y tierras raras (REE) así como la composición química mineral de las rocas metamáficas, metultramáficas y metasedimentarias, fueron determinadas con el fin de determinar las condiciones metamórficas, el ambiente tectónico y la procedencia del Esquisto Granjeno en el noreste de México (Nuevo León y Tamaulipas). En el país existen rocas metamórficas paleozoicas que están relacionados con los procesos que dieron lugar a la colisión entre Laurentia y Gondwana durante la formación Pangea. Vestigios de la configuración continental paleozoica de México se encuentran en el Esquisto Granjeno, que forma parte del basamento metamórfico de la Sierra Madre Oriental.

Relaciones de campo y análisis petrográficos indican que el Esquisto Granjeno consiste de rocas metamórficas con protolitos sedimentarios (psamita, pelita, turbidita, conglomerado, lutita negra) e ígneos (toba, flujos de lava, lava meta-almohadillada y cuerpos ultramáficos). El geotermómetro de clorita, el geobarómetro de fengita y la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ calculada indican que el Esquisto Granjeno fue afectado por metamorfismo en facies de sub-esquistos verdes a facies de esquistos verdes-anfibolita, (165-410°C y 2.5-4 kbar) durante el Carbonífero (330±30 Ma).

Las rocas metamáficas del Esquisto Granjeno tienen una afinidad sub-alcalina a alcalina y se caracterizan por un bajo contenido de SiO_2 (40-50 wt%), alto contenido de Al_2O_3 (19 wt%) y #MgO de 48-67. La abundancia de tierras raras ($\sum\text{REE}$) varía de 51-167 ppm. Estas rocas presentan patrones de REE normalizados a condrita moderadamente fraccionados, con valores de La_N/Yb_N 0.74-8.88. La anomalía de europio es variable (Eu/Eu^* 0.80-1.09) y presenta una tendencia ligeramente negativa (Eu/Eu^* 0.96). Las rocas metamáficas tienen composiciones correspondientes a basaltos de cresta (MORB) e isla oceánica (OIB), de acuerdo a los valores en las relaciones $\text{Zr}/\text{Y}=6-8$ y $\text{Zr}/\text{Nb}=4-9$ para OIB y 0.9-3; 14-53 para MORB.

Los protolitos de la serpentinita y el metacumulato corresponden a dunita y harzburgita. La serpentinita y el metacumulato tienen un contenido de MgO (16-39 wt%), SiO_2 (36-45 wt%), FeO (2-11 wt%), Al_2O_3 (0.76-13 wt%), CaO (< 22wt%) y #MgO (85-98, 69). Las rocas de talco presentan contenido de MgO (26-33wt%), SiO_2 (31-61wt%), FeO (3.7-9.8wt%), Al_2O_3 (1.2-19wt%), CaO (0.25-2.0wt%), y #Mg (83-93). Los patrones de tierras raras casi horizontales ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=0.51-19.95$ y la relación $\text{La}_N/\text{Sm}_N=0.72-9.08$ sugieren un origen vinculado a un ambiente de dorsal oceánica y de suprasubducción para las rocas ultramáficas. Las serpentinitas contienen cromita rica en Al, ferrit-cromita y magnetita. La cromita rica en Al tiene #Cr 0.48-0.55 que indica que este mineral fue formado a partir de una fuente tipo MORB y que fue afectada hasta un 18% fusión parcial durante su formación. La ferrit-chromita tiene #Cr 0.93-1.00 que indica un origen metamórfico.

La composición química de roca total indica que los protolitos de las rocas metasedimentarias consisten de lutita, grauvaca y arenita. La metapelita y metapsamita tienen un contenido de SiO_2 (69-78% y 80-96%) y de Al_2O_3 (9-13% y 1-8%). La abundancia de $\sum\text{REE}$ son variables en los metasedimentos (9-178 ppm). Presentan patrones de

REE normalizados a condrita con una tendencia más fraccionada que los de las rocas metamáficas, con valores en las relaciones La_N/Yb_N de 3-16. Las rocas metasedimentarias tienen anomalías de europio negativa ($Eu/Eu^* 0.67$).

Los datos obtenidos sugieren que los protolitos de las rocas metasedimentarias derivan de fuentes mixtas con una composición ígnea félsica-básica. (Ti/Nb 200-400). Según los valores de las relaciones de los elementos traza Th/Sc y Zr/Sc de 0.2-3.6 y 0.2-220, respectivamente se sugiere un ambiente de depósito para los protolitos de margen continental activo. Los valores del Índice de Alteración y el Índice de Alteración de la Plagioclasa (<50) indican una alteración moderada de los protolitos durante el intemperismo o por transporte. Éstos también indican que la roca fuente estuvo expuesta a procesos de retrabajamiento. La composición química de los minerales detríticos circón, turmalina, rutilo, allanita, cianita, sillimanita, glaucofana, tremolita, enstantita y dialgena, así como la edad de los circones detríticos en la metapsamita, indican un transporte corto de la fuente principal, la cual consiste del Gneis Novillo (1250-920 Ma).

Este trabajo propone un modelo geológico que implica un esquema tectónico diferente a los previamente establecidos sobre la evolución tectónica del noreste de México durante el Paleozoico tardío. El modelo actual implica que el noreste de México no formó parte del evento colisional entre Laurentia y Gondwana. En su lugar se propone que una zona de subducción no-colisional estuvo activa en el Pennsilvánico-Pérmico causando metamorfismo prógrado de las rocas volcánicas y sedimentarias, así como la serpentinización en el noreste de México. Posteriormente las rocas del Esquisto Granjeno formaron parte de Pangea por acreción. Por lo tanto los procesos que generaron al Esquisto Granjeno representan los eventos finales del cierre del Océano Rhéico y a su vez representa eventos tectónicos activos a lo largo de la margen del Océano Paleo-Pacífico después de la formación de Pangea.

Abstract

U-Pb zircon dating, $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages, heavy mineral analysis, major, trace and rare earth element (REE) compositions of late Paleozoic metamafic, metaultramafic and metasedimentary rocks from the Granjeno Schist, northeastern Mexico (Nuevo León and Tamaulipas) were determined to examine their metamorphic conditions, tectonic setting and provenance. Late Paleozoic metamorphic rocks in Mexico are related to the Laurentia-Gondwana collision in Carboniferous time, during Pangea amalgamation. Vestiges of the Mexican Paleozoic continental configuration are present in the Granjeno Schist, the metamorphic basement of the Sierra Madre Oriental.

Field work and petrographic analysis reveal that the Granjeno Schist comprises metamorphic rocks with both sedimentary (psammite, pelite, turbidite, conglomerate, black shale) and igneous (tuff, lava flows, pillow lava and ultramafic bodies) protoliths. The chlorite geothermometer and the presence of phengite in the metasedimentary units as well as $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on metamafic rocks indicate that the Granjeno Schist was metamorphosed under sub-greenschist up to greenschist-amphibole facies transition with temperatures ranging from 165-410°C and pressures of 2.5-4 Kbar during Carboniferous time (330±30 Ma).

The metamafic rocks have sub-alkaline to alkaline chemical composition characterized by low SiO₂ (40-50 wt%) contents, high Al₂O₃ (19 wt%) and #MgO of 48-67. Σ REE abundances in the metamafic rocks vary in ranges from 51-167 ppm and chondrite-normalized REE patterns are moderately fractionated, with La_N/Yb_N values of 0.74-8.88. Europium anomalies are variable (Eu/Eu* 0.80-1.09) with a slightly negative mean anomaly (Eu/Eu* 0.96). Most metamafic rocks have compositions that are associated with ocean-island basalt (OIB) or mid-ocean ridge basalts (MORB) due to Zr/Y and Zr/Nb in the ranges 6-8 and 4-9 for the OIB and 0.9-3 and 14-53 for the MORB, respectively.

The serpentinite and metacumulate protoliths corresponds to dunite and harzburgite. The serpentinite and metacumulate have MgO (16-39 wt%), SiO₂ (36-45 wt%), FeO (2-11 wt%), Al₂O₃ (0.76-13 wt%), CaO (< 22wt%) and #MgO (85-98, and 69). The talc rocks have MgO (26-33 wt%), SiO₂ (31-61wt%), FeO (3.7-9.8wt%), Al₂O₃ (1.2-19 wt%), CaO (0.25- 2.0wt%) and #Mg (83-93). According to the flat REE patterns (La_N/Yb_N=0.51-19.95 and La_N/Sm_N=0.72-9.08) the ultramafic rocks have mid-ocean ridge and suprasubduction zone characteristics. Serpentinites from the Granjeno Schist have Al-chromite, ferrite-chromite and magnetite. Al-chromite has #Cr 0.48-0.55 which indicated a depleted mantle source affected by up to 18% degrees of partial melting. The ferrite-chromite has #Cr 0.93-1.00 which indicates a metamorphic origin.

The geochemical composition of the metasedimentary rocks is in accordance with shale, wacke and arenite protoliths. The metapelite and metapsammite have 69-78% and 80-96% SiO₂ content and Al₂O₃ 9-13% and 1-8%, respectively. Σ REE abundances are highly variable in the metasediments (9-178 ppm) and chondrite-normalized REE patterns are more fractionated than in the metamafic rocks with La_N/Yb_N ratios of 3-16. Europium anomalies are negative on average (Eu/Eu* 0.67).

The obtained data suggest that the Granjeno Schist metasedimentary units represent a wide variety of clastic sediments derived from mixed felsic and basic source compositions (e. g., Ti/Nb 200-400). Furthermore, the trace element characteristics point to an active continental margin setting due to e. g., Th/Sc and Zr/Sc ratios of 0.2-3.6 and 0.2-220, respectively. Values ranges from 50-84 for the Chemical Index of Alteration and Plagioclase Index of Alteration (>50) in the metasediments indicate moderate chemical weathering in their source area or during transportation. Also, they indicate that recycling processes might have been significant. The chemical composition of detritic zircon, tourmaline, rutile, allanite, kyanite, sillimanite, glaucophane, tremolite, enstatite and diagenite, as well as detrital zircon ages for metapsammites reveal that the major source relies in the Novillo Gneiss. Hence, short transport can be assumed.

This work suggests a modified plate-tectonic frame for northeastern Mexico geological evolution during late Paleozoic. Most models suggest that northeastern Mexico was situated between Laurentia and Gondwana during collision in Carboniferous time. Contradictory to previous assumptions, the model implies that northeastern Mexico was not part of a collisional event between Laurentia and Gondwana. Instead we emphasize that a circum-Pangea non-collisional subduction zone, which caused prograde metamorphism and serpentinitization in northeastern Mexico, was active during Pennsylvanian to Permian time. The Granjeno Schist rocks then became part of Pangea

by accretion. Hence, we present the first evidence that the processes that formed the Granjeno Schist represent a part of the closure of the Rheic Ocean and convergence tectonics along the paleo-Pacific margin after the Pangea formation.

1 Introducción.

1.1 Rocas metamórficas en México.

La comprensión de la evolución del basamento mexicano es crítica para la reconstrucción de la evolución tectónica de Norte y Centroamérica, así como la región del Caribe. Autores como Jones & Silberling (1979), Campa & Coney (1983) y Howell et al. (1985) reconocieron que México está constituido por terrenos tectonoestratigráficos. Estos autores consideraron que la mayoría son de procedencia sospechosa. Esto lo establecieron basados en el hecho de que durante prolongados intervalos de tiempo, principalmente durante el Fanerozoico, la relación paleogeográfica de los terrenos con respecto al cratón Norteamericano es incierta. Los afloramientos de rocas precámbricas y paleozoicas que guardan registro de esta evolución son cubiertos por rocas del Terciario temprano-tardío de las provincias de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, que cubren el oeste-centro de México, así como los paquetes de calizas cretácicas del Altiplano Mexicano y de la Sierra Madre Oriental, las cuales a su vez cubren el norte y centro del país (Patchett & Ruiz, 1987).

Sumando a estas provincias la actividad neotectónica que converge en el país como resultado de la dinámica de la tectónica global que ha propiciado la apertura del Golfo de California, el sistema de fallas de San Andrés, la extensión tectónica de la Provincia de Cuencas y Sierras, el sistema Polochic- Motagua, la superposición de la trinchera de Acapulco y la dorsal del Pacífico del este, por mencionar algunos, estos sistemas han provocado dislocaciones estratigráficas que complican aún más las relaciones geológicas del basamento (Morán-Zenteno, 1986).

Los primeros modelos globales, propuestos para interpretar la evolución tectónica de México, tuvieron como marco de referencia el concepto del ciclo geotectónico inherente al desarrollo de las fajas orogénicas. Estos consideran que las masas de corteza continental han mantenido su posición actual (Burckhardt, 1930; Álvarez, 1949; Flores, 1951; De Cserna, 1960).

A partir del inicio de las reconstrucciones paleogeográficas de Pangea en el Paleozoico tardío, surgieron interrogantes sobre las implicaciones tectónicas asociadas a los eventos precámbricos, paleozoicos appalacheanos, a los eventos implicados en la apertura del océano Atlántico y en la instalación del Golfo de México. Estas interrogantes, parten del hecho de que existen rocas que se asemejan en estilo deformacional y litológico a las rocas de la Cordillera Norteamericana (Campa & Coney, 1983). Por otra parte, se incluye la sobreposición de Sudamérica en el espacio actual de la corteza continental mexicana en su parte sur.

Para responder a estas preguntas fueron aceptados modelos que interpretan la integración de la corteza continental mexicana, parte de Centroamérica y el Caribe, por efecto combinado de la separación de Norteamérica-Sudamérica y el traslado de masas continentales del noroeste de México por medio de una o varias fallas laterales izquierdas (Anderson & Schmidt, 1983), ofreciendo así una solución al problema del traslape entre América del Sur y gran parte sur de México al cerrar la región del Golfo de México

Sin embargo, reconstrucciones recientes no requieren desplazamientos significativos del norte de México, pues el traslape principal sucede entre Sudamérica, el sur y sureste de México (Iriondo et al., 2004). Los conceptos actuales sobre la movilidad de la litósfera en el espacio mexicano han obligado a la reinterpretación de la evolución paleogeográfica y tectónica de algunas regiones, basándose en edades de cristalización, edades modelo, geoquímica y relaciones isotópicas. Campa & Coney (1983), Coney & Campa (1987), Sedlock et al. (1993), Dickinson & Lawton (2001), Keppie (2004), Weber et al. (2010) propusieron distintos modelos para la configuración de los terrenos y la evolución tectónica de México.

La recopilación de datos litológicos, geoquímicos e isotópicos sugiere que el basamento del oeste de México corresponde a material juvenil en comparación con el que constituye la base del este y del norte del país (Ruiz et al., 1988; Centeno-García, et al., 1993; Talavera-Mendoza et al., 1995; McDowell et al., 1999; Mendoza & Suástegui, 2000; Valencia-Moreno et al., 2001).

Considerando su posición geográfica actual, las diferencias composicionales, geocronológicas y estructurales en el basamento mexicano, se ha clasificado en tres grupos: (a) Noreste, comprendiendo a los terrenos Coahuila y Sierra Madre, (b) Oeste-Centro-Sur, compuesto por los terrenos Oaxaca, Mixteca, Juárez, Maya, Xolapa, Vizcaíno, Sonobari, Guerrero y Alisitos y (c) Noroeste, que incluye al terreno Caborca y Chihuahua (Fig. 1.1).

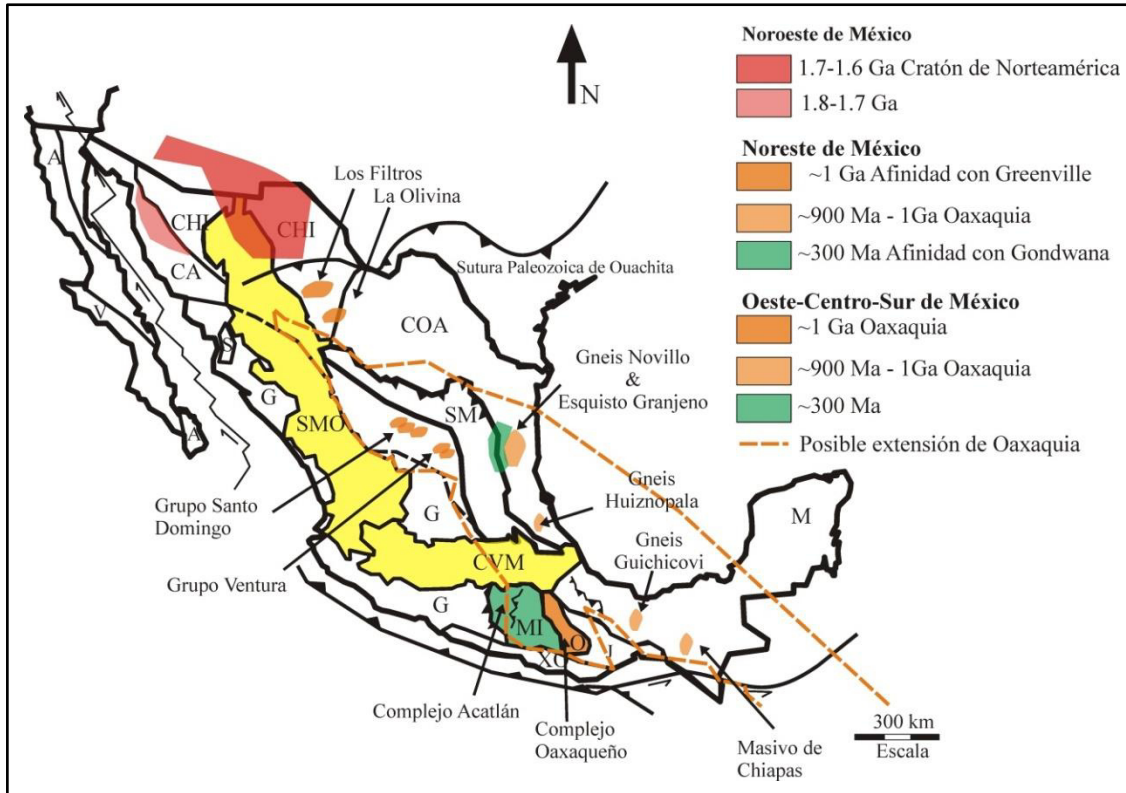


Fig. 1.1 Distribución del basamento Precámbrico y Paleozoico en México (modificado de Campa & Coney; Ortega-Gutiérrez et al., 1999). A: Alisitos; CA: Caborca; CHI: Chihuahua; COA: Coahuila; G: Guerrero; M: Maya; MI: Mixteca; J: Juárez; O: Oaxaca; S: Sonobari; SM: Sierra Madre; XO: Xolapa; V: Vizcaíno; SMO: Sierra Madre Oriental; TMV; Cinturón volcánico transmexicano.

Los grupos del noreste y del oeste-centro-sur se conforman por rocas del Precámbrico, Paleozoico medio y del Mesozoico. En estos grupos las rocas ígneas que forman parte de su basamento presentan firmas isotópicas juveniles. Mientras que el grupo del noroeste, corresponde a terrenos que se componen por un basamento Precámbrico/Paleozoico tardío. Las rocas ígneas más jóvenes en este grupo presentan firmas isotópicas de corteza antigua. Las rocas de basamento más antiguas del país se encuentran en los grupos del este y noroeste, mientras que, las más jóvenes en los terrenos de centro-oeste (Fig. 1.1).

El estudio del basamento que conforma a los terrenos tectonoestratigráficos permite generar resultados útiles para realizar modelos que expliquen el origen, las condiciones geológicas y la historia geológica de México

Este trabajo se centra en el estudio del basamento paleozoico del terreno Sierra Madre. Antes de desarrollar el tema es importante definir el significado del término "basamento".

1.2 Concepto de Basamento.

El término basamento presenta una variedad de definiciones en función del área geológica a estudiar, así como la experiencia del individuo en esa área (Koning, 2003).

Brown (1984) y Edwards (1966) definen al basamento como al conjunto de rocas que incluyen material homogéneo e isotrópico, que presenta un comportamiento frágil a partir de los 15km de profundidad y que puede yacer a grandes profundidades debajo de cientos o miles de metros de sedimentos o incluso puede ocurrir en superficie, donde ha sido expuesto por fallamiento, erosión o ambos. Neuendorf et al. (2005) propone una de las definiciones más aceptada en la literatura. Estos autores definen que “el basamento geológico corresponde a la corteza terrestre debajo de depósitos sedimentarios. Que puede extenderse hasta la discontinuidad de Mohorovičić. Este complejo basal se compone por rocas de origen ígneo y metamórfico de edad precámbrica, paleozoica, mesozoica e incluso cenozoica”.

Algunas de las formas de analizar el basamento consisten en el estudio de los factores estructurales que lo afectan. Estos factores tienen un impacto en el modelado de la evolución de una cuenca, ya que el basamento que subyace una cuenca sedimentaria generalmente controla el depósito de los sedimentos y de las estructuras en superficie. La prospección gravimétrica y/o magnética genera datos gravimétricos y magnéticos que son utilizados para delimitar las rocas de la cobertura sedimentaria del basamento (Barbosa & Silva, 2011). Esto es posible debido a que las rocas de basamento presentan densidades más altas que varían desde los 2.70g/cm^3 a los 2.86g/cm^3 (Smithson, 1971) en comparación con las bajas densidades de las rocas de la cubierta sedimentaria que varían desde los 2.32g/cm^3 hasta los 2.54g/cm^3 (Peters, 2010). Además del aumento de la susceptibilidad magnética en las rocas de basamento (50×10^{-6} CGS), puede ser comparada con la menor susceptibilidad magnética de los de sedimentos que comprenden su cobertura (20×10^{-6} CGS).

En la exploración de materiales económicos se conocen distintas definiciones de basamento, tales como: a) basamento geológico; b) basamento económico, que consiste en el conjunto de rocas en las cuales la posibilidad de encontrar recursos minerales explotables es mínima; c) basamento magnético, se refiere a la superficie superior de rocas heterogéneas que presentan una susceptibilidad magnética superior (50×10^{-6} CGS) comparada con la de los sedimentos (20×10^{-6} CGS) y el d) basamento acústico o sísmico, que consiste en la señal del reflector sísmico más profundo, por debajo del cual la frecuencia es discordante y la energía sísmica regresa o bien es pobre o inexistente (Sheriff, 2006).

La interpretación del basamento mexicano es amplia y compleja, ya que como anteriormente se mencionó, México está compuesto por un conjunto de terrenos tectonoestratigráficos con historias tectonotermales muy diferentes entre sí. En este trabajo se considera al basamento del terreno Sierra Madre, como al conjunto de unidades litológicas que subyacen a la secuencia mesozoica de la Sierra Madre Oriental. Esto es, desde el punto de vista estratigráfico, consiste en las rocas que subyacen los lechos rojos del Triásico-Jurásico (Barboza et al., 2010), independientemente de su edad, génesis o procedencia.

1.3 Antecedentes.

Gondwana colisionó con Laurentia aproximadamente entre 320 y 300 Ma para formar el supercontinente Pangea (Cawood, 2009). Durante el periodo de acercamiento y colisión, Gondwana se fragmentó en diversos microcontinentes que fueron acrecionados a Laurentia durante la evolución de Pangea (Ziegler, 1990; Stampfli et al., 2002; Blackey, 2007). Ortega-Gutiérrez et al. (1995); Keppie & Ortega-Gutiérrez (1995); Keppie & Ortega-Gutiérrez (1999) propusieron que el microcontinente denominado como Oaxaquia, constituido por rocas metamorfozadas en facies de granulita de edad grenvilleana, fue producto de esta fragmentación. En la actualidad las rocas correspondientes a Oaxaquia se encuentran dispersas en el noreste y centro-sur de México. Este terreno precámbrico subyace la mayoría del territorio mexicano, se postula se extiende aproximadamente un área de 10^6 km^2 por debajo de Honduras (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Keppie & Ortega-Gutiérrez, 1995; Keppie & Ortega-Gutiérrez, 1999).

Afloramientos de rocas de 1 Ga y 900 Ma pueden ser encontrados desde el noreste hasta el sur de México (Fig. 1.1 y Fig. 1.2a): a) el Gneis Novillo, Tamaulipas; b) xenolitos de corteza, San Luis Potosí; c) el Gneis Huiznopala, Hidalgo; d) el Complejo Oaxaca y e) el Gneis Guichicovi, en Oaxaca y f) en el macizo de Chiapas, Chiapas (Fries et al., 1962; Fries & Rincón-Orta, 1965; Pantoja-Alor et al., 1974; Ortega-Gutiérrez, 1978b; Ortega-Gutiérrez, 1984; Patchet & Ruiz, 1987; Ruiz et al., 1988, Yañez et al., 1991; Murillo-Muñeton, 1994; Silver et al., 1994; Weber & Hecht, 2003).

Las rocas grenvilleanas del microcontinente Oaxaquia fueron acrecionadas a Laurentia y Gondwana durante el Paleozoico tardío. Vestigios de la colisión entre Laurentia y Gondwana son escasos en México. Rocas que pueden interpretarse como remanentes de esta actividad colisional se han documentado dentro del Esquisto Granjeno, en el noreste de México, y en el Complejo Acatlán, en el sur del país (Fig. 1.2a).

Las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán y del Esquisto Granjeno tienen una procedencia heredada y con afinidades hacia Oaxaquia (Stewart et al., 1999) y ambos son considerados vestigios del

desarrollo del océano paleozoico Rhéico (Keppie & Ramos, 1999; Nance et al., 2010). La sutura de este océano fue la responsable de la orogenia Varíscico –Alleghaniana-Ouachita (> 10,000km), misma orogenia que ensambló Pangea.

El marco de la tectónica de placas, la duración y la existencia de eventos geológicos siguen siendo controversiales para el noreste de México, aun cuando diversos estudios se han realizado en las rocas paleozoicas de esta región (Carrillo-Bravo, 1961; De Cserna & Ortega-Gutiérrez, 1977; Ramírez-Ramírez, 1978, 1992; Cossío-Torres, 1988; Castillo-Rodríguez, 1988; Orozco-Esquivel, 1991; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Ehricke, 1998 Keppie & Ramos, 1999; Mickus & Montana, 1999; Dowe et al., 2005; Nance et al., 2007a,b, 2009, 2010; Nance & Linnemann, 2008; Torres-Sánchez, 2010; Barboza-Gudiño et al., 2011), sigue existiendo incertidumbre acerca del origen de algunas unidades que forman parte del basamento paleozoico en el noreste del país.

De acuerdo a las composiciones mineralógicas primarias y secundarias (alteración), química mineral y de roca total, así como las determinaciones de edades del metamorfismo se establece la petrogénesis y el ambiente tectónico de formación del Esquisto Granjeno. Siendo el primer trabajo en su tipo para las rocas paleozoicas metamorfizadas del noreste de México.

1.4 Localización del área de estudio.

Los afloramientos paleozoicos del Esquisto Granjeno en el noreste de México están restringidos a localidades ubicadas en los estados de Nuevo León y Tamaulipas. Estas rocas metamórficas afloran en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina en la Sierra Madre Oriental, al poniente de Ciudad Victoria, Tamaulipas. En esta estructura regional el Esquisto Granjeno aflora en los cañones: a) Cañón Novillo ubicado aproximadamente a 16km hacia el WSW de Cd. Victoria con coordenadas 23°43' 16"N y 99°16'37"W con entrada al cañón sobre la Carretera Federal 101 aproximadamente en el km. 1 de Cd. Victoria rumbo a la localidad de Jaumave, b) el Cañón Caballeros que se localiza hacia el NW de Cd. Victoria en las coordenadas 23°55'N y 99°15'W. Se accede a este cañón tomando la carretera Interejidal Cd. Victoria- Santa Engracia. En el km. 12±200 se toma un camino hacia el ejido de Santa Ana, y c) Cañón Peregrina, localizado por la carretera Interejidal km. 4 en dirección hacia a Santa Engracia hasta alcanzar el Ejido "La Libertad".

Litologías similares afloran hacia el sur del estado de Tamaulipas: a) Miquihuana, que se encuentra localizada entre los 23°33'N y los 99°48'W, siendo accesible desde la carretera federal 101 (Victoria-Tula) a la altura de Palmillas y b) Bustamante, localizado a 72km al suroeste de Cd. Victoria entre las coordenadas geográficas 23°25'N y 99°47'W. También existen afloramientos que ocurren al poniente

del poblado de Aramberri, este municipio se localiza en la parte sur del estado de Nuevo León, en las coordenadas 24° 49'N y 99° 49'W (Fig. 1.2b) y se accede desde la carretera Doctor Arroyo-Galeana, a la altura de la Escondida.

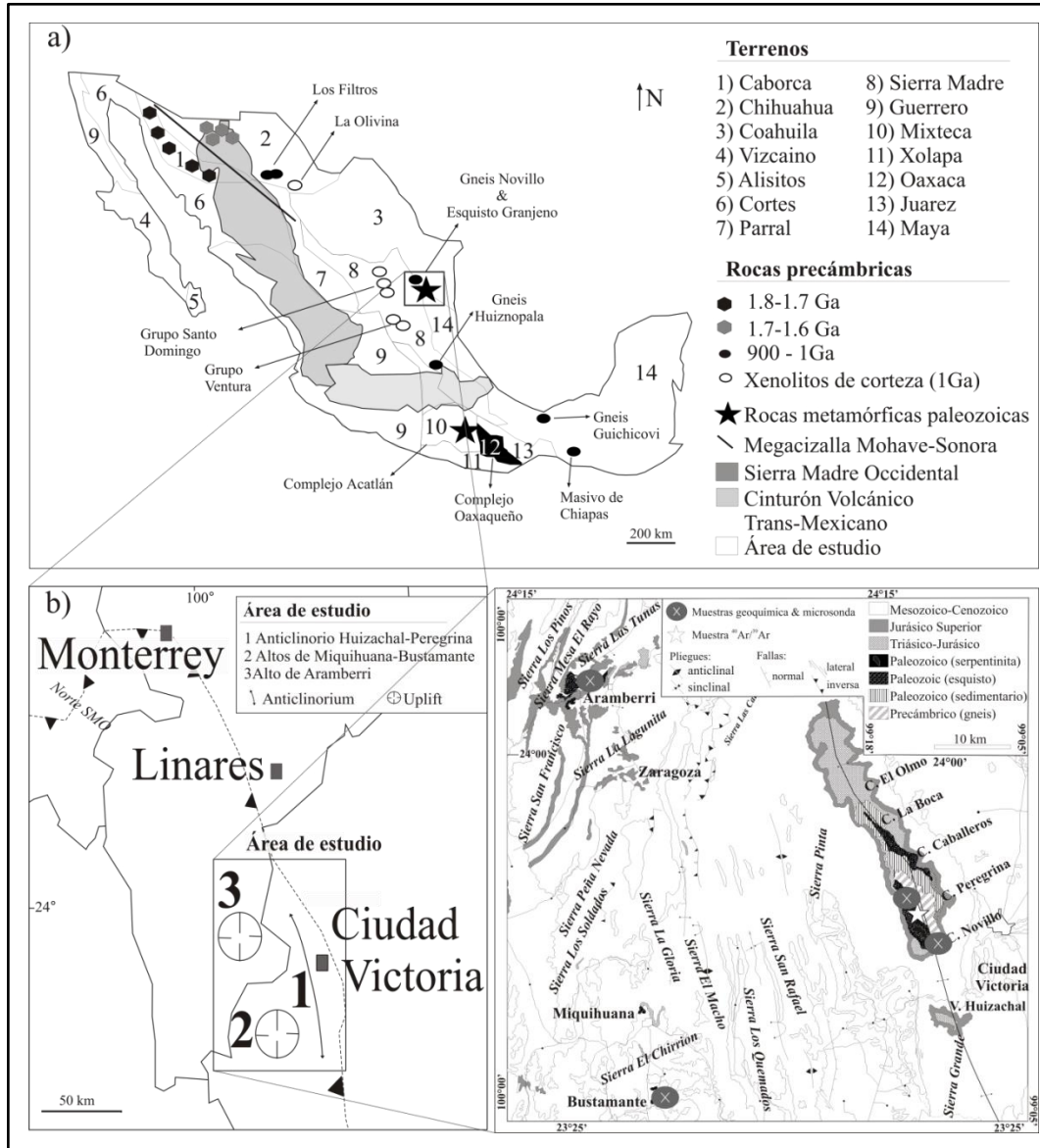


Fig. 1.2 a) Rocas metamórficas precámbricas y paleozoicas en México. Modificado de Campa & Coney (1983); Ortega et al. (1995), b) área de estudio (modificado de Barboza et al., 2011). SMO: Sierra Madre Oriental.

1.5 Trabajos previos sobre el Esquisto Granjeno.

Las descripciones e interpretaciones sobre el origen del Esquisto Granjeno han sido realizadas en el cañón Novillo del anticlinorio Huizachal-Peregrina. Estas rocas han sido correlacionadas con la unidad de

basamento aflorante en los altos de Miquihuana-Bustamante en Tamaulipas y en el alto de Aramberri, Nuevo León, con base en observaciones de campo. Müllerried (1946), describió brevemente las rocas del alto de Aramberri, N.L., como gneises, esquisto de mica, esquisto de talco y filitas, correlacionables con los del anticlinorio Huizachal-Peregrina.

Carrillo Bravo (1961) y De Cserna et al. (1977) describieron en los cañones del Novillo, Peregrina y Caballeros al Esquisto Granjeno como una unidad de esquistos micáceos de color gris verdoso, gris oscuro y negro, con numerosas venas deformadas de cuarzo, ricos en sulfuros de fierro y calcio y grafito. Carrillo-Bravo (1961) es el primer autor que, basado en relaciones de campo, determinó que los esquistos y gneises expuestos en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina son evidencia de un diastrofismo intenso de edad anterior a la de las rocas silúricas (sin metamorfismo) que afloran en la misma área. Este autor también indicó que, quizá posterior al diastrofismo que produjo los gneises y esquistos, haya ocurrido un nuevo fenómeno diastrófico durante el Silúrico. Como evidencia de este segundo evento puede observarse la diferencia entre al alto grado metamórfico que muestran los gneises con el bajo grado de metamorfismo de los esquistos del Pre-Silúrico.

Sin embargo, Fries et al. (1962) consideraban que la edad del Esquisto Granjeno era precámbrica y en un esfuerzo por establecer una edad metamórfica más exacta, colectaron tres muestras y las analizaron por el método isotópico K-Ar obteniendo una edad de 740 Ma. Es De Cserna (1971) quien propuso por primera vez que el emplazamiento tuvo lugar después del Precámbrico Tardío, probablemente después del Cámbrico pero antes del Silúrico Medio. Esta conclusión está basada en una edad radiométrica obtenida por los métodos K-Ar y Rb-Sr que indica que el esquisto puede tener una edad mínima de 446 Ma (Ordovícico Medio). En ese mismo año, Denison et al. (1971) publicaron dos edades Pensilvánico Temprano-Medio, para el Esquisto Granjeno por el método K-Ar y por Rb-Sr. Consideraron que el esquisto fue metamorfoseado durante el Pensilvánico-Pérmico.

Ramírez-Ramírez (1978, 1992) reinterpretó las relaciones estratigráficas de los cañones Novillo y Peregrina anteriormente consideradas por otros autores. Asignó a la unidad del Esquisto Granjeno una edad paleozoica temprana. Este autor propone que el basamento continental de la región está constituido solamente por el complejo precámbrico granulítico. *“En la región del noreste de México, la transgresión marina del Silúrico Medio se efectuó sobre un basamento de tipo continental (complejo precámbrico granulítico), que estuvo expuesto a la erosión. Probablemente durante la evolución paleozoica del oriente de México existieron dos fases tectónicas fundamentales, que estuvieron acompañadas por metamorfismo regional en el Paleozoico temprano y tardío. El Esquisto Granjeno permite considerar la existencia de un antiguo arco insular al este o sureste del área”*. Considerando estas condiciones,

Ramírez-Ramírez (1992) postuló un emplazamiento para el alóctono del Esquisto Granjeno, que describe como *“un complejo de rocas metamórficas de bajo grado de origen metasedimentario y metavolcanosedimentario con complejos ofiolíticos en el Paleozoico tardío. Las semejanzas petrológicas que presenta la región con el sistema Ouachita-Appalaches concuerdan con las últimas teorías de sedimentación y tectónica de placas propuestas para ese tiempo.*

Meiburg et al (1987) describieron que el basamento metamórfico cristalino que aflora en la zona de Aramberri, se extiende con una superficie aproximada de 15km². Clasifican a las subunidades como filitas, filitas de cuarzo, metagrauwacas y metadiabasas y propusieron, según estudios previos realizados por De Cserna (1977) y Ramírez-Ramírez (1978), que estas rocas metamórficas de bajo grado (facies de esquistos verdes) corresponden a una sección interna de la prolongación sur del cinturón Ouachita-Marathon.

Mansilla (1988) describió en el alto de Aramberri al basamento cristalino como una unidad conformada por filitas, cuarzo, filitas, metadiabasas y metagrauwacas, formadas bajo condiciones de esquistos verdes. Estas rocas se encuentran sobreyacidas por los sedimentos clásticos de la Formación Huizachal y/o por los yesos de la Formación Minas Viejas. De acuerdo a este autor las rocas metamórficas presentan una foliación NE-SW o bien NNW-SSE. La deformación que afectó al basamento cristalino es representada por tres eventos tectónicos (D1, D2 y D3). La orientación NE-SW corresponde al evento Sf1, la orientación dominante corresponde a NNW-SSE y es relacionada al evento D2 y es subparalela a D1. La deformación que representa al evento D3 afecta a la esquistosidad dominante Sf2.

Basándose en las descripciones hechas con anterioridad por diversos autores, Castillo-Rodríguez (1988), propuso que el Esquisto Granjeno que aflora en el cañón Novillo consiste en dos secuencias. Una secuencia metasedimentaria que comprende metapelitas, metapsamitas, metacarbonatos y otra secuencia de metavulcanoclastitas. Propuso además, que estas rocas se formaron a partir del metamorfismo de bajo grado de sedimentos finos ricos en arcillas, los cuales se depositaron en una cuenca profunda que denomina como Cuenca Huasteca, cerca de una fuente volcánica y donde la cantidad de sedimentos clásticos gruesos y carbonatos fue muy baja. La siguiente corresponde a una secuencia metamagmática representada por metabasitas y metaultrabasitas. Esta secuencia muestra un origen genético diferente al de la unidad anterior. Las metabasitas se formaron a partir del metamorfismo de bajo grado de basaltos o gabros, los cuales aparecen asociados a las metaultrabasitas y podrían representar intercalaciones dentro de la secuencia sedimentaria original. Las metaultrabasitas se formaron también por el metamorfismo de bajo grado de rocas ultrabásicas y se encuentran emplazadas dentro del complejo, posiblemente como una

cuña tectónica o como un fragmento superior del manto bajo la corteza oceánica sobre la cual se depositaron los sedimentos de la secuencia metasedimentaria. Posteriormente, esta fue metamorfoseada y deformada cerca de una margen convergente de un arco insular interoceánico, durante el Paleozoico Tardío.

Dowe et al. (2004) y Nance et al. (2007b) describen al Esquisto Granjeno en el cañón Novillo como un arreglo de rocas paleozoicas metasedimentarias y metavolcanoclásticas polideformadas, así como unidades máficas y ultramáficas serpentinizadas. Estos autores consideran que el complejo metasedimentario está constituido por esquistos pelíticos (micaesquistos y esquistos de cuarzo), esquistos grafíticos, esquistos de clorita (metatobas), cuarcitas y mármol. El complejo metaígneo incluye metabasitas, metagabros y serpentinitas. Consideran que el metamorfismo es de bajo grado (facies de esquistos verdes de alta presión). Estos autores, basados en edades radiométricas K-Ar, proponen que la deformación más temprana (D1) predata el emplazamiento del leucogranito (351 ± 54 Ma) y que este suceso puede registrar la obducción de la unidad. Las deformaciones subsecuentes (D1-D2) indicadas por estos autores indican yuxtaposiciones tectónicas del Esquisto Granjeno y el Gneis Novillo. Estas deformaciones tienen direcciones NNW y se generaron bajo condiciones de cizalla dextral y descenso en la temperatura. Estos mismo autores realizaron análisis por LA-ICPMS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry) en circones detríticos para filitas del Esquisto Granjeno. Ellos obtuvieron como resultados edades U-Pb de 1375-880 Ma, 650-525 Ma, 460-435 Ma, además de edades individuales de 1435 Ma, 1640 Ma, 2105 Ma y 2730 Ma para granos ligeramente discordantes. Los circones detríticos más jóvenes indican una edad máxima de depósito para el Esquisto Granjeno de 435 Ma (Silúrico Tardío). Circones detríticos de edades Neoproterozoico-Cámbrico sugieren una proveniencia del terreno Maya de la superficie de la Península de Yucatán o del orógeno Brasiliano de Sudamérica.

Posteriormente, Nance et al. (2008) realizaron análisis en circones detríticos de rocas paleozoicas sedimentarias de México. Con los resultados obtenidos estos autores observaron similitudes palinspásticas con la margen noroeste de Gondwana (Amazonia) en el Proterozoico tardío y el Paleozoico. Los resultados indican edades procedentes de la cubierta de edad Cámbrico Tardío-Pensilvánico del Complejo Oaxaquía (1 Ga) en el sur de México, del Complejo Acatlán en el Terreno Mixteca al sur de México y del Esquisto Granjeno (Silúrico) en el noreste del país perteneciente al terreno Sierra Madre. Además obtuvieron resultados que sugieren procedencias del orógeno Brasiliano (500-600 Ma) y de arco magmático Sudamericano Goiás o bien del terreno panafricano Maya de la Península de Yucatán (600-950). Así como, de otros complejos de basamento al norte de los Andes de edades de ~ 1 Ga y de provincias cratónicas del centro de Amazonia (1.4-3.0 Ga). La exhumación de granitoides a los 440-480 Ma, previa al Mississípico temprano y de los granitoides del Pérmico Temprano a los 290 Ma, proveen

fuentes adicionales dentro del Complejo Acatlán en el Paleozoico. La edad de circones detríticos apoya la correlación de los estratos de los terrenos Sierra Madre y Mixteca, y sugiere que ambos fueron depositados a lo largo y hacia el sur de la margen gondwánica (Oaxaquia) del Océano Rhéico. Posteriormente, fueron acrecionados a Laurencia durante el ensamblaje de Pangea en el Paleozoico tardío.

El trabajo más reciente realizado en el Esquisto Granjeno corresponde al de Barboza-Gudiño et al. (2011) que analiza al Esquisto Granjeno que aflora en los núcleos de estructuras plegadas de la Sierra Madre Oriental, como por ejemplo, el anticlinorio Huizachal - Peregrina, el alto de Miquihuana y Bustamante (Tamaulipas) y en el alto de Aramberri (Nuevo León) en el noreste de México. El trabajo de campo y el estudio petrográfico de muestras colectadas en estas localidades, permitieron a los autores reconocer distintas litofacies, estilo de deformación y relaciones estratigráficas. Aunque la geocronología de circones detríticos permitió reconocer poblaciones principales de edad Grenvilleana (920-1250 Ma) y Panafricana (730-530 Ma), es relevante destacar diferencias en la edad máxima del depósito. Estas son consideradas posibles indicios de un intervalo muy amplio de edad para el depósito de toda la sucesión metamorfizada, que abarca posiblemente desde el Neoproterozoico hasta el Silúrico y el Devónico. Asimismo, poblaciones menores de circones, tanto paleozoicos como proterozoicos, corresponden aparentemente a eventos tectonomagmáticos poco estudiados hasta el momento, como el magmatismo Ordovícico-Silúrico. Al igual que las poblaciones mayores, estos datos tienen implicaciones tectónicas importantes. La geocronología de circones detríticos sustenta un origen estrechamente ligado a bloques grenvilleanos y panafricanos de la porción nor-occidental de Gondwana. Este es uno de los argumentos más fuertes en oposición al desplazamiento lateral izquierdo de varios cientos de kilómetros en México, durante el Jurásico. Esto último propuesto por la hipótesis de la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson & Schmidt, 1983).

1.6 Justificación del trabajo.

De manera general, a partir de la revisión de literatura se pueden hacer las siguientes consideraciones. La primera es que la mayoría de los trabajos, en los que se discuten la petrología, relaciones tectónicas, análisis de deformación, análisis isotópicos etc. se concentran en las rocas metasedimentarias del cañón Novillo del anticlinorio Huizachal-Peregrina. Este aspecto permite considerar como escasa la investigación del Esquisto Granjeno. No se han realizado estudios en las rocas metavolcánicas y metaultramáficas del resto de los cañones del anticlinorio Huizachal - Peregrina (Caballeros y Peregrina) y de las localidades de los altos de Bustamante, Miquihuana y Aramberri. Por otra parte, las posibles correlaciones del Esquisto Granjeno entre las localidades mencionadas del noreste de México, no se han establecido completamente. En este mismo sentido se han propuesto correlaciones p. ej. con el Complejo

Acatlán o bien con el Complejo Ouachita-Marathon, pero tomando en cuenta solamente el análisis de los afloramientos en el Cañón Novillo. Se requiere generar más información de geoquímica, mineraloquímica y geocronología para poder describir, clasificar y caracterizar su ambiente de formación de cada una de las subunidades litológicas que componen al Esquisto Granjeno. Esto con la finalidad de comparar las litologías de los diferentes bloques y determinar si existen relaciones estratigráficas y genéticas entre ellos. El desarrollo de estos aspectos, permitirá generar una interpretación geodinámica acerca del origen Esquisto Granjeno, aportando conocimiento a la evolución geológica del noreste de México, en el marco de los sistemas orogénicos paleozoicos mundiales.

1.7 Objetivos y metas.

Este trabajo tiene como objetivo principal aportar nuevos datos petrogenéticos del Esquisto Granjeno en sus diversas localidades, a fin de postular un modelo integral de la evolución y las correlaciones del Esquisto Granjeno con regiones fuente de la porción nor-occidental de Gondwana, o bien con el Cinturón Appalachiano de Laurencia.

1.7.1 Objetivos.

- Generar una cartografía geológica a escala 1:10,000 basada en estudios previos del Esquisto Granjeno en los Cañones Peregrina, Novillo y Caballeros del anticlinorio Huizachal - Peregrina y de los altos de Miquihuana, Bustamante y Aramberri.

- Identificar las unidades litológicas que constituyen el Esquisto Granjeno.

- Caracterizar los protolitos que dieron lugar a las subunidades del Esquisto Granjeno, por medio de la interpretación de datos petrográficos, mineralógicos y geoquímicos.

- Definir y analizar las asociaciones mineralógicas con el fin de determinar las facies metamórficas, y establecer si la evolución del grado metamórfico, es similar en todas las áreas, o bien si existen diferencias entre las localidades.

- Reconocer las principales fases de deformación que afectaron al Esquisto Granjeno.

- Discriminar los ambientes de formación de las rocas de origen metasedimentario y metaígneo respectivamente, a fin de proponer el o los tipos de cuenca y vulcanismo.

- Efectuar un análisis de procedencia y análisis geocronológico en las unidades metasedimentarias del Esquisto Granjeno, para efectuar una correlación con las posibles áreas fuente y edades de metamorfismo.

1.7.2 Metas.

- A partir de análisis por microscopía de polarización, contar con una clasificación mineralógica de las muestras, además de conocer las características texturales y microestructurales del material bajo estudio.

- Determinar el ambiente tectónico de formación de los protolitos de las rocas metavolcánicas y ultramáficas por medio de geoquímica de elementos mayores y trazas.

- Determinar las áreas fuentes y procedencia por medio de geoquímica de elementos mayores y trazas, así como catodoluminiscencia en cuarzo de las rocas, conteo de minerales pesados por microscopía de polarización, así como por análisis de energía dispersiva de rayos-X (EDS) y geocronología en circones detríticos, para postular el ambiente tectónico de las rocas metasedimentarias.

- Determinar las condiciones de metamorfismo de los diferentes tipos de roca a partir de la composición química mineral, así como por medio de análisis de geocronología en mica blanca, en orden de conocer los distintos eventos metamórficos que afectaron las rocas.

- Integrar e interpretar la información geológica, estructural, mineralógica, geoquímica, geocronológica y de procedencia, tanto la información que ya ha sido publicada como la generada en esta tesis doctoral, a fin de postular y sustentar un modelo geodinámico.

1.8 Metodología.

Para que el cumplimiento de los objetivos y metas establecidos se hayan podido realizar fue necesario desarrollar la siguiente metodología:

1.8.1 Trabajo de campo.

El trabajo de cartografía se realizó en el área de los cañones Novillo, Peregrina y Caballeros, en los altos de Aramberri, Miquihuana y Bustamante, centrándose en la delimitación del cuerpo metamórfico que comprende al Esquisto Granjeno. En esta actividad se identificó la distribución del complejo metamórfico, y catalogó las diferentes subunidades litológicas. Esto se llevó a cabo a través del levantamiento de datos estructurales, descripción de la litología y la localización de contactos tectónicos (Lahee, 1961,1970; Compton, 1962; Barnes, 1995).

1.8.2 Muestreo.

Se colectaron alrededor de 145 muestras preferentemente frescas en los Cañones del Novillo, Peregrina y Caballeros en el anticlinorio Huizachal-Peregrina y en el alto de Miquihuana-Bustamante, en Tamaulipas,

así como en el Alto de Aramberri en Nuevo León. Se recolectaron alrededor de 200 muestras las cuales corresponden a metapsamita, metapelita, metaconglomerado, esquisto grafitico, cuarcita, metabasalto, metatoba, talco, metacumlato y serpentinita. Para su recolección se utilizó equipo básico de campo: carta topográfica INEGI (Ciudad Victoria F14A29, Güémez F14A19, Aramberri G14C87 a escala 1:50 000 y Ciudad Victoria F14-2 a escala 1:250 000), martillo geológico, lupa, brújula, GPS.

1.8.3 Geología estructural.

El levantamiento de datos estructurales se realizó utilizando brújula de tipo Brunton y los datos se obtuvieron con el criterio de mano derecha. Se recolectaron datos planares tales como, planos de foliación, estratificación y de falla, además de datos lineales como ejes de pliegues. El software Steronet versión 9.0.1 se utilizó para la elaboración de proyecciones estereográficas, así como para la estimación de la dirección de tensores de esfuerzos.

1.8.4 Preparación de secciones delgadas.

Se elaboraron secciones delgadas (espesor de $30\mu\text{m}$), de acuerdo a la metodología del Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, a partir de las muestras recolectadas para realizar el análisis petrográfico, de microsonda electrónica y catodoluminiscencia. Las secciones delgadas para microsonda electrónica y catodoluminiscencia fueron cubiertas con una capa metalográfica en el Laboratorio de Preparación del Instituto de Geología de la Universidad Friedrich-Schiller Jena en Alemania.

Para la elaboración de concentrados de minerales pesados para su análisis petrográfico y de microsonda electrónica, se realiza una preparación previa de la muestra. La roca es disgregada en partículas de material más pequeñas con el uso de un mortero de cerámica, hasta obtener una fracción con un peso aproximado de 300 g y un tamaño por partícula de aproximadamente $400\mu\text{m}$. La concentración de los minerales densos se realiza por medio del método de la batea, con aproximadamente 150g de muestra. La separación final se hace por medio de la interacción de líquidos densos (solución acuosa de politungsteno de sodio, con una densidad de $2,89\text{g/cm}^3$); finalmente el montaje de granos se formaliza sobre un porta objetos, impregnado previamente con una solución epóxica de recubrimiento (índice de refracción $n_x = 1.539$). Los concentratos de minerales pesados fueron preparados en el Laboratorio de Preparación del Instituto de Geología de la Universidad Friedrich-Schiller Jena en Alemania.

1.8.5 Petrografía tradicional.

Para el análisis petrográfico se utilizó un microscopio de luz polarizada con el fin de identificar, describir y clasificar las texturas y microestructuras de las rocas, así como las propiedades de cada mineral (c.f. Mackenzie & Adams, 1997; Barker, A., 1998; Raith et al., 2012). Esta técnica permitió reconocer las relaciones entre cristales y la composición modal en las muestras. De acuerdo a los resultados del análisis petrográfico tradicional se seleccionaron las muestras con características más representativas de cada subunidad. Estas muestras se utilizaron posteriormente para el análisis de microsonda electrónica, de minerales pesados, catodoluminiscencia, geoquímica y geocronología.

1.8.6 Petrografía de minerales pesados.

Se utilizó un microscopio petrográfico de luz transmitida, teniendo en cuenta todas las especies minerales presentes en el campo visual y registrando la frecuencia de aparición de cada especie. Se realizaron análisis de petrografía de minerales pesados en un total de diez muestras del Esquisto Granjeno (seis metapsamitas, dos metapelitas y un metaconglomerado), así como una arenisca de la secuencia sedimentaria paleozoica. Basándose en el Atlas de Minerales Pesados de Mange & Maurer (1992), se realizó un conteo de 50 granos no opacos (Galehouse, 1971). Posteriormente, se hace una identificación y categorización de los diferentes minerales pesados estables y ultraestables, que están presentes en cada una de las muestras (circón, apatito, turmalina y rutilo), por medio del análisis de alta resolución (Mange, 2007). Para este caso fueron caracterizados 100 granos de cada una de las especies minerales en color, forma y redondez. Del total de las especies minerales encontradas se realiza un análisis estadístico, el cual consiste en recalcular al 100% el total de todas las especies minerales registradas en el conteo. El objetivo principal de este método en el presente trabajo es el de combinar los resultados cualitativos / cuantitativos de los análisis de minerales pesados en las rocas metasedimentarias, para la determinación de procedencia de los protolitos.

1.8.7 Análisis de microsonda electrónica.

El objetivo de este método es la identificación y caracterización química de las fases minerales del Esquisto Granjeno. Su principio de funcionamiento consiste en la excitación de la superficie de la muestra (previamente pulida) mediante un haz de electrones, acelerados entre 15 y 35keV y focalizados en un diámetro que oscila entre 1 y 2 μm . Los rayos X característicos generados en la muestra son detectados por espectrómetros dispersores de longitud de onda (WDS; Reed, 2005).

La precisión es del orden de $\pm 1\%$ y el límite de detección llega a ser de décimos de ppm. La composición química mineral de anfíbol, clorita, clinozoisita, chromita, feldespato, granate, magnetita,

mica, prehnita, pumpellita, pentlandita, piroxeno, serpentina, talco, turmalina y zoisita fueron adquiridas con un equipo de Microsonda Electrónica (EMPA) modelo JEOL JXA 8230 en el Instituto de Mineralogía de la Universidad Friedrich-Schiller Jena, Alemania. Se utilizaron estándares de silicatos y óxidos del Instituto Smithsonian. Se establecieron condiciones de voltaje de excitación de 15.0kV, un haz de corriente de 15nA y un diámetro de 2-3 μ m (10 μ m para análisis de albita).

A partir de la composición química mineral obtenida se determinó la temperatura de metamorfismo para las rocas metasedimentarias, metavolcánicas y metaultramáficas utilizando el termómetro de clorita de Cathelineau (1988). Este termómetro se basa en el contenido de aluminio tetraédrico (Al^{IV}) en clorita y se calcula con la fórmula $T(^{\circ}C) = (-61.92 + 321.98 Al^{IV})$. El termómetro de clorita de Cathelineau (1988) ha sido criticado por varios autores considerándolo inexacto (Kranitoids & Maclean, 1987; Bevins et al., 1991; Jowett 1991; De Caritat et al, 1993). Esto debido a que no es solamente la temperatura el único factor que incide en el contenido de Al^{IV} en la clorita, sino que también la composición de los fluidos, la química de la roca y la velocidad de crecimiento de la clorita (De Caritat et al, 1993). Los rangos de temperatura obtenidos fueron comparados con el termómetro de Jowett (1991). Este cálculo considera la influencia del contenido de hierro en la clorita. Se calcula utilizando la fórmula $T(^{\circ}C) = [319 Al_C^{IV} - 69]$, donde $Al_C^{IV} = Al^{IV} + 0.1[Fe/(Fe+Mg)]$ y se aplica a clorita que cumple con el criterio $Fe/(Fe+Mg) < 0.6$. La estimación de la presión fue establecida para las rocas metasedimentarias y metavolcánicas utilizando el geobarómetro de fengita propuesto por Velde (1965) y Massonne & Schreyer (1987).

Además de la composición química cuantitativa se utilizó fluorescencia de rayos X por energía dispersiva (EDX) en concentrados de minerales pesados. Esto con el fin de corroborar la identificación previamente descrita por el análisis petrográfico de minerales pesados.

1.8.8 Análisis de espectroscopía Ramán.

La Espectroscopía Ramán es una técnica fotónica de alta resolución que proporciona información química y estructural de cualquier material, compuesto orgánico e inorgánico en estado sólido y/o líquido. El análisis mediante espectroscopía Ramán se basa en el examen de luz dispersada por un material al incidir sobre él un haz de luz monocromático (Sala, 1995). Una porción de la luz es dispersada experimentando ligeros cambios de frecuencia que son característicos del material analizado e independiente de la frecuencia de la luz incidente. Se trata de una técnica de análisis no-destructiva (Sala, 1995). Se analizaron dos láminas delgadas de serpentinita con el fin de caracterizar sus minerales. Se utilizó un equipo de espectrometría Ramán modelo Thermo Scientific DXR, con un diodo láser con longitud de onda de 532 nm, en el Instituto de Geociencias de la Universidad Friedrich-Schiller Jena, Alemania. Los análisis fueron adquiridos a temperatura ambiente y en condiciones analíticas semejantes: (1) microscopio

de luz polarizada Olympus con objetivo 20x, (2) apertura de 50 μ m de diámetro y 2 μ m de profundidad, (3) intervalo espectral de 0-2500 cm^{-1} , (4) acumulación de 500 espectros, (5) tres minutos como tiempo de colección, (6) resolución espectral de 5.5-8.3 cm^{-1} . El proceso de análisis es automatizado y se ejecuta por medio del software OMNIC. La descripción de los espectros de intensidad Ramán obtenidos para los minerales del grupo de la serpentina se basó en los trabajos de Lazarev (1972) y Farmer (1974).

1.8.9 Análisis de catodoluminiscencia.

El fenómeno de catodoluminiscencia ocurre en diferentes minerales y es causada por defectos en la estructura cristalina o por la presencia de elementos traza. Los patrones de colores obtenidos en el análisis de cuarzos en rocas metasedimentarias, son útiles para caracterizar el área fuente que dio origen a las rocas siliciclásticas. De acuerdo a los diferentes espectros de color en las rocas metamórficas es posible determinar si este mineral es detrítico, magmático o bien metamórfico (Zinkernagel, 1978; Götze et al., 2001, Ocampo-Díaz, 2011; Augustsson & Bahlburg, 2003). Los análisis de catodoluminiscencia se realizaron en siete secciones delgadas con pulido metalográfico de cuarcitas. Las secciones delgadas se analizaron con un microscopio de luminiscencia que cuenta con un cátodo caliente al que se le acopló un detector de señal ANDORE-CCD. Los espectros de catodoluminiscencia fueron medidos en granos de cuarzos de todas las muestras. El área analizada fue de un diámetro de observación de 40 mm. El sistema opera a 13kv con una corriente de 5mA. La calibración de las longitudes de onda se efectuó con lámparas de Hg y Ar. El análisis de catodoluminiscencia se realizó con el fin de conocer si la totalidad del contenido de cuarzo es de origen metamórfico o sedimentario. El análisis se llevó a cabo en el laboratorio de catodoluminiscencia del Instituto de Geociencias de la Universidad Friedrich-Schiller Jena, Alemania.

1.8.10 Análisis geoquímicos.

Análisis geoquímicos de elementos mayores y elementos trazas de 44 muestras de todas las localidades fueron adquiridos (27 muestras de psamitas/pelitas, 3 metalava almohadillada, 7 metabasalto, 1 metacumulato, 2 serpentinitas y 4 muestras de talco). Estas muestras fueron pulverizadas en un molino de ágata en el laboratorio de preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra y fueron analizadas por ICP-OES (elementos mayores) e ICP-MS/INAA (Cs, Sr, Ba, Th, Co, Hf, Ta, y REE) con una precisión de +/- 5-20% por los laboratorios comerciales Acme Labs en Vancouver, Canadá.

Las proporciones moleculares de Al_2O_3 , MgO , K_2O , Na_2O y CaO^* (CaO en silicatos) fueron utilizadas para calcular el Índice Numérico de Alteración ($\text{AI}=[100]*\frac{[\text{MgO}+\text{K}_2\text{O}]}{[\text{MgO}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}]}$), el Índice Químico de Alteración ($\text{CIA}=[100]*\frac{[\text{Al}_2\text{O}_3]}{[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]}$) y el Índice de Alteración de Plagioclasa

($PIA=[100]*\frac{[Al_2O_3-K_2O]}{[Al_2O_3+CaO+Na_2O-K_2O]}$) de Ishikawa (1976) y Nesbitt & Young (1982) con el fin de evaluar la movilidad de los elementos mayores de las estimaciones de abundancia total.

La química de los magmas parentales de las rocas metaultramáficas de todas las áreas se obtuvieron utilizando las ecuaciones $Al_2O_3 \text{ wt\%spl} = 0.035 (Al_2O_3 \text{ wt\%}) \text{ melt } 2.42$ de Maurel & Maurel (1982) y $ln (TiO_2 \text{ wt\%melt}) = 0.82574 \times ln (TiO_2 \text{ wt\%spl}) + 0.20203$ de Pagé & Barnes (2009). El grado de fusión parcial (F) se calculó con base a la ecuación empírica de Hellebrand et al. (2001, $F = 10 \ln (Cr\# + 24)$).

1.8.11 Geocronología de circones detríticos.

Se separaron concentrados de circones a partir de aproximadamente 2 kg de muestra en el laboratorio de Preparación del Instituto de Geociencias de la Universidad Friedrich-Schiller Jena, Alemania, utilizando métodos estándares (c.f. Gehrels, 2001). Se seleccionaron 151 circones detríticos de la muestra metasedimentaria CPS6 del Cañón Peregrina y 100 circones de la muestra metavolcánica A44 del Alto de Aramberri de distintos tipos y morfologías con un microscopio binocular (c.f. Gehrels, 2001; Linemann et al., 2012). Los granos se montaron en resina epóxica y se pulieron hasta reducirse a la mitad de su espesor. Los circones se analizaron en el laboratorio de geocronología del Museo de Historia Natural de la ciudad de Dresden mediante un espectrómetro de masas por inducción de plasma acoplado a un multicolector de ablación laser (LAMC-ICPMS). La información obtenida fue filtrada con el programa Thermo Element, los errores fueron reportados como 2σ . Los resultados obtenidos fueron graficados en diagramas de concordia tipo Wetherill, en donde aparece el total de granos analizados, con el uso del programa Isoplot/ex4.15 (Ludwig, 2001). Los mismos datos se han representado en diagramas de probabilidad relativa (Ludwig, 2003), donde se consideraron como edades significativas aquellas que se encuentran representadas por el solapamiento de tres análisis.

1.8.12 Geocronología de mica metamórfica.

La edad del metamorfismo fue determinada en la muestra de origen metavolcánico CPS11 del Cañón Peregrina por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$. De acuerdo al criterio de Renne et al., 1998, 150 cristales de muscovita fueron pretratados y separados por técnicas estándar. Se seleccionaron cristales de muscovita de la fracción de 50-100 μm con un microscopio binocular. El Ar se midió a partir de tres alícuotas de un concentrado de muscovita con un espectrómetro de masas Micromass 5400 con un multiplicador Faraday y un multiplicador de electrones en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Lund, Suecia. La muestra se cargó en una plancheta de cobre y se calentó a 50 W con un láser de CO_2 . El láser fue aplicado sobre toda la muestra para proporcionar igualdad de calentamiento en todos los cristales de

muscovita. El proceso de análisis es automatizado y se ejecuta en una plataforma Macintosh OS 10.2 con un software modificado específicamente para el laboratorio en la Universidad de Lund. Como estándar se utilizó sanidina TCR con una edad de 28.34 Ma (Renne et al., 1998). Los valores-J fueron calibrados con una precisión del 0.25%. Las muestras se irradiaron en el reactor de Petten. Con el fin de entender la historia analítica, los resultados del calentamiento se presentan en espectros de edades relativas. En estos gráficos se obtiene una meseta de edad, cuando la edad aparente de al menos tres calentamientos consecutivos comprende un mínimo del 50% de la liberación total de ^{39}Ar durante el experimento (Dalrymple & Lanphere, 1971; Dickin, 2005). Los errores reportados son del tipo 2σ . El programa Isoplot/ex4.15 fue utilizado para calcular una edad promedio (Ludwig, 2012). El método se realizó en el laboratorio de Geocronología de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ de la Universidad de Lund, Suecia.

1.8.13 Interpretación de resultados.

En base a los resultados obtenidos se interpreta el ambiente de formación de los protolitos, la procedencia, así como las condiciones de metamorfismo.

1.9 Formato de Disertación.

El siguiente manuscrito constituye el alcance de la disertación doctoral, los resultados son presentados en siete capítulos.

El capítulo dos trata acerca de la evolución tectónica del basamento de los terrenos tectonoestratigráficos que conforman México. Este capítulo enfatiza el conocimiento general que se tiene hasta la actualidad sobre la evolución geológica pre-mesozoica del país.

El capítulo tres describe el marco geológico regional del Esquisto Granjeno-Aramberri basado en las descripciones de campo obtenidas de la literatura y las observaciones realizadas por el autor.

El capítulo cuatro se presenta los resultados e implicaciones de los análisis estructurales, petrográficos, de minerales pesados, catodoluminiscencia, geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Pb, química mineral y química de roca total de las rocas metavolcánicas, metaultramáficas y metasedimentarias. Los resultados de los análisis de química mineral son presentados en diagramas de clasificación mineral e imágenes retrodispersadas. En base a los datos obtenidos se establecen las condiciones metamórficas que afectaron a las rocas. Los análisis de química de roca total se muestran en diagramas de clasificación de rocas, diagramas de patrones de elementos de tierras raras y multi-elementos, así como, en diagramas de discriminación tectónica. Los resultados de los análisis de geocronología de circones detríticos y mica

metamórfica son presentados en diagramas de probabilidad relativa y diagramas espectrales de relaciones isotópicas.

La interpretación de los resultados se presenta en el capítulo cinco. En este apartado se explican los procesos de sedimentación, magmatismo y metamorfismo que tuvieron lugar durante la formación de las rocas.

En el capítulo seis se abordan las posibles conexiones del esquistó Granjeno con otras unidades paleozoicas del país y la evolución de este complejo metamórfico durante el Paleozoico. Se describe el modelo geológico propuesto para la evolución del Esquistó Granjeno.

Las conclusiones obtenidas sobre este estudio y la evolución geológica pre-Mesozoica del noreste de México se encuentran en el capítulo siete.

En el apéndice se presentan todos los resultados de los análisis de química de roca total, química mineral y geocronológicos. Así como, los artículos científicos generados a partir de los resultados de esta tesis.

2 Evolución tectónica del Basamento en México

2.1 Noreste de México

La porción este/noreste de México está limitada al poniente por la Sierra Madre Occidental y al sur por el Cinturón Volcánico Mexicano, corresponde a una región de extensos afloramientos del Mesozoico que representan la evolución paleogeográfica y tectónica activa en el Jurásico y el Cretácico Tardío.

Los afloramientos del Precámbrico y Paleozoico que subyacen a las secuencias del Mesozoico son escasos y reducidos. Las rocas más antiguas corresponden a granulita, cuarcita y gneis del Precámbrico que ocurren en el terreno Sierra Madre, en el núcleo del anticlinorio Huizachal-Peregrina (Fig. 1.1 y Fig. 1.2a). Además de las rocas granulíticas, en el anticlinorio Huizachal-Peregrina aflora un conjunto metamórfico Paleozoico que puede ser correlacionable con las rocas que afloran en los altos de Miquihuana y Bustamante en Tamaulipas, y el alto de Aramberri en Nuevo León. La geología regional de estos conjuntos precámbricos y paleozoicos será descrita con más detalle en el capítulo tres que concierne al marco geológico regional pre-mesozoico.

Terreno Coahuila

Este terreno consiste de rocas de bajo grado metamórfico, rocas volcánicas y secuencias de flysch relacionadas a un arco del Paleozoico Superior (Bose 1921; Flawn & Díaz 1959; Denison et al., 1971). Existen rocas metamórficas en contacto con calizas del Cretácico expuestas a lo largo de fallamiento normal en la Sierra del Carmen, en el noroeste de Coahuila (Carpenter, 1997).

El basamento de la Sierra del Carmen consiste de mármol, esquisto grafitico y cuarcitas, de facies en esquistos verdes (Carpenter, 1997). Las rocas metamórficas presentan foliación de tendencia NE, que coincide con la deformación de las rocas cretácicas, indicando que el núcleo de las rocas metamórficas también fue afectado por la deformación regional Larámide.

Las rocas de la Sierra del Carmen son consideradas parte de la zona interior del sistema Ouachita, desarrollado durante el Pérmico temprano 277 ± 10 Ma (Denison et al., 1969). Esta edad representa la edad del evento metamórfico más joven correlacionable con la orogenia Ouachita del Paleozoico tardío. Sin embargo, estas rocas podrían tener una historia, que pudiese indicar que fueron recicladas a partir de una fuente continental (Carpenter, 1997). Las relaciones isotópicas de Pb del basamento de la Sierra del Carmen y de la zona interior de Ouachita son distintas a las del cratón de Norteamérica y sus alóctonos. Se infiere que la fuente de las rocas metasedimentarias es más afín al norte de Gondwana, durante su aproximación continental en la amalgamación de Pangea (Carpenter, 1997).

2.2 Oeste-Centro-Sur de México

La corteza continental de la porción centro-meridional de México refleja en sus estructuras y estratigrafía espacios de confluencia de diferentes dominios geológicos precámbricos, paleozoicos y mesozoicos. Las relaciones entre los dominios y la historia de su yuxtaposición siguen siendo inciertas en la geología de México. Sin embargo, se han llevado a cabo divisiones del mosaico meridional del país, que han intentado caracterizar el basamento metamórfico (Ortega-Gutiérrez, 1981) y la relación de este con las cubiertas y terrenos mesozoicos (Campa et al., 1981; Campa & Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Centeno-García & Keppie, 1999; Centeno-García, 2005; Martini, et al., 2011; Ramírez-Espinoza, 2001; Keppie, 2004).

La base del terreno más antiguo está conformada por el Complejo Oaxaqueño. Al poniente y norte de la franja del Complejo Oaxaqueño se localizan extensos afloramientos de rocas cristalinas del complejo Acatlán (Fig. 1.1 y Fig. 1.2a). Hacia el suroeste los complejos Oaxaqueño y Acatlán están limitados por una franja noroeste-sureste formada por los afloramientos del terreno Xolapa. El oeste de México está compuesto en gran parte de terrenos de aspecto volcano-sedimentario submarino y continental de edad

mesozoica, que fueron acrecionados a México por medio de diversos procesos de subducción y son conocidos como Guerrero, Juárez y Alisitos (Campa & Coney, 1983; Guerrero-Suástegui, 2004; Talavera-Mendoza et al., 2007; 2013).

Complejo Oaxaqueño

El complejo Oaxaqueño se localiza al sur de México y constituye el afloramiento de rocas grenvilleanas más extenso y el núcleo del microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

Este complejo está compuesto por una unidad de ortogneises del grupo anortosita, mangerita, charnockita de granate y gabros, así como por una unidad de paragneis de mármol, gneises calcosilicatados, gneis cuarzofeldespático y gneis grafitico (Keppie et al., 2001, 2003; Solari et al., 2003). Este complejo está sobreyacido por una secuencia sedimentaria que contiene fauna tedomaciana con afinidad de Gondwana (Robison & Pantoja-Alor, 1968)

En estas unidades se han distinguido evidencias petrológicas que indican que fueron metamorfoseadas en facies de granulitas, anfibolitas y esquistos verdes. La paragénesis mineral del evento de mayor grado metamórfico, en facies de granulitas, incluyen cuarzo±plagioclasa±ortopiroxeno±clinopiroxeno±granate±feldespato alcalino, seguido por un metamorfismo estático caracterizado por el crecimiento de coronas en minerales hidratados. Finalmente, la abundancia de facies de clorita±calcita a lo largo de microfracturas entre los minerales y en ocasiones reemplazando por completo a piroxenos y anfíboles, sugiere un evento tectónico extensional cercano a la superficie (Solari et al., 2003).

Datos geocronológicos en circones indican que el metamorfismo en facies de granulita que afectó al Complejo Oaxaqueño ocurrió entre 900-1000 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1977) o a los 998-988 Ma (Keppie et al., 2003), bajo condiciones de temperatura $735\pm 5^{\circ}\text{C}$ y presión 7.7 ± 1 kbar (Mora et al., 1986). Subsecuentemente, se ha documentado un enfriamiento a 625°C hacia 970 Ma (Solari et al., 1998), dando lugar al metamorfismo de anfibolitas hasta alcanzar 300°C a los 875 Ma (Fries & Rincón-Orta, 1965). Las edades de los protolitos magmáticos, basadas en análisis U-Pb en circón, se ubican en el intervalo de los 1,300-990 Ma (Solari et al., 1998).

La foliación y el bandeamiento desarrollado por la alineación de la mineralogía del gneis se caracteriza por presentar rumbos con dirección NW y buzamientos subverticales con direcciones NE (Elías-Herrera & Ortega-Gutiérrez, 2002).

Implicaciones tectónicas del Complejo Oaxaqueño

Las edades radiométricas determinadas por U-Pb en circones de 998-988 Ma en el complejo Oaxaqueño (Ruiz et al., 1999), son similares a las edades que presentan: (a) las granulitas del Gneis Huiznopala (~1 Ga) en la localidad de Molango (Lawlor et al., 1999); (b) y a las del complejo Guichicovi (975±36 Ma) en la localidad de la Mixtequita, en el terreno Maya (Ruiz et al., 1999, Weber & Köhler, 1999) y (c) las del Gneis Novillo en el núcleo del anticlinorio Huizachal-Peregrina (Fig. 1.1 y Fig. 1.2a) (Silver et al., 1994).

Existen dos modelos que explican la evolución tectónica del Complejo Oaxaqueño: (a) la primera estima que la posición actual del terreno representa la continuación sur del Orógeno Greenvilleano del este y sur de Laurencia (De Cserna, 1971; Shurbet & Cebull, 1987) formando un segmento de conexión entre Laurencia y Antártica, con los cinturones Australianos y/o Siberianos (Moore, 1991; Dalziel, 1992) y (b) la segunda hipótesis propone a Oaxaquia como un terreno exótico que originalmente estuvo posicionado al este de Laurencia o de Amazonia y fue transferido hacia el sur de Laurencia en el Pérmico-Carbonífero durante la formación de Pangea (Keppie, 1997; Ballard et al., 1989; Yañez et al., 1991; Keppie & Ortega-Gutiérrez, 1995, 1999; Keppie & Ramos, 1999; Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Ramos & Alemán, 2000; Cawood et al., 2001).

Por otro lado, Ruiz et al. (1999) propusieron dividir a Oaxaquia, basándose en isotopía de Pb en roca total. La parte norte del terreno fue relacionada con Texas y el sur con Colombia. Sin embargo, Cameron et al. (2004) mostraron en sus análisis de isotopía de Pb en feldespatos que los datos de Texas son distintos a los de Oaxaquia. Este comportamiento probablemente resulta debido a la mezcla de dos reservorios isotópicos durante la génesis de los magmas, soportando el concepto de Oaxaquia como un solo bloque (Ruiz et al., 1999; Cameron et al., 2004).

Complejo Huiznopala

Las rocas relacionadas al microcontinente Oaxaquia afloran en el sureste de México, en el área de Molango, Hidalgo (Fig. 1.1 y Fig. 1.2a). Al igual que el Gneis Novillo localizado al noreste del país, el Gneis Huiznopala aflora en el núcleo del anticlinorio denominado Huayacocotla (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

El complejo Huiznopala comprende ortogneises, un complejo gabrónico-anortosítico y una secuencia de paragneis, con desarrollo de bandeamiento y foliación con tendencias NW. Los resultados de análisis de U-Pb en circones indican edades de 1,200- 1,500 Ma que representan la edad del protolito, formado en un evento magmático de ambiente de arco a los 1,200-1,150 Ma. El segundo estado magmático incluye el

emplazamiento del complejo gabróico-anortosítico a los 1,000-950 Ma, generando deformación dúctil, que le da el carácter de facies de granulita a $725\pm 50^{\circ}\text{C}$ y 7.2 ± 1.0 kbar de presión. Los eventos magmáticos y de deformación del metamorfismo de alto grado del gneis Huiznopala son más jóvenes que los de la provincia Grenvilleana. Sin embargo, es correlacionable con el estado final de la deformación de esta misma orogenia, así que el gneis Huiznopala puede estar relacionado al núcleo del Orógeno Grenvilleano (Lawlor et al., 1999).

Según Ortega-Gutiérrez et al., (1995), debido a las características similares en el grado metamórfico y edades geocronológicas de otras localidades, en conjunto forman un microcontinente, a pesar que sus afloramientos de rocas grenvilleanas estén separados aproximadamente 700 km entre sí.

Complejo Guichicovi (Bloque Maya)

El complejo Guichicovi se localiza en la localidad de la Mixtequita (Fig. 1.1 y Fig. 1.2a) y corresponde a rocas metaígneas y metasedimentarias deformadas a facies de granulita a $837\pm 59^{\circ}\text{C}$ de temperatura y 7.4 ± 0.3 kb de presión (Murillo-Muñetón et al. 1994) y que forman parte del basamento del bloque Maya. Edades U-Pb en circones reportadas para este complejo sugieren 986 ± 4 Ma (Ruiz et al., 1999), K-Ar en hornblenda 911 ± 46 Ma y K-Ar en biotita 886 ± 29 Ma (Murillo-Muñeton et al. 1994). Esta información sugiere una afinidad grenvilleana similar, que lo relaciona como parte del microcontinente Oaxaquia.

La litología, la paragénesis mineral (plagioclasa \pm ortopiroxeno \pm granate \pm cuarzo \pm biotita) así como, planos de foliación y bandeamiento con tendencias hacia el W-WNW sugieren una correlación con el complejo Oaxaqueño y Huiznopala. Estas similitudes apoyan la hipótesis de que las rocas precámbricas en México y Centroamérica se originaron en un océano Grenvilleano proterozoico (Restrepo-Pace et al., 1997; Keppie & Ortega Gutiérrez, 1999).

Además del complejo Guichicovi, se encuentran rocas pre-mesozoicas hacia el sur del bloque Maya, en el Macizo de Chiapas, centro de Guatemala y las Montañas Maya de Belice (Weber et al., 2008). El macizo de Chiapas forma parte de basamento del suroeste del Bloque Maya. Este basamento se compone por ortogneises, anfíbolitas intrusionadas por granitoides (Schaaf et al., 2002), intercaladas con rocas metasedimentarias (Weber et al., 2002; Hiller et al., 2004; Estrada-Carmona et al., 2007) denominadas como unidad Sepultura.

El metamorfismo pre-batolítico de esta unidad alcanzó facies de anfíbolita - granulita con temperaturas de 730°C y 5.8 kbar de presión, indicado por la presencia de cordierita y granate (Gross, 2000; Heck, 2000; Möllinger, 2000; Weis, 2000; Schaaf et al., 2002).

Se considera que la unidad Sepultura y el basamento del macizo de Chiapas son correlacionables con algún otro basamento metamórfico del sur de México o bien se trata de un basamento posiblemente Pan-Africano, como lo indican resultados geocronológicos de U-Pb en circones heredados que muestran dos grupos principales: Grupo I de 500-600 Ma y Grupo II de edades de 1.0-1.2 Ga. La edad del Grupo I es similar a la de circones detríticos de sedimentos carboníferos-pérmicos en sur de Chiapas, que fueron heredados por los ciclos orogénicos panafricano-brasileño. El Grupo II presenta posiblemente distintas fuentes, principalmente del orógeno Greenville, como el complejo Oaxaqueño y fuentes proterozoicas del oeste de Amazonia (Weber et al., 2001, 2003, 2008; Schaaf et al., 2002;).

Sin embargo, es importante resaltar que las condiciones de alta temperatura y baja presión en la unidad Sepultura indican que este evento metamórfico es distinto al metamorfismo granulítico de corteza profunda (Oaxaquia) y por lo tanto, también al del complejo Guichicovi, al oeste del Istmo de Tehuantepec (Weber 1998; Weber & Köhler, 1999).

Complejo Acatlán

El terreno Mixteca presenta un basamento (Complejo Acatlán) que está compuesto por un conjunto de rocas metasedimentarias y metaígneas de bajo grado metamórfico y un conjunto de alta presión. Estos representan el residuo de uno o varios océanos paleozoicos (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Talavera-Mendoza et al., 2005; Nance et al., 2007; Keppie et al., 2008). El Complejo Acatlán se encuentra en contacto tectónico por medio de la falla Caltepec con el complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez, 1978a; Elías-Herrera & Ortega-Gutiérrez, 2002), y por las fallas La Venta y Chacalapa (Solari et al., 2007; Tolson, 2007) con el terreno Xolapa.

El Complejo Acatlán se conforma por: (a) las formaciones metasedimentarias Cosoltepec, Magdalena, Chazumba y Tecomate, (b) por un conjunto magmático denominado Granitoide Esperanza, y (c) por rocas metamorfoseadas en facies de eclogitas y esquistos azules (Formación Xayacatlán y grupo Piaxtla). El Complejo Acatlán lo sobreyace una cubierta sedimentaria paleozoica (Meza-Figueroa, 1998; Meza-Figueroa et al., 2003; Talavera-Mendoza et al., 2005; Miller et al., 2007; Ortega-Obregón et al., 2009; Morales-Gómez et al., 2009; Ramírez-Espinosa, 2001; Galaz et al., 2013).

Implicaciones tectónicas del Complejo Acatlán

Debido a la similitud tectonoestratigráfica y a su proximidad con el complejo Oaxaqueño, al Complejo Acatlán se le ha relacionado con el orógeno Appalacheano-Ouachita y su evolución ha sido interpretada bajo términos de la colisión Laurencia-Gondwana (Amazonia) (Ortega-Gutiérrez, 1981,

1993). Sin embargo, distintos modelos se han propuesto con el fin de interpretar la historia tectonotermal de este complejo.

Yañez et al. (1991) propusieron que el complejo fue deformado durante la colisión devónica (Orogenia Mixteca) entre Laurencia y el noroeste de Sudamérica (Sánchez-Zavala et al., 2000). Ortega-Gutiérrez et al. (1999) propusieron que el complejo Acatlán representa un vestigio de la sutura del océano Iapetus, durante la colisión Acatecana entre el Este de Laurencia y Oaxaquia entre el Ordovícico Tardío al Silúrico Temprano. Oaxaquia representa un microcontinente o parte de Colombia ubicados en la margen de Gondwana. El emplazamiento del aloctono Grupo Piaxtla sobre el Grupo Petlalcingo fue atribuido a la colisión del Ordovícico-Silúrico temprano y se ha interpretado que este evento yuxtapuso las rocas oceánicas eclogíticas contra los depósitos de trinchera y de antearco.

Durante los últimos años se han publicado datos de geocronología y geoquímica generados por diversos autores (Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie & Ramos, 1999; Nance et al., 2007, Keppie et al., 2009; Helbig et al., 2013; Kirsch et al., 2014; Murphy et al., 2014; Ortega-Obregón et al., 2014; Solari et al., 2014), los cuales demuestran que el complejo Acatlán representa vestigios del océano Rhéico, sobreimpreso por orogénias generadas en la margen del Paleo-Pacífico.

Algunas evidencias de la existencia de la margen continental activa del océano Rhéico se preservan en el terreno Oaxaquia. Las secuencias metasedimentarias del Complejo Acatlán son cortadas por granitos, estos cuerpos ígneos se generaron a partir de magmatismo de rift a los 440-480 Ma y su origen es asociado al inicio de la separación de Avalonia de Oaxaquia, a lo largo de la margen gondwánica del océano Rhéico.

Circones heredados de los granitos presentan edades de 1,200 Ma, son consistentes con una procedencia o contaminación a partir de una fuente del Mesoproterozoico. Siendo el candidato más viable para esta fuente el Complejo Oaxaqueño, que se infiere se encuentra subyaciendo al complejo Acatlán (Keppie et al., 2003, Solari et al., 2003; Keppie et al., 2004). Esto concordaría con una paleogeografía que sitúa al Complejo Acatlán contiguo al Complejo Oaxaqueño, a lo largo de la margen del océano Rhéico. La composición geoquímica calcoalcalina de los granitoides ordovícicos es compatible con la fusión de Oaxaquia, que presenta una firma geoquímica calcoalcalina (Keppie et al., 2011).

El complejo Acatlán pudo haber estado contiguo al Complejo Oaxaqueño y al suroeste de Sudamérica durante el Paleozoico, de tal forma que su estratigrafía e historia tectonotermal guardan registro del cierre de este océano, que culminó con la orogenia Ouachita-Alleganiana-Varística durante el ensamble final de Pangea en el Pérmico-Carbonífero. El complejo Acatlán fue sujeto a eventos tectonotérmicos, causados

por metamorfismo y exhumación de las unidades que lo conforman a lo largo de la margen este del océano Paleopacífico.

Complejo Xolapa

Hacia el sur de los complejos Oaxaqueño y Acatlán aflora una franja con dirección NW-SE que constituye el complejo Xolapa. Este corresponde al basamento cortical de rocas plutónicas y metamórficas más grande de México (Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa & Coney, 1983). Se compone por ortogneis y paragneis de alto grado, así como de migmatitas (Ortega-Gutiérrez, 1981), intrusionadas por plutones no deformados de composición tonalítica-gabróica (Herrmann et al., 1994; Meschede et al., 1997; Morán-Zenteno et al., 1999). Aunque originalmente fue asociado al Complejo Acatlán, sin embargo Campa & Coney (1983) y Herrmann et al. (1994) lo interpretaron como la raíz de un arco magmático continental exhumado durante el Jurásico y Cretácico que presenta elementos retrabajados de los complejos Oaxaqueño y Acatlán y ha sido relacionado con la evolución Cretácico-Terciario convergente de la margen continental del sur de México. En investigaciones más recientes Talavera-Mendoza et al., 2013 proponen que el terreno Xolapa evolucionó en una cuenca conformada por piso oceánico pérmico. Según estos autores esta cuenca se encontraba bordeada por el sur del territorio mexicano y por el Bloque Chortis. Una conexión con el terreno Guerrero es sugerida ya que ambos terrenos comparten la presencia de rocas que representan pulsos magmáticos del Jurásico Medio-Cretácico Temprano. Una contracción de la cuenca incitó la aproximación y la acreción de los conjuntos de arco del terreno Guerrero durante el Cretácico Tardío produciendo engrosamiento cortical, metamorfismo de alto de grado y migmatización a nivel medio de la corteza continental. El desprendimiento y migración del Bloque Chortís produjo la exhumación parcial del terreno Xolapa durante el Paleógeno Temprano. Esta migración produjo la yuxtaposición de escamas del terreno Xolapa, así como el truncamiento de la margen continental que caracteriza el sur de México.

2.3 Noroeste de México

El basamento precámbrico en el noroeste de México fue reconocido por primera vez por Cooper & Arellano (1946). Ellos identificaron fauna del Cámbrico Medio en la secuencia sedimentaria de la región de Caborca sobre un basamento metamórfico. Damon et al. (1962) hicieron los primeros fechamientos radiométricos (K-Ar) en esquistos del basamento Paleoproterozoico, identificando también la presencia de magmatismo de composición granítica Grenvilleana (~1.0 Ga) en la región.

Estudios recientes indican que el noroeste de México presenta un basamento de edad proterozoica. Sin embargo, la zona de Chihuahua que está cubierta por una secuencia paleozoica de plataforma es considerada como autóctona del Cratón de Norteamérica.

El resto del basamento proterozoico es interpretado como una variedad de terrenos alóctonos (Campa & Coney, 1983; Coney & Campa, 1987; Sedlock et al., 1993). Según estudios geológicos en el NW de México en regiones como Quitovac (Iriondo et al., 2004) y Cabeza Prieta-Pinacate (Nourse et al., 2005), permiten identificar dos bloques paleoproterozoicos, a) El bloque Caborca con edades U-Pb en circones de 1,777-1,693 Ma correlacionables con las provincias Yavapi y Mazatzal y b) el bloque Norteamérica de edades U-Pb en circones 1,714-1,656 Ma que se relaciona con la provincia Mazatzal (Fig. 2.1).

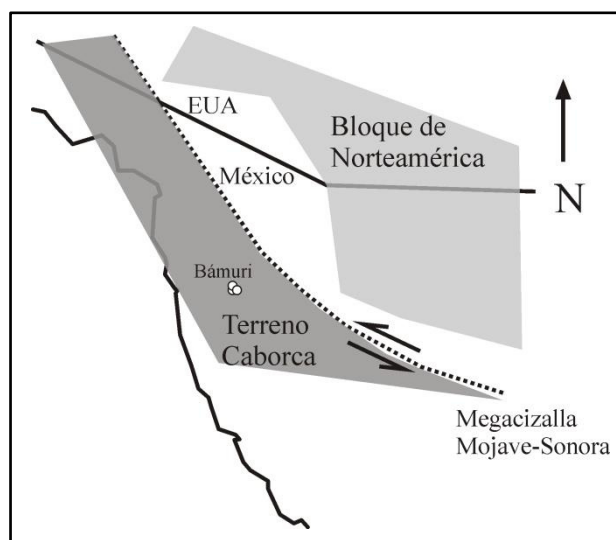


Fig. 2.1 Extensión del Terreno Caborca y el bloque de Norteamérica (modificado de Anderson & Silver, 1979).

Terreno Caborca

Las rocas metamórficas más antiguas de México se localizan en el estado de Sonora y conforman el basamento del terreno Caborca (Fig. 1.1 y Fig. 1.2a). Este terreno ha sido considerado como un fragmento del basamento Precámbrico Norteamericano desplazado desde el norte por medio de la megacizalla Mojave-Sonora durante el Jurásico Medio-Tardío (Anderson & Silver, 1979). Las rocas cristalinas del basamento son cubiertas discordantemente por rocas sedimentarias paleozoicas similares a las de Chihuahua y Arizona (González, 1986).

Anderson & Silver (1977) dividieron al basamento de Sonora en dos bloques de edades diferentes separados por la margen de la hipotética megacizalla Mojave-Sonora. El fragmento más antiguo de este

terreno (1.8-1.7 Ga), corresponde al Complejo Bámuri que yace a lo largo del suroeste de la supuesta falla, consiste de una secuencia volcano-sedimentaria metamorfozada en facies de anfibolita a esquistos verdes (~.65 Ga), intrusionada por granitoides de 1.4 y 1.1 Ga (Anderson & Silver, 1977). El bloque más joven de “Norteamérica” se compone por esquistos de moscovita, paragneises de 1.7-1.6 Ga y rocas plutónicas pegmatíticas que yacen al noreste de la megacizalla (Anderson y Silver, 1979).

Implicaciones tectónicas del basamento del Terreno Caborca

Los primeros estudios del basamento en México, realizados en el NW de Sonora, proponían la extensión de las provincias Mojave (2.1-2.3 Ga), Yavapai (1.7-1.8 Ga), Mazatzal (1.6-1.7 Ga) y Greenville (0.7-1.3 Ga) del SW de Laurencia hacia México por medio de un sistema de fallas de corrimiento lateral izquierdo, con orientación NW-SE, activo en el Jurásico Medio-Tardío (Damon & Guidetti, 1961; Damon et al., 1962; Anderson & Silver, 2005).

Estudios geológicos en regiones como Quitovac (Iriondo et al., 2004) y Cabeza Prieta-Pinacate (Nourse et al., 2005) sugieren la existencia de por lo menos dos tipos de rocas paleoproterozoicas en Sonora. En la zona oriental de las regiones de Quitovac y Cabeza-Prieta-Pinacate existen rocas similares a las de las provincias Mazatzal del SE de Arizona, mientras que las de la zona occidental son similares a las de la provincia Yavapai del NW de Arizona.

Iriondo et al. (2004) distinguieron dos bloques paleoproterozoicos en la región de Quitovac al NW de Sonora. El bloque Caborca con edades U-Pb en circones entre 1,777-1,693 Ma correlacionables con rocas de la provincia Yavapai y el bloque Norteamérica que presenta edades de entre 1,714-1,656 Ma y se correlaciona con la provincia Mazatzal.

Por otro lado, estudios geocronológicos llevados a cabo en el Rancho Bámuri, Cerros El Tecolote y La Tortuga, al S y SW de Caborca realizados por Castiñeiras et al., (2004 a, b), Dórame-Navarro et al., (2004), Farmer et al., (2005) Soto-Verdugo (2006) reportan resultados de edades U-Pb de cristalización en circones que varían de 1,765-1,780 Ma y como indicadores para la existencia de paleoproterozoico equivalente al basamento Mojave.

Estos trabajos en el basamento metamórfico de Sonora cuestionaron el modelo simplista de la Megacizalla Mojave-Sonora sobre la distribución de las provincias de basamento en el noroeste de México. Por el contrario, se relaciona con la acreción de secuencias de arco volcánico al cratón de Norteamérica, comparables a los basamentos de Arizona y Nuevo México.

Chihuahua (Cratón de Norteamérica)

El basamento del norte de Chihuahua y parte del noreste de Sonora ha sido interpretado como la continuación al sur del cratón de Norteamérica (Cameron & Cameron, 1985; McDowell et al., 1999). Sin embargo, es un basamento de esquistos metavolcanosedimentarios intrusionados por granitos de 1.7-1.6 Ga (Anderson & Silver, 1977). Estas rocas metamórficas están distribuidas en afloramientos puntuales de la región centro-norte de Chihuahua, a 500 m de la localidad del Carrizalillo, (Coney & Campa, 1987; Blount et al, 1988, Ruiz et al, 1988). La Sierra del Cuervo (Los Filtros) se ha correlacionado a un bloque alóctono de rocas greenvilleanas.

Implicaciones tectónicas de Chihuahua (Cratón de Norteamérica)

Con base en la similitud temporal y litológica entre las rocas greenvilleanas (edades modelo 1.4 Ga, Nelson & Paolo, 1985) de Nuevo México y el oeste de Texas, es posible interpretar que la provincia cortical que se formó y metamorfizó a los 1.4 Ga (durante eventos greenvilleanos) se extiende hacia México, representando corteza del Cratón de Norteamérica. La deformación pre-cretácica de la Sierra del Cuervo y el Cerro Carrizalillo se ha relacionado a la Orogenia Ouachita-Marathon (Blount, 1982).

Xenolitos de Corteza en Chihuahua y San Luis Potosí

En los conos cineríticos de La Olivina y el Potrillo en Chihuahua, El Toro en Zacatecas y en maares de los grupos conocidos como Ventura y Santo Domingo, en San Luis Potosí (Fig. 2.2) ocurren xenolitos del manto y corteza. Los xenolitos corresponden a rocas metamórficas en facies de granulitas y nódulos ultramáficos de la corteza inferior y manto superior (Aranda-Gómez 1982; Nimz et al., 1986; Aranda-Gómez & Ortega-Gutiérrez, 1987).

Los xenolitos del manto corresponden a xenolitos de lherzolitas de espinela, piroxenita y espinela (Nimz et al., 1986). Los xenolitos de corteza inferior son: 1) paragneises cuarzofeldespáticos de sillimanita-granate con grafito, 2) ortogneises máficos-intermedios, que incluyen a granulitas de piroxeno, de plagioclasa, granate y espinela (Aranda-Gómez, 1982; Nimz et al., 1986; Aranda Gómez & Ortega Gutiérrez, 1987). Datos geotérmicos y geobarométricos indican que están en equilibrio con la corteza inferior a condiciones de 9 kb a 32 km de profundidad para los gneises de la Joya Honda (Ruiz et al. 1988).

En Chihuahua, no se han reportado xenolitos de granulita con granate. La ausencia de granate sugiere que los ortogneises se formaron a condiciones de temperatura y presión más baja que los de San Luis Potosí.

Los xenolitos metasedimentarios y metaígneos del Grupo Ventura presentan edades modelos que varían entre los 1.05-0.67 Ga, los xenolitos del Toro de 1.5 Ga y el Grupo Santo Domingo de 0.80-0.98 Ga. Estas edades indican una corteza inferior de edad similar a las expuestas en el Greenville. Las edades más jóvenes podrían representar eventos orogénicos posteriores o contaminación de los xenolitos. Pudiendo representar la zona sur de Gondwana (Cameron et al., 1992) y/o ser asignadas al evento tectonotermal Greenville (Ruiz et al., 1988). Mientras que las edades modelo de los xenolitos de corteza de la Olivina y el Potrillo en el noroeste de México muestran rangos de 1.5 a 1.3 Ga, que son similares a las edades modelos de los afloramientos de basamento Los Filtros (1.3-.04 Ga), y a su vez comparables con las rocas del Llano, Texas. Campa & Coney (1983) y Nimz et al. (1986) concluyeron que Chihuahua forma parte del cratón de Norteamérica.

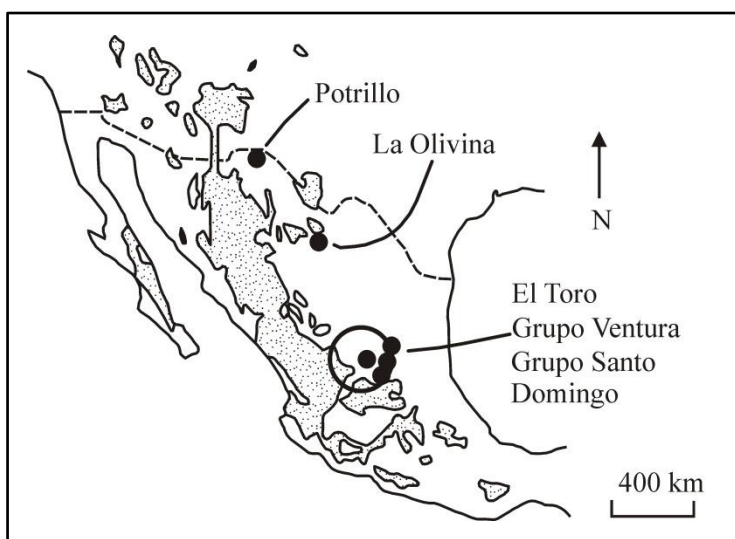


Fig. 2.2 Distribución de los xenolitos del manto y corteza en San Luis Potosí y Chihuahua (tomada de Ruiz et al., 1988).

3 Marco geológico regional (pre-mesozoico)

La Sierra Madre Oriental consiste en una cordillera que se conforma por sedimentos marinos del Mesozoico y continentales del Cenozoico plegados y cabalgados. La deformación fue causada por efecto de dos procesos de deformación. El primero es de “piel delgada” y el segundo de “piel gruesa”. Durante la fase de “piel delgada” estratos del Jurásico Superior al Cretácico se acomodaron por una serie de

pliegues y cabalgaduras. Durante la fase de “piel gruesa” el basamento fue levantado a lo largo de fallas reactivadas, deformándose internamente. Este evento se ha ligado a la Orogenia Laramide del Cenozoico (Padilla & Sánchez, 1985; Suter, 1987; Marret & Aranda, 1999; Zhou et al., 2006).

La cordillera se extiende cerca de 1,500km de norte a sur a través del territorio mexicano. Al norte colinda con la Plataforma de Texas, al oeste y al suroeste con el Altiplano Central Mexicano, hacia al sur con el Eje Neovolcánico Transmexicano y al este con la Llanura Costera cenozoica del Golfo de México (Tardy et al., 1975; Padilla & Sánchez, 1985; Suter, 1987; Marret & Aranda, 1999; Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

La Orogenia Laramide además de plegar los sedimentos de la Sierra Madre Oriental produjo la erosión de ciertas estructuras que generaron ventanas geológicas. En estas estructuras afloran rocas que formaron la base sobre la cual se depositaron los sedimentos de dicha cordillera.

Una de estas estructuras es el anticlinorio Huizachal-Peregrina. Esta estructura corresponde a la exposición de basamento más extensa en el noreste de México. Se localiza hacia el oeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas y fue asignado por Campa & Coney (1983) al terreno Sierra Madre.

Además del anticlinorio Huizachal-Peregrina, en las localidades de Bustamante y Miquihuana (Tamaulipas) y en el municipio de Aramberri, Nuevo León se han reconocido unidades paleozoicas de basamento. Estas unidades han sido descritas con poco detalle por autores como Imlay (1937), Tardy et al. (1975, 1976), Mansilla (1988) y Meiburg et al. (1987).

3.1 Geología Regional del anticlinorio Huizachal-Peregrina

El anticlinorio Huizachal Peregrina corresponde a una macroestructura laramídica, cuyo eje se encuentra orientado de manera general con una dirección NNW-SSE. Presenta una longitud aproximada de 100km de largo y 30km de ancho. Es una estructura con su núcleo erosionado y forma una ventana geológica de aproximadamente 35km² (Zhou et al., 2006).

Sobre las unidades metamórficas se depositó una secuencia clástico-pelítico-carbonatada de más de 2,000m de espesor, que posteriormente fue plegada y fallada durante la Orogenia Laramídica. El flanco oriental de la estructura se encuentra plegado, con estructuras de caja, fallas inversas, retrofallas, mientras que el flanco occidental muestra buzamientos constantes hacia el oeste (Zhou et al., 2006).

El basamento en esta localidad se compone de cuatro unidades (Fig. 3.1): (a) rocas precámbricas correspondientes a la unidad del Gneis Novillo, y que son potencialmente correlacionables con el orógeno Grenvilleano, b) rocas metamórficas de edad paleozoica denominadas Esquisto Granjeno, (mismas que

se han relacionado con los afloramientos localizados en los altos de Miquihuana y Bustamante en el estado de Tamaulipas y en el alto de Aramberri en Nuevo León, y que en conjunto a su vez han sido relacionadas con el orógeno Appalachiano y con el Complejo Acatlán, c) secuencia clástico-pelítico-carbonatada fuertemente deformada, depositada en una cuenca antepaís de edades que comprenden desde el Silúrico al Pérmico, y d) un cuerpo tonalítico de edad Paleozoica (Zhou et al., 2006).

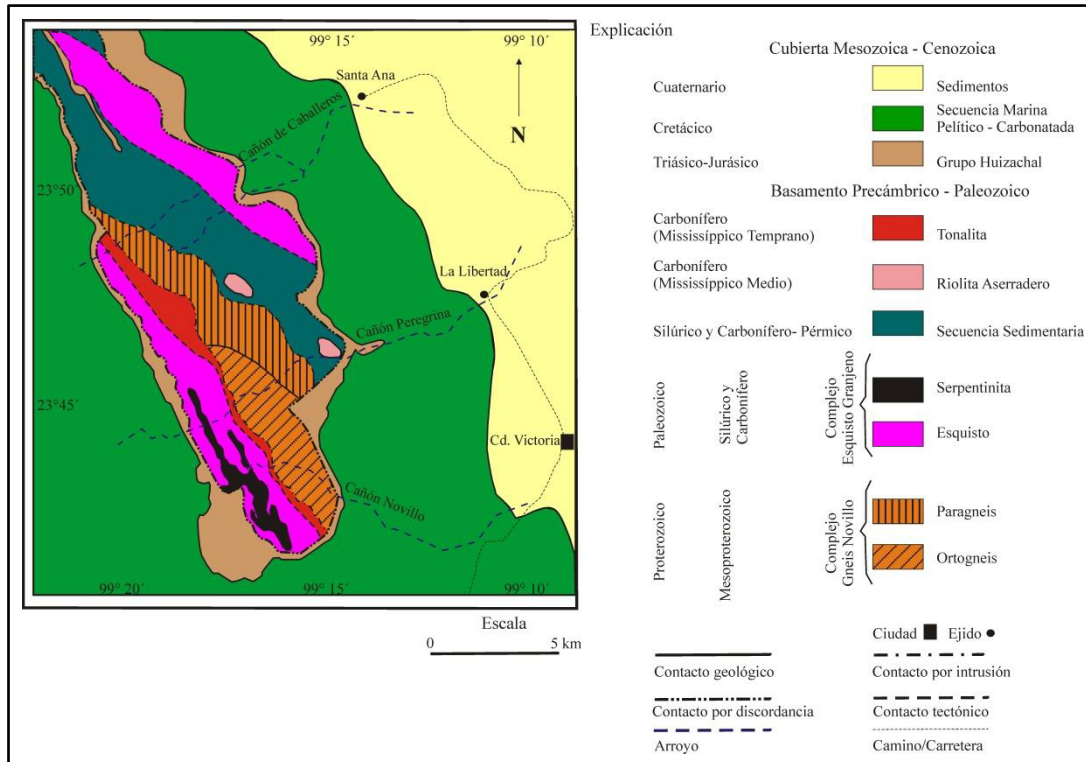


Fig. 3.1 Mapa geológico del anticlinorio Huizachal-Peregrina. Modificado Ramírez-Ramírez, (1992).

3.1.1 "Gneis Novillo" (anticlinorio Huizachal-Peregrina).

El Gneis Novillo aflora en los cañones del Novillo, Peregrina y Caballeros (Fig. 3.1). Determinaciones geotermobarométricas realizadas por Orozco-Esquivel (1991) indican condiciones de formación de 780°C, mientras que la presión es de entre 8.9 y 9.7kb. Estas condiciones corresponden a metamorfismo en facies de granulita-anfibolita. El Gneis Novillo tiene metamorfismo retrógrado, lo cual indica que las granulitas de esta unidad experimentaron un enfriamiento isobárico. Este pudo ocurrir tras el colapso del orógeno colisional, al haber alcanzado la corteza un espesor aproximadamente normal (~30km).

El Gneis Novillo se compone por dos series de rocas metamórficas. La más antigua corresponde al conjunto encajonante de 1,235-1,115 Ma y está conformado por gneises graníticos (Fig. 3.2a), augengneis

de granate (Fig. 3.2b) y feldespato potásico, anfibolitas y por una unidad calcosilicatada (Fig. 3.2c). Esta serie presenta afinidad geoquímica de arco/ retro arco (Trainor, 2010; Trainor et al., 2011). El conjunto más joven de 1,035-1,010 Ma es descrito como un arreglo de anortosita-mangerita-charnockita-granito (Trainor, 2010; Trainor et al., 2011; Fig. 3.2d). Ambas series están intrusionadas por dos conjuntos de diques anfibolíticos (Fig. 3.2e). La intrusión más antigua antecede al metamorfismo con una edad de 990 ± 5 Ma, mientras que el conjunto más joven se emplazó a los 546 Ma (Keppie et al., 2006).

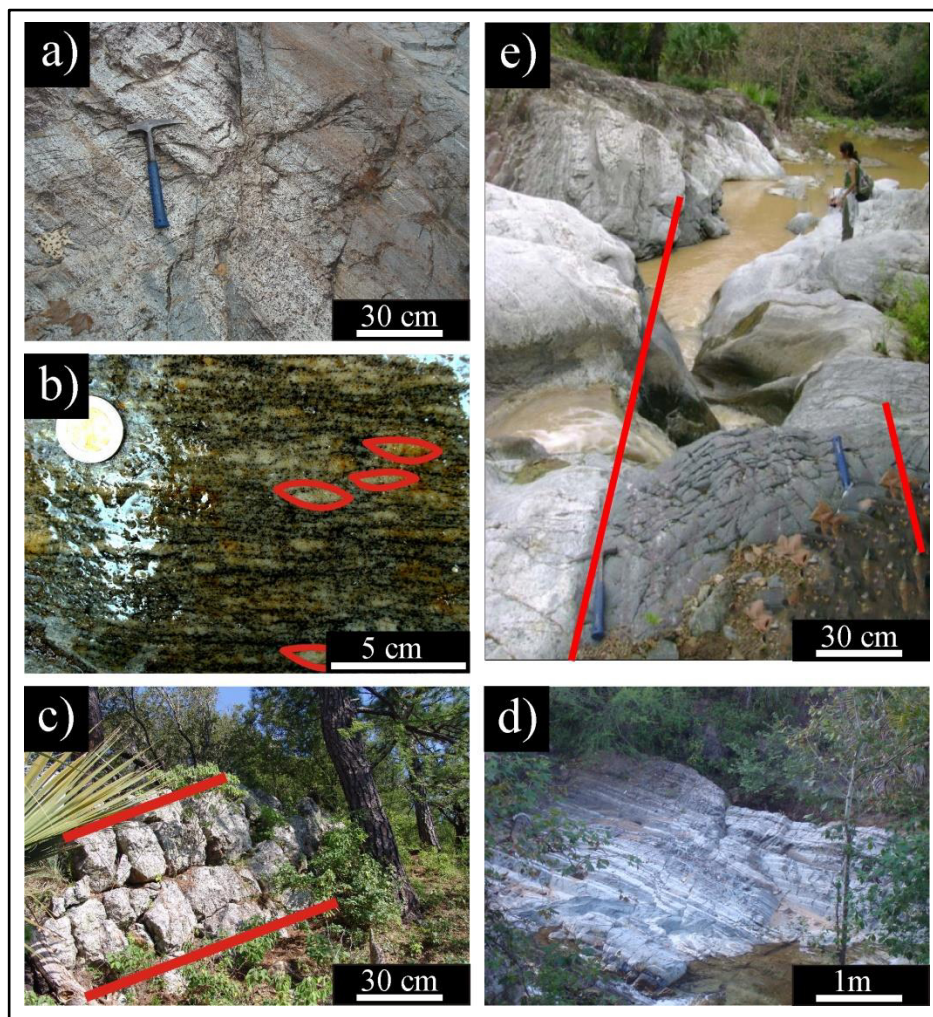


Fig. 3.2 a) Fotografías del gneis granítico del conjunto encanjonante consiste en ortogneises bandeados, con bandas melanocromáticas leucocráticas (Cañón Novillo), b) augen Gneis del conjunto encanjonante mostrado en la fotografía (Cañón Novillo), c) unidad calcosilicatada del complejo encajonante (Cañón Novillo), d) complejo de anortosita-mangerita-charnockita-granito (Cañón Novillo), e) dique anfibolítico concordante con la foliación del ortogneis de la serie anortosita-mangerita-charnockita-granito (Cañón Peregrina).

3.1.1.1 Implicaciones tectónicas del "Gneis Novillo".

Patchett & Ruiz (1987) realizaron un análisis Sm-Nd en las bandas melonocráticas del Gneis Novillo obteniendo edades de 0.90 Ga para estas rocas. Las edades obtenidas por estos autores, indican que durante la orogenia Grenvilleana (1.0 Ga) existió un ciclo de reciclamiento derivado del manto. Esto implica que material cortical antiguo en forma de sedimento (3.0-2.8 Ga) fue mezclado con material del manto más joven (1.9-1.7 Ga) como resultado de procesos magmáticos y tectónicos durante la orogenia Grenvilleana. Las edades obtenidas en el rango de 1.4-1.6 Ga representan la edad mínima de separación del manto de la corteza, que serviría como protolito del Gneis Novillo. Esta unidad ha sido relacionada con el antiguo cratón de Norteamérica y/o como continuación de las rocas grenvilleanas del Llano en el centro de Texas USA (Fig. 3.3; De Cserna, 1971; Denison et al., 1971; Shurbet & Cebull, 1987).

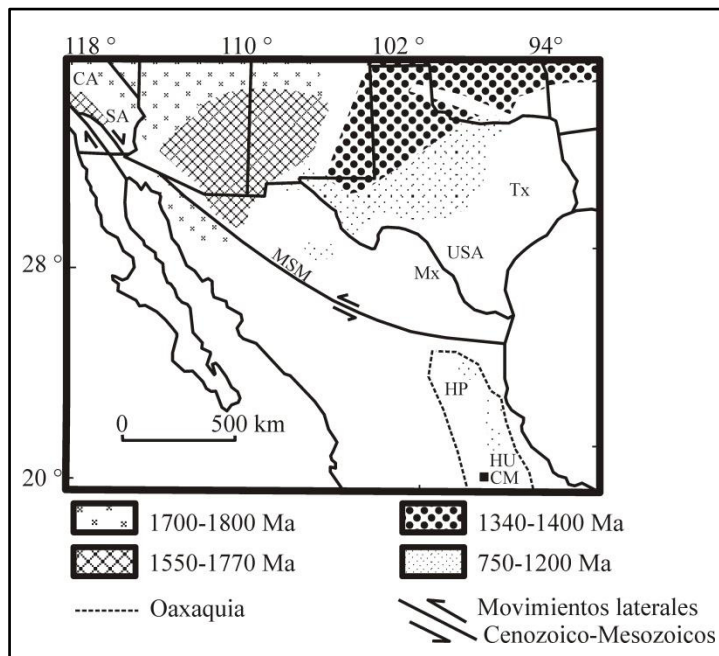


Fig. 3.3 Distribución de la continuación de los cinturones precámbricos en Norteamérica y en México. Mx: México, USA: Estados Unidos, MSM: Megacizalla Mojave-Sonora, Tx: Texas, CM: Ciudad de México, HU: Anticlinorio de Huayacocotla; HP: Anticlinorio Huizachal-Peregrina, SA: Falla de San Andrés, CA: California. Modificado de Stewart, (1988).

Sin embargo, las rocas que afloran en El Llano consisten de gneises de composición granítica (Fig. 3.4a), rocas metasedimentarias, mármol, esquisto grafitico y rocas metaplutónicas que indican la existencia de flujos riolíticos previo al metamorfismo (Fig. 3.4b) (Mosher, 1993; Leon, 2012). Además es posible encontrar basaltos y peridotitas metamorfoseadas que pudieron ser parte de litósfera oceánica, atrapada en las raíces del evento orogénico Grenville. Seguido del metamorfismo, la corteza fue

intrusionada por plutones graníticos, sills y diques post-tectónicos (Walker, 1992). Las unidades metamórficas del Llano se encuentran metamorizadas en facies de anfibolita a granulita 625°C 3.5kb (Walker, 1992; Mosher, 1993; Reese, 1995; Roback, 1996 a; Carlson, 1998)

Los gneises del Llano presentan un carácter máfico y una afinidad oceánica (anfibolitas, esquistos de hornblenda, metabasaltos y serpentinitas), además de un bajo grado metamórfico. Estas características contrastan con las del material granulítico de alto grado metamórfico del Gneis Novillo. Estas diferencias fijan la pauta para que el Gneis Novillo sea relacionado con el complejo Oaxaqueño del sur de México, con el cual litológicamente es afín (Ortega-Gutiérrez et al., 1978b; Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

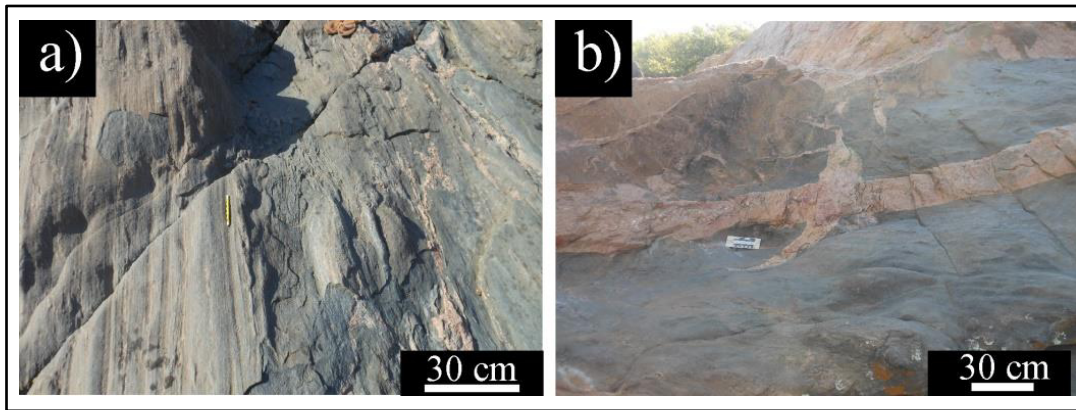


Fig. 3.4 Fotografía de a) ortogneises del Llano, b) gneises del Llano cortados por intrusivos félsicos post-metamórficos. Localidad: parque estatal “Inks Lake”, Austin, Texas. Coordenadas: 14560400E, 3400464N.

Evidencias de fauna en las rocas sedimentarias que sobreyacen al Gneis Novillo, favorecen la correlación del basamento grenvilleano con Gondwana (Robison & Pantoja Alor, 1968; Rowley & Pindell, 1989; Stewart et al., 1993). En base a esto, Ortega-Gutiérrez et al. (1995, 1999), sugirió que el Gneis Novillo forma parte de la extensión norte del microcontinente Oaxaquia. Él mismo propone que fue originado en la periferia de Gondwana durante el Paleozoico tardío y acrecionado a Laurentia durante el cierre de los océanos Iapetus o Rhéico (Keppie & Ramos, 1999). El Gneis Novillo subyace a una secuencia sedimentaria silúrico-pérmica y se encuentra en contacto tectónico con un complejo metamórfico de bajo grado conocido como Esquisto Granjeno.

3.1.2 Cubierta Sedimentaria del Silúrico-Pérmico (anticlinorio Huizachal-Peregrina).

La siguiente unidad en el anticlinorio Huizachal-Peregrina corresponde a rocas paleozoicas no metamorfizadas, que se encuentran en discordancia con el Gneis Novillo.

En el anticlinorio, el evento de depósito (ocurrida sobre el Gneis Novillo) se vio afectado por erosión o por no- depósito de material durante el Cámbrico y en el Ordovícico. Una acumulación de depósitos clásticos marinos someros sobre el gneis Novillo (Formación Cañón de Caballeros; Fig. 3.5a) ocurrió durante el Silúrico. Estas rocas presentan fauna gondwánica (e. g. braquiópodos, trilobites, corales y gasterópodos; Fig. 3.5b) afín a la fauna presente en la Cordillera de Mérida y Venezuela.

Un evento de erosión/no-depósito tuvo lugar nuevamente durante el Devónico. Se considera que para este tiempo el área de Cd. Victoria habría migrado cerca de Norteamérica (Stewart et al., 1999). Evidencias fósiles guardan cierta similitud con el terreno Andeano del Este, que también formaba parte de Sudamérica y su material devónico se relaciona con fauna de América del Norte, lo cual implica un acercamiento a dicho margen.

Se depositó material clástico de aguas someras con fauna afín a Norteamérica (Fm. Vicente Guerrero; Fig. 3.5c) a principios del Carbonífero (Mississippico). Seguido a este evento un proceso magmático y deformacional generó dos unidades ígneas: (a) un cuerpo intrusivo de composición granítica y (b) una roca riolítica, siendo éste el equivalente extrusivo de la primera unidad.

Durante el Pennsilvánico temprano se deposita la formación Del Monte que ha sido interpretada como sistemas de aguas profunda. Contemporáneo a esto ocurrió el evento metamórfico que produjo el Esquisto Granjeno.

Finalmente, el Pérmico temprano fue testigo del cierre diacrónico del Océano Rhéico dando origen a la Fm. Guacamaya (Fig. 3.5d). En esta unidad pueden evidenciarse secuencias de Bouma. La sección incluye también arenisca volcanoclástica de grano fino y conglomerado. Esta formación consiste en depósitos del tipo flysch de agua profunda caracterizado por capas turbidíticas de grano fino. Las capas de grano grueso indican fuentes proximales y de ambientes de alta energía (Stewart et al., 1999). Este evento culminó con la amalgamación de masas continentales en el Pérmico tardío.

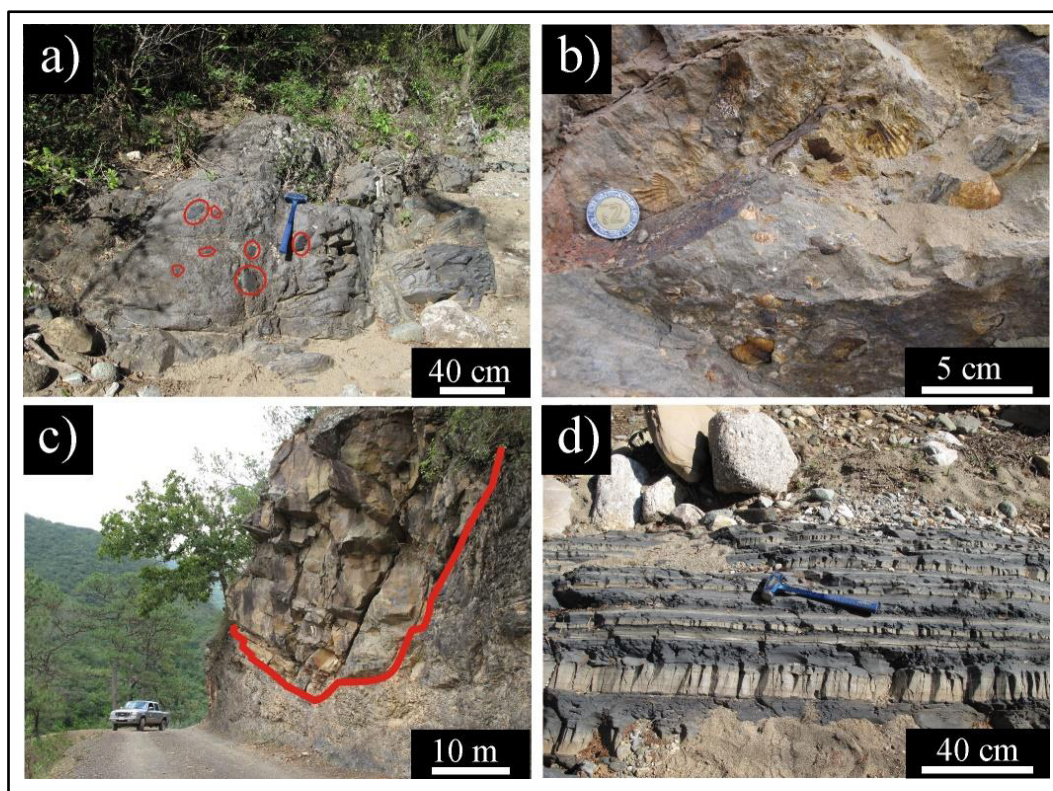


Fig. 3.5 Fotografía de a) calcoarenita con lentes conglomeráticos de la Fm. Caballeros, b) braquiópodos en areniscas grises de grano fino, c) paleocanal de areniscas de grano grueso y areniscas estratificadas con lutitas, d) turbidita de la Fm. Guacamaya obsérvese la intercalación de intervalos lutíticos y de areniscas laminadas. Localidad: Cañón Peregrina.

3.1.3 Rocas magmáticas paleozoicas.

Dentro del Gneis Novillo, del Esquisto Granjeno y de la sucesión paleozoica se han reconocido cuerpos magmáticos paleozoicos, conocidos como “riolita Aserradero” y un cuerpo tonalítico (propuesto como “Tonalita Peregrina”).

La petrogénesis de estas unidades es hasta ahora un tanto incierta. Sin embargo; Stewart et al., (1999) y Dowe et al., (2005) obtuvieron edades U-Pb en zircones de 334 ± 39 Ma para la riolita Aserradero y 351 ± 54 Ma para la tonalita Peregrina. Esta diferencia mínima entre las edades de ambas unidades permite suponer que existe una relación genética entre ambos cuerpos magmáticos, donde posiblemente el cuerpo tonalítico haya alimentado los diques que produjeron el cuerpo riolítico (Dowe et al., 2005).

3.1.3.1 Cuerpo tonalítico “Tonalita Peregrina”.

Un cuerpo tonalítico delimita por falla con componente lateral derecha al Gneis Novillo y al Esquisto Granjeno (Fig. 3.6a). Presenta una paragénesis mineral de plagioclasa + cuarzo + feldespato alcalino +

biotita + muscovita + apatito + aragonito + minerales opacos (Ortega-Gutiérrez, 1978b, Ramírez-Ramírez, 1992; Fig. 3.6b).

El cuerpo tonalítico muestra cataclasis intensa y una débil foliación con rumbo paralelo a la dirección del contacto. Esto indica que los movimientos tectónicos continuaron a lo largo de la falla de contacto aún después del emplazamiento de la tonalita. Este cuerpo muestra considerables variaciones en su espesor incluso llegando a desaparecer por acuñaamiento. Alcanza un espesor máximo de ± 1.7 km hacia el noroeste del Cañón Peregrina y presenta una dirección NNW-SSE (Fig. 3.6c).

Es posible encontrar xenolitos del Gneis Novillo y el Esquisto Granjeno en el cuerpo tonalítico (Fig. 3.6d). Esto indica que la tonalita intrusionó posterior al emplazamiento del Esquisto Granjeno. Dowe et al. (2005) reportaron una edad de emplazamiento post-metamórfica para este cuerpo a los 354 ± 54 Ma.

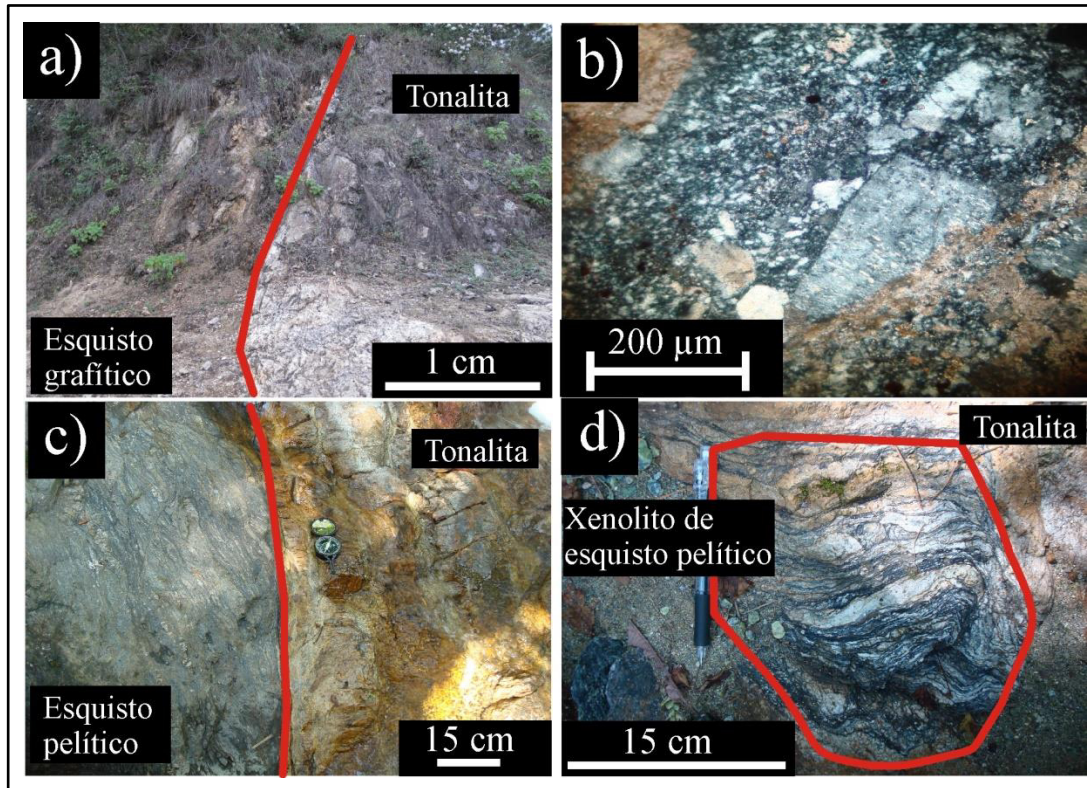


Fig. 3.6 Fotografías de a) contacto tectónico del Gneis Novillo con el cuerpo tonalítico (Cañón Peregrina), b) microfotografía de tonalita con textura porfídica hipidiomórfica. Matriz cuarzo-feldespática y fenocristales de plagioclasa y ortoclasa. (nícoles cruzados; Cañón Novillo), c) contacto del cuerpo tonalítico con rocas gráficas del Esquisto Granjeno (Cañón Novillo). El contacto presenta una dirección de $164/75^\circ$, d) xenolito del Esquisto Granjeno en el cuerpo tonalítico (Cañón Novillo).

3.1.3.2 Unidad “Aserradero”

La unidad “Aserradero” aflora en los cañones de Caballeros y Peregrina. Esta unidad ocurre en forma de cuerpos masivos aislados de aproximadamente 80m de ancho hasta 100m de largo. Se encuentra sobreyaciendo a areniscas de grano fino y limolitas-lutitas de la formación Vicente Guerrero (Fig. 3.7a). Las rocas de la unidad “Aserradero” son de tonalidad gris claro y/o verde. Son de grano muy fino y en ocasiones presentan texturas brechoides con clastos de riolita gris (Fig. 3.7b). Otras características en las rocas es que muestran laminación interna (Fig. 3.7c) y estructuras fluidales (Fig. 3.7d). Petrográficamente se reconocen dos tipos de rocas en a) un tipo que se compone de cuarzo \pm feldespato \pm mica y b) otro que se compone por fenocristales de cuarzo \pm feldespato alcalino \pm plagioclasa \pm biotita \pm moscovita. La unidad “Aserradero” varía composicionalmente desde dacíticas/riodacitas a riolitas (Gursky, 1986; Gursky, 1996; Ramírez-Ramírez, 1992; Stewart, 1999; De León Barragán, 2012).

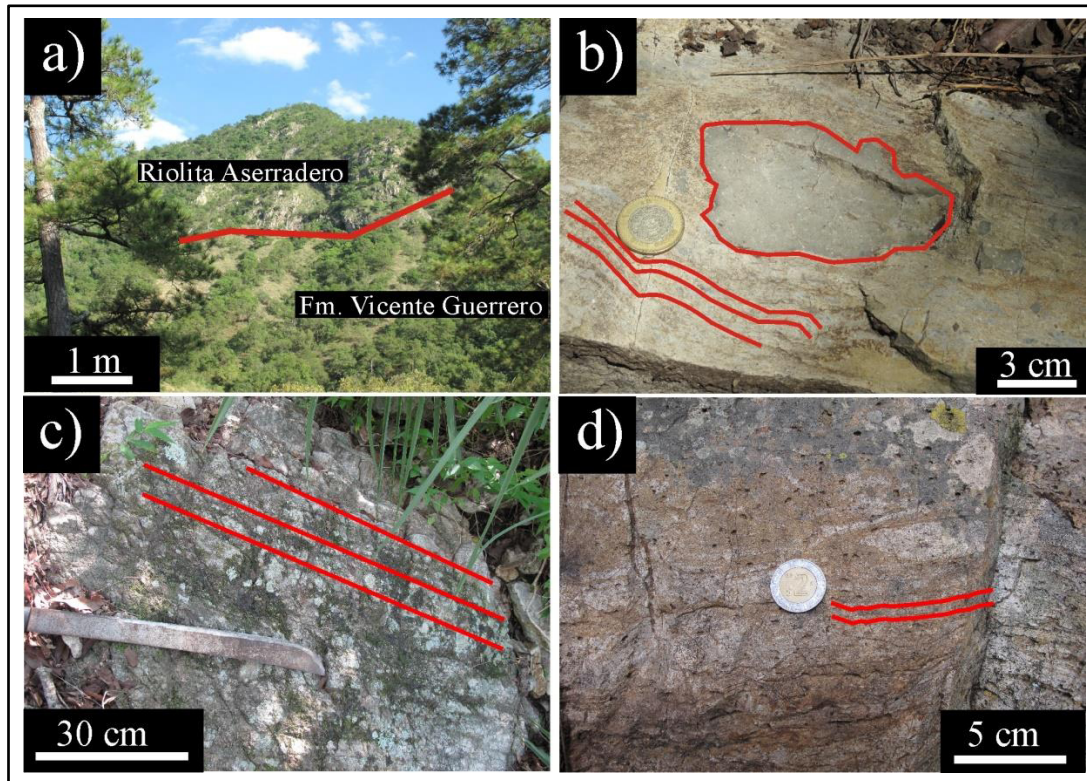


Fig. 3.7 Fotografías de a) contacto entre la Riolita Aserradero (sobreyaciendo) y areniscas de la Formación Vicente Guerrero (Cañón Peregrina), b) riolita de tonalidad blanca con textura brechoide (Cañón Caballeros), c) riolita con laminación interna (Cañón Caballeros), d) riolita de tonalidad gris con estructuras de flujo y bandeamiento de cuarzo (Cañón Peregrina).

3.1.3.3 Implicaciones tectónicas de la unidad “Aserradero” y la Tonalita “Peregrina”.

Es en el Mississippico Temprano (354 ± 54 Ma) que se emplazó un cuerpo tonalítico en la corteza continental (en este caso, en los gneises del Gneis Novillo) a través de fallamiento con componente lateral derecha. Este sería el producto de la diferenciación cortical de fundidos félsicos a partir de un fundido máfico entrampado en la corteza inferior (Rudnick, 2005). También se considera que su origen pudo haber estado relacionado con cristalización fraccionada de magmas andesíticos. Estos magmas fueron generados por el mecanismo de subducción de la placa oceánica del océano Rhéico bajo el noroeste de Gondwana.

Posteriormente a los 334 ± 39 Ma se generó un segundo pulso magmático (Stewart et al., 1999). Este pulso fue generado por fusión parcial de la corteza continental. Este segundo evento propició que los magmas llegaran a cristalizar en superficie generando vulcanismo y formando flujos riolíticos correspondientes a la unidad Aserradero.

Aunque existe una gran similitud entre las edades de emplazamiento del cuerpo tonalítico y la Riolita “Aserradero”, sus composiciones geoquímicas no muestran patrones evolutivos directos. Es posible, que la génesis de estas rocas haya sido en cámaras magmáticas localizadas a diferentes niveles de corteza. Se considera entonces que estas rocas magmáticas pertenecen a dos eventos distintos asociados al arco volcánico Gondwánico del Carbonífero. Este arco es vinculado al cierre de la Pangea (De León Barragán, 2012).

3.1.4 Esquisto Granjeno, Paleozoico (anticlinorio Huizachal-Peregrina).

El Esquisto Granjeno consiste de intercalaciones de rocas metamórficas de protolitos sedimentarios (psamitas, pelitas, turbiditas, conglomerado, lutita negra) e ígneos (toba, flujos de lava, lavas almohadilladas y cuerpos ultramáficos (Carrillo-Bravo, 1961; De Cserna & Ortega-Gutiérrez, 1977, Ramírez-Ramírez 1978; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Dowe, 2004, Torres-Sánchez, 2010). El Esquisto Granjeno se encuentra en contacto tectónico a través de fallamiento lateral con la Tonalita “Peregrina” y el Gneis Novillo. Esto sugiere que su evolución postdata a la del gneis precámbrico (Carrillo-Bravo, 1961; De Cserna & Ortega-Gutiérrez, 1977, Ramírez-Ramírez 1978; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Dowe, 2004).

Las rocas metamórficas del Esquisto Granjeno afloran en dos bloques delimitados por fallas de orientación general noroeste en el núcleo del anticlinorio Huizachal-Peregrina, en los cañones Novillo, Peregrina y Caballeros.

Rocas metasedimentarias en el anticlinorio Huizachal-Peregrina.

Esquisto pelítico

Los afloramientos de esquisto pelítico se presentan en los tres cañones del anticlinorio Huizachal-Peregrina, dominando principalmente en el cañón de Caballeros, que consiste aproximadamente un 85% de rocas pelíticas.

El esquisto pelítico presenta tonalidades que varían desde el gris verdoso hasta el gris oscuro en los tres cañones (Fig. 3.8a-c). Consiste de proporciones equivalentes de cuarzo, mica y clorita que le dan un aspecto sedoso a la roca. Además es posible encontrar porfidoblastos de albita y minerales accesorios como grafito, turmalina y circón.

En el esquisto pelítico se observan diferentes familias de foliación, que registran por lo menos cuatro eventos de deformación. Se observa una foliación dominante con tendencia NW-SE en donde se desarrollan segregaciones de cuarzo que varían desde 1cm hasta 10-15cm de espesor. Estas segregaciones de cuarzo se encuentran replegadas (Fig. 3.8a) y forman micropliegues asimétricos e isoclinales con planos axiales paralelos a la foliación principal (Fig. 3.8b). Lentas, nódulos y estructuras de boudin de cuarzo lechoso se desarrollan en esta litología.

El esquisto pelítico se presenta en contacto deposicional y tectónico con otras secuencias metasedimentarias y metavolcánicas. Mientras que, con el cuerpo de serpentinita el contacto es solamente tectónico (Fig. 3.8d). El esquisto pelítico se encuentra en contacto por falla lateral con el cuerpo de tonalita (“Tonalita Peregrina” y el Gneis Novillo).

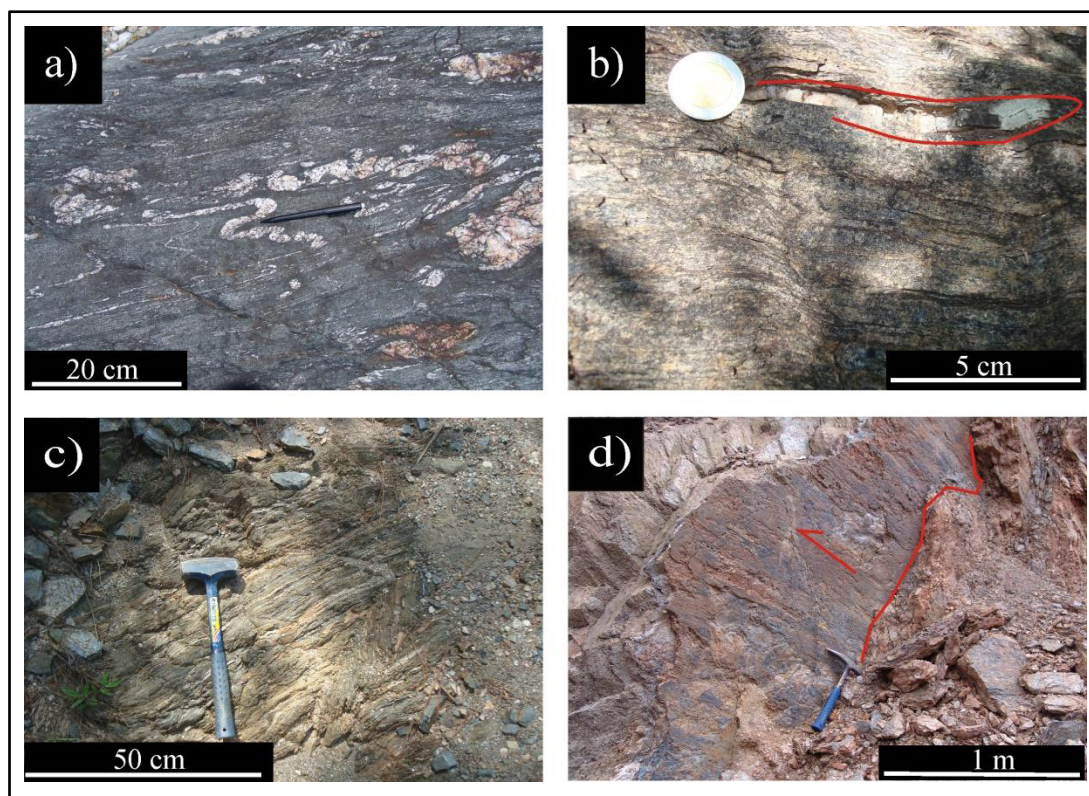


Fig. 3.8 Fotografías del esquistó pelítico en el anticlinorio Huizachal-Peregrina a) Foliación dominante (sf2) y segregaciones de cuarzo plegadas y replegadas en esquistó pelítico (Cañón Caballeros), b) esquistó pelítico con pliegue isoclinal de cuarzo (Cañón Novillo), c) esquistó pelítico con foliación dominante (sf2) (Cañón Peregrina), d) falla lateral izquierda en el esquistó pelítico y el cuerpo de serpentinita (Cañón Novillo).

Esquistó psamítico

El esquistó psamítico se encuentra en afloramientos compactos en el cañón Peregrina. En este cañón se pueden observar sucesiones psamíticas que se extienden hasta 2 m. En el resto de los cañones, es común que aflore en paquetes con espesores de entre 10 a 70cm.

Esta subunidad se presenta en contacto deposicional con las litologías pelíticas (Fig. 3.9a) y metavolcánicas. Se diferencia del esquistó pelítico por su textura granular (Fig. 3.9b y d). Se compone principalmente de cuarzo, mica y minerales accesorios como la turmalina, el circón y óxidos de hierro.

La foliación en esta subunidad es menos penetrativa y responde frágilmente a la deformación, generando fracturamiento (Fig. 3.9c), fallas laterales, y pliegues abiertos y suaves. También es común encontrar segregaciones de cuarzo en forma de lentes, vetillas y pliegues isoclinales.

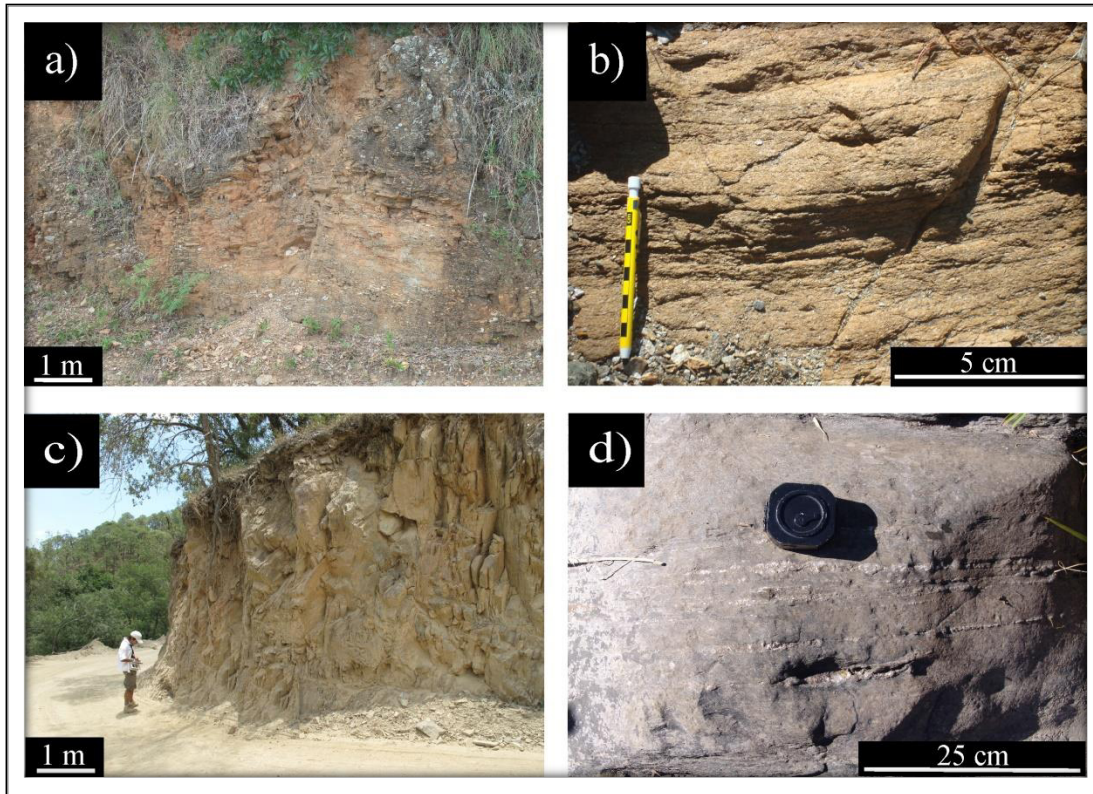


Fig. 3.9 Fotografías del esquistó psamítico en el antinclinorio Huizachal-Peregrina a) Esquistó psamítico en contacto deposicional con esquistó pelítico (Cañón Peregrina), b) esquistó psamítico con granulometría de arena y estratificación original (Cañón Peregrina), c) fracturamiento en esquistó psamítico (Cañón Novillo), d) afloramiento masivo con segregaciones de cuarzo paralelas a la foliación principal (Cañón Caballeros).

Intercalación de esquistó pelítico-psamítico.

En el cañón de Caballeros se observan intercalaciones de esquistó pelítico-psamítico en contacto deposicional con otras litologías. Se distingue del esquistó pelítico debido a la heterogeneidad entre las capas. Las intercalaciones se presentan en paquetes de hasta 10m donde las capas de psamitas varían de 5 a 15cm y se distinguen por una tonalidad gris clara con textura de grano fino a medio y un alto contenido de cuarzo. Las capas pelíticas presentan espesores de 1 a 5cm y se caracterizan por presentar una coloración oscura con porfidoblastos de albita y minerales micáceos. Además es común encontrar segregaciones de cuarzo en forma de lentes (Fig. 3.10a).

Esquisto Grafítico

El esquisto grafítico se presenta aflorando en los tres cañones. Los afloramientos de esquisto grafítico varían desde los 10cm hasta los 5m en espesor. Se encuentra en contacto deposicional y por contacto de falla con el esquisto pelítico. Se caracteriza por tener una tonalidad gris oscura a negra, así como brillo lustroso (Fig. 3.10c). Se compone por cuarzo, mica y grafito. En esta subunidad es común el desarrollo de estructuras de crenulación (Fig. 3.10b y d).

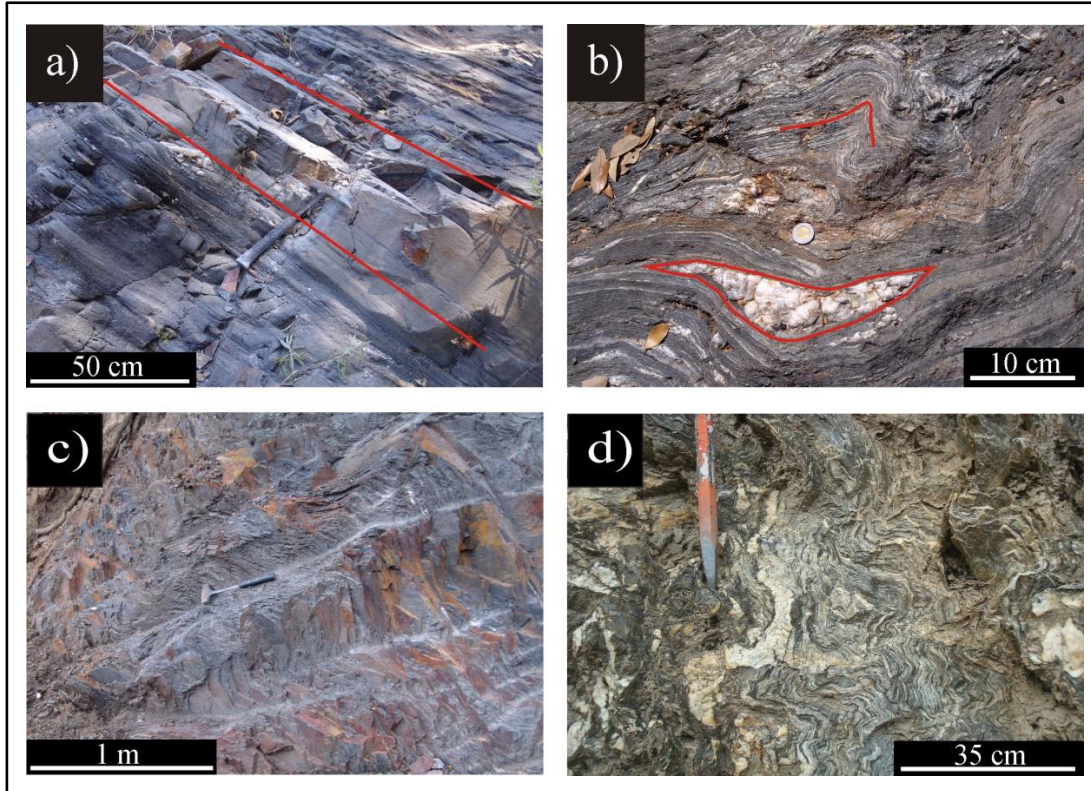


Fig. 3.10 Fotografías que muestran a) Intercalación rítmica de horizontes pelíticos y psamíticos (Cañón Caballeros). Las capas pelíticas muestran una coloración gris oscuro y foliación mientras que las capas psamíticas (rojo) exhiben tonalidades gris claro y mayor competencia. Se observan segregaciones de cuarzo plegadas y paralelas a la foliación, b) en rojo se observan estructuras de crenulación y segregaciones de cuarzo en el esquisto grafítico (Cañón Caballeros), c) esquisto grafítico (Cañón Novillo) y d) esquisto grafítico deformado (Cañón Peregrina).

Metaturbidita

Se presenta en sucesiones de hasta 20 m de espesor. Aflora como intercalaciones rítmicas de esquisto de composición psamítica y pelítica en los cañones del Novillo y Peregrina. Las capas psamíticas, se

caracterizan por presentar grano grueso y espesores entre 6 a 20cm, mientras que las capas pelíticas se distinguen por ser de grano fino y forman capas de entre 2 a 5cm (Fig. 3.11a y b).

A diferencia de las intercalaciones psamítico-pelítico, la metaturbidita presenta ritmicidad en sus capas. En las sucesiones de metaturbidita es posible reconocer estratificación original y foliación.

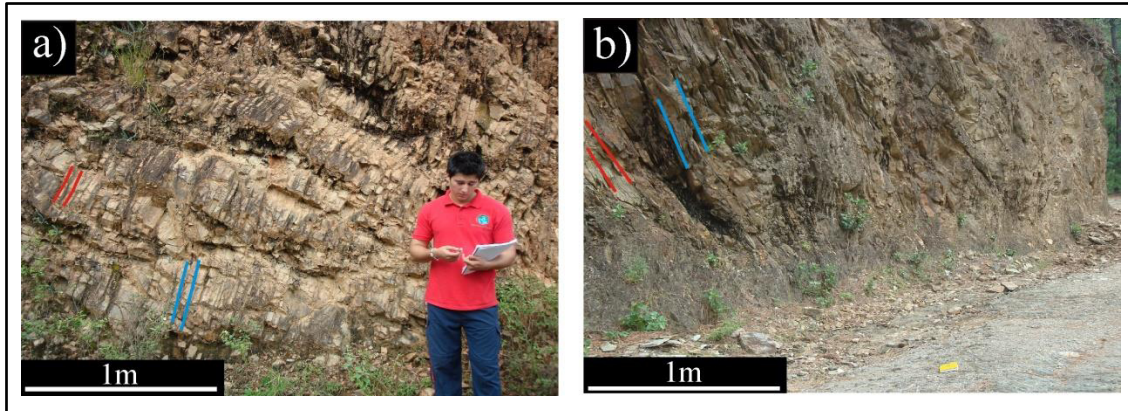


Fig. 3.11 Fotografías que muestran a) afloramientos de metaturbiditas en el Cañón Novillo y b) Peregrina. Las líneas rojas representan las capas pelíticas, mientras que las líneas azules las capas psamíticas.

Rocas metavolcánicas en el antinclinorio Huizachal-Peregrina.

Metatoba

Consiste en rocas de grano fino con tonalidad verdiceleste que se componen por clorita, actinolita y epidota. La metatoba forma sucesiones de espesores 1cm hasta 30cm en contacto deposicional con el esquisto pelítico en el cañón Novillo (Fig. 3.12a)

Metalava almohadillada

Se distinguió solo un afloramiento de aproximadamente 1.5m de espesor en el cañón Novillo. En esta localidad la lava almohadillada se encuentra en contacto por falla con el esquisto pelítico. Esta litología se caracteriza por presentar textura granular, una tonalidad verde oscura y fracturamiento intenso (Fig. 3.12b).

Metabasalto

Se distinguen dos tipos de metabasalto: (a) masivo en el cañón Novillo. Se caracteriza por tener una tonalidad verde a gris oscuro, grano grueso y débil desarrollo de la foliación (Fig. 3.12c). El metabasalto

masivo no desarrolla estructuras de flujo y ocurre en contacto por falla con las rocas metasedimentarias, en donde el plano de falla es paralelo a la foliación principal, (b) flujos basálticos en el cañón Peregrina que consisten de rocas de grano fino que presentan estructuras de flujo, posiblemente relictas. Ocurre como sucesiones de hasta 2m de espesor. Se encuentra en contacto concordante con rocas metasedimentarias (Fig. 3.12d).

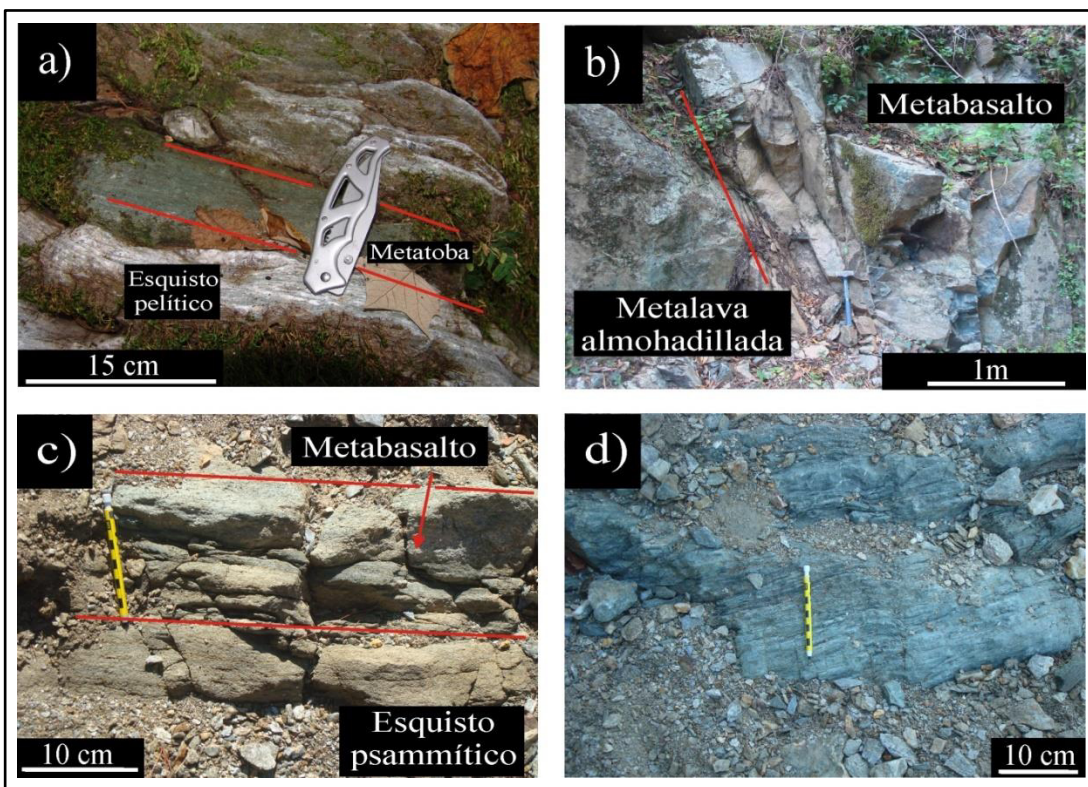


Fig. 3.12 Fotografías de rocas metavolcánicas en el antinclinorio Huizachal-Peregrina a) metatoba intercalada con esquistos pelíticos (Cañón Novillo), b) metabasalto y metalava almohadillada masiva y fracturada (Cañón Novillo), c) metabasalto intercalado con esquistos psamíticos (Cañón Peregrina) y d) metabasaltos con estructura de flujo (Cañón Peregrina).

Rocas metaígneas en el antinclinorio Huizachal-Peregrina.

Cuerpo de Serpentinita

Debido a que corresponde al único cuerpo de serpentinita reconocido en la región se le ha propuesto, como serpentinita Victoria (Alemán-Gallardo, 2012). Se encuentra en contacto por fallamiento sub-vertical con el esquistos pelíticos y consiste en un cuerpo lenticular de serpentinitas de aproximadamente 10km de largo y hasta 500m de ancho, en los cañones del Novillo y Peregrina (Fig. 3.13a y c). Este cuerpo presenta una

orientación NW-SE que es coincidente con la orientación de los bloques y así como con el rumbo preferencial de la foliación del esquistos.

Se caracteriza por sus tonalidades amarillo pálido, verde claro a oscuro, gris claro y negro. Presentan brillo lustroso debido a su contenido de lizardita, crisotilo y antigorita. Se reconocen segregaciones del mineral stichtita (Fig. 3.13b), como producto de alteración de los minerales del grupo de la serpentina.

En la serpentinita se reconocen principalmente tres tipos de textura: fibrosa, granular y cumúlítica, que son interrumpidas por el fuerte cizallado, que presenta la roca. Es posible reconocer características magmáticas como la intercalación de bandas de coloración verde oscuro y claro, además de estructuras almohadilladas que consisten en masas elipsoidales de serpentinita.

Metagabro

El metagabro aflora en el cañón Novillo. Esta roca está asociada al cuerpo de serpentinita y se encuentra en contacto por fallamiento vertical con el esquistos pelítico (Fig. 3.13d). Consiste en una roca masiva de tonalidad verde oscuro fuertemente cizallada, de textura granular y se compone por plagioclasa y anfíbol (hornblenda).

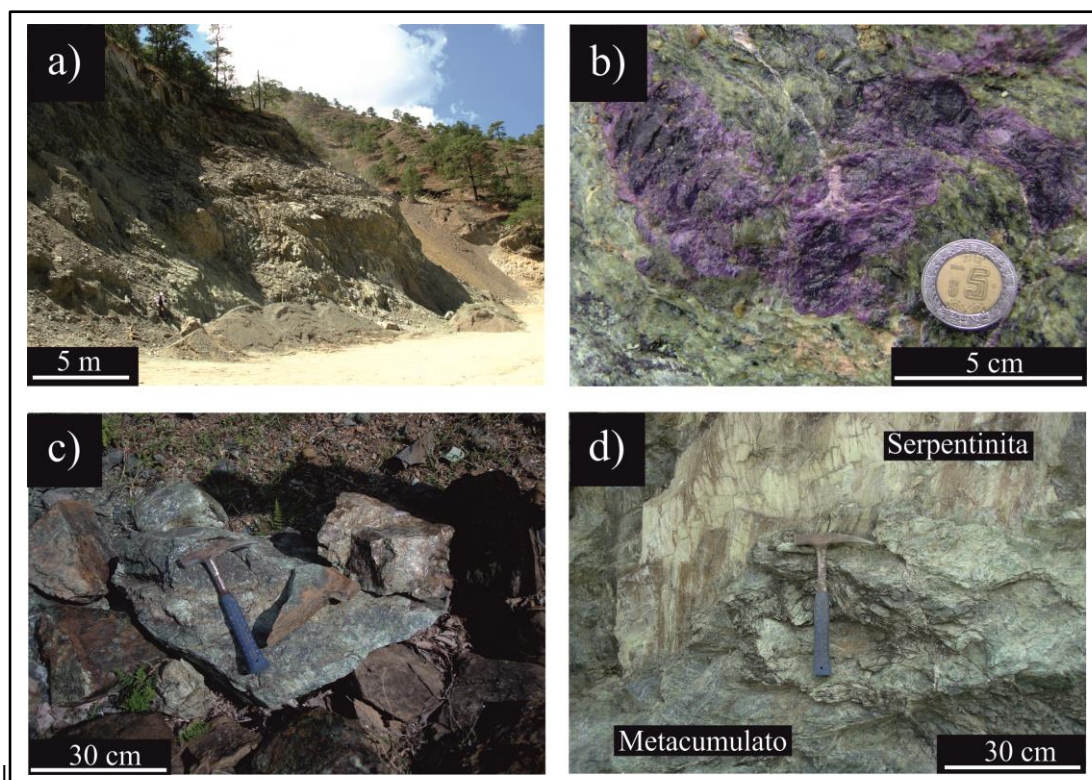


Fig. 3.13 Fotografía de a) afloramiento de serpentinita en el cañón Novillo, b) segregación de stichtita en serpentina (cañón Novillo), c) serpentinita en el cañón de Peregrina, d) metacumulato en contacto con serpentinita (Cañón Novillo).

3.1.5 Cubierta mesozoica (anticlinorio Huizachal-Peregrina)

En el anticlinorio Huizachal-Peregrina las rocas más antiguas son sobreyacidas discordantemente por rocas plegadas y deformadas de edad mesozoica. Estas rocas corresponden al:

1. Grupo Huizachal (Triásico Tardío - Jurásico Tardío). Consiste de una secuencia de 2,000 m de limolitas, areniscas y conglomerados. Se subdivide en: a) Formación El Alamar (Barboza-Gudiño et al., 2010), compuesta por arcosas de grano medio a grueso, intervalos de horizontes conglomeráticos que cambian a areniscas finamente laminadas y limolitas, comúnmente sobreyacidas por lodolitas, y b) Formación La Boca (Mixon et al., 1959; Fig. 3.14a) que se compone de areniscas con hematita, conglomerados, lodolitas, cuerpos riolíticos y secuencias piroclásticas.

2. Formación La Joya (Jurásico Medio a Tardío; Fig. 3.14b). Según Mixon et al. (1959), forma parte del Grupo Huizachal. Sin embargo, Michalzik (1988) y Rueda-Gaxiola (1999), la interpretan como la base del Grupo Zuloaga. Esta formación se conforma por conglomerados, calizas, limolitas y areniscas.

Sobreyace discordantemente a la Formación La Boca y representa los estratos basales de sucesión marina del Jurásico Superior-Cretácico.

La Formación La Joya es sobreyacida por rocas evaporíticas y carbonatadas del Jurásico tardío-Cretácico que comprende a las Formaciones Novillo (Fig. 3.14c), Zuloaga, La Casita, Taraises, Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

La evolución de la estructura del anticlinorio Huizachal-Peregrina inició en el Triásico-Jurásico Inferior con el desarrollo de una cuenca extensional y en este mismo tiempo se llevó a cabo la deposición de lechos rojos presentes en la estructura del anticlinorio. Durante el Jurásico Superior-Cretácico Superior se presentó la depositación de calizas y lutitas, las rocas que conforman la cubierta sedimentaria marina fue trasladada directamente sobre el basamento y plegadas durante el Cretácico Tardío por la Orogenia Laramide. La compresión continuó como resultado de ésto ocurrió la reactivación de fallas de cuenca extensional y el levantamiento del basamento durante el Paleógeno (Zhou et al., 2006; Fig. 3.14d).

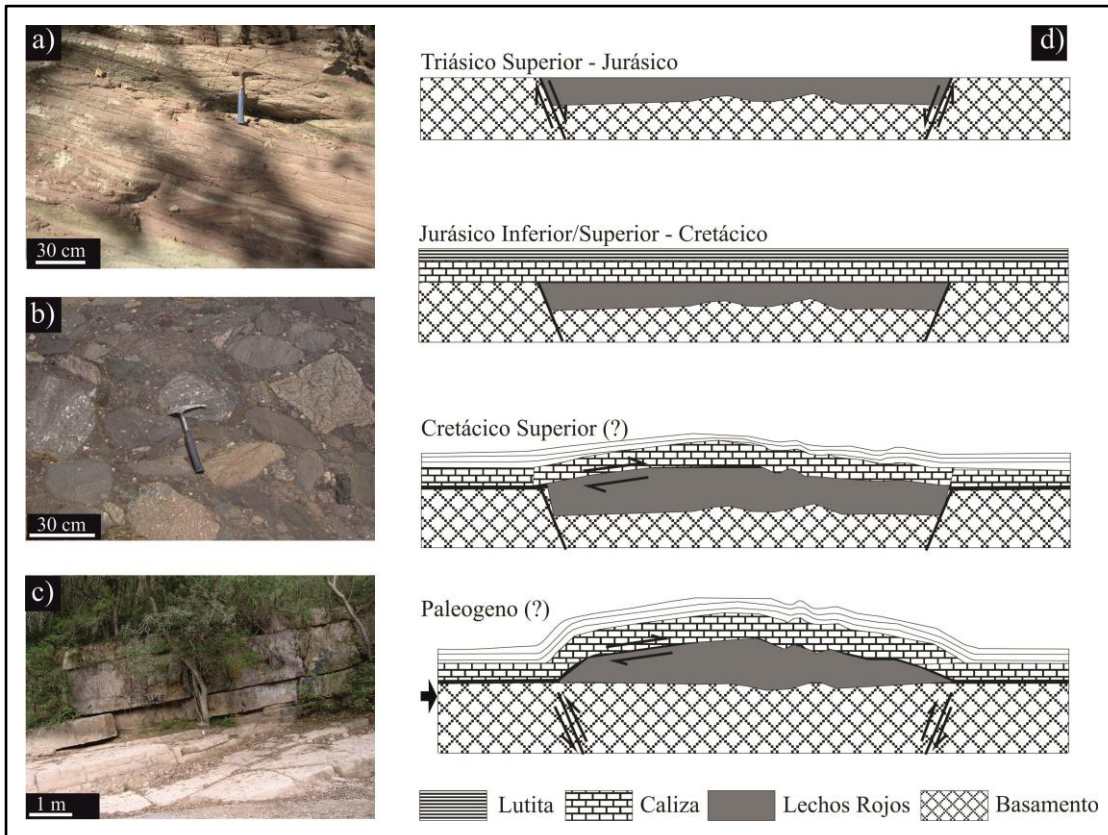


Fig. 3.14 Fotografías de a) areniscas de la formación La Boca (Cañón Caballeros), b) conglomerado de la Formación La Joya (Cañón Caballeros), c) calizas de paquetes medianos a gruesos de la Fm. Novillo (Cañón Caballeros), d) modelo estructural del anticlinorio Huizachal-Peregrina (Zhou et al., 2006).

3.2 Geología regional del Alto de Miquihuana, Tamaulipas.

Esta localidad se encuentra situada en el sur del estado de Tamaulipas. Los afloramientos de rocas metamórficas son escasos en comparación con el anticlinorio Huizachal-Peregrina. Sin embargo, se reconocen afloramientos de aproximadamente 500m en donde los esquistos son principalmente de composición pelítica. Los esquistos presentan foliación dominante con tendencia NW-SE y en general están cubiertos por depósitos aluviales (Fig. 3.15a y b).

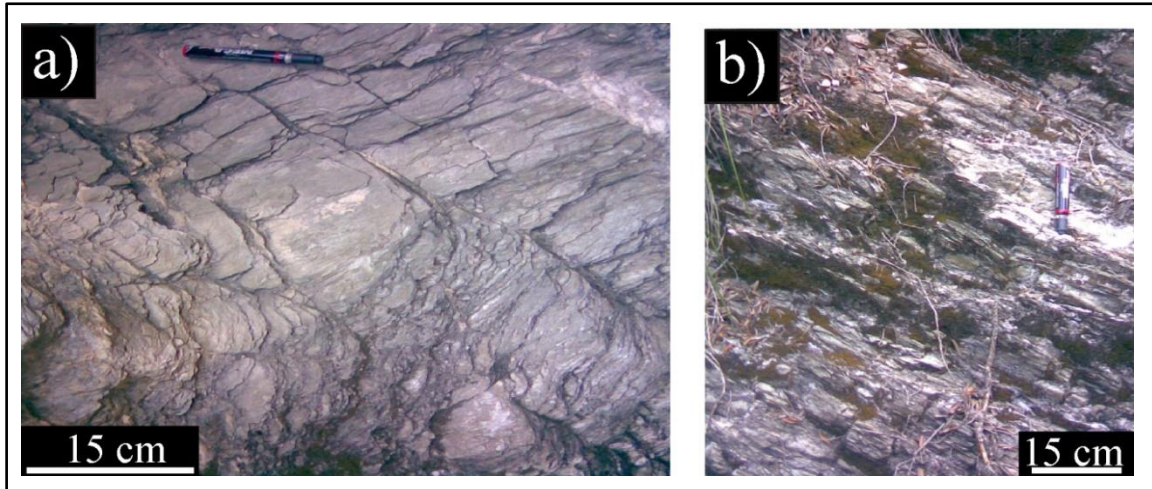


Fig. 3.15 Fotografías que muestran a) un tiro de exploración en el esquisto pelítico, b) esquisto pelítico con desarrollo de foliación y fracturamiento.

3.3 Geología regional del Alto de Bustamante, Tamaulipas.

Hacia el suroeste de Cd. Victoria, Tamaulipas, se localiza la localidad de Bustamante. En esta área los afloramientos de esquisto son muy particulares, ya que constituyó un alto en el paleorelieve durante el Paleozoico tardío y el Triásico. Lo anterior, es evidente debido a que los esquistos de esta localidad son sobreyacidos por rocas volcánicas o sedimentos terrígenos del Jurásico Tardío a Medio, mientras que rocas del Triásico son ausentes por no depósito (Barboza et al., 2011; Fig. 3.16).

Los afloramientos del esquisto son de pequeñas dimensiones aproximadamente 1.5km, sin embargo, un poco más extensos y heterogéneos que en la localidad de Miquihuana. Están constituidos por esquisto pelítico, psamítico, metaturbidita, metatoba, metabasalto y metalava.

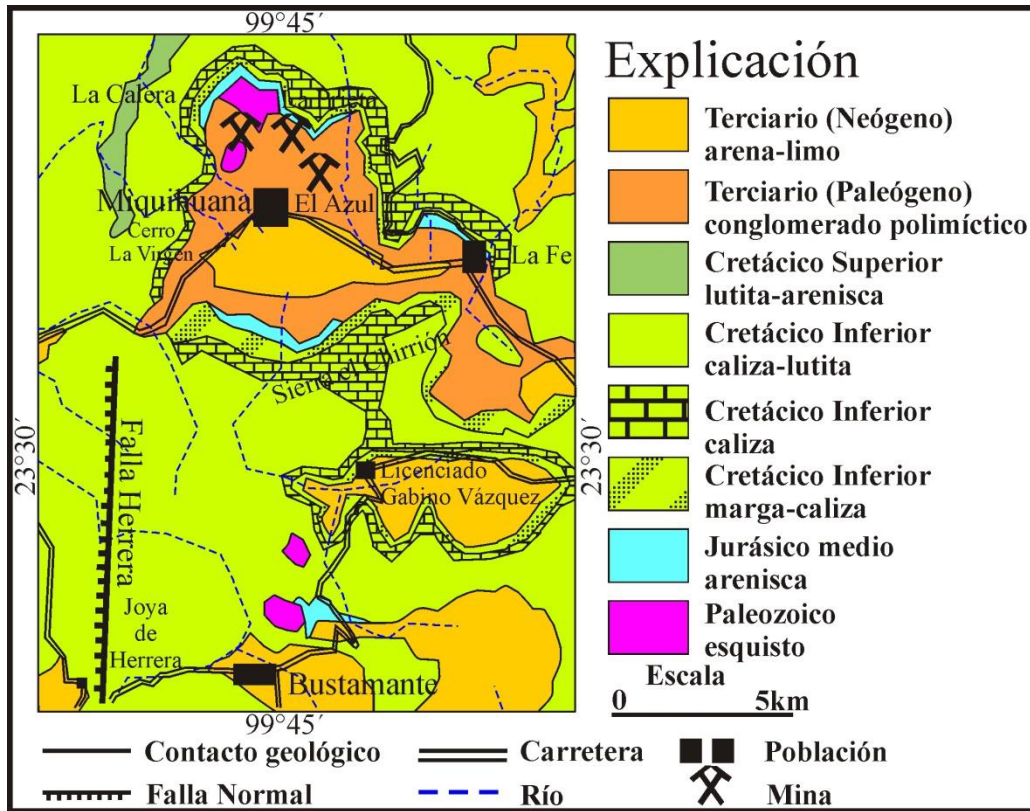


Fig. 3.16 Mapa geológico del área de Miquihuana-Bustamante (basado en la carta topográfica INEGI Ciudad Victoria F14-2, escala 1:250 000).

Rocas metasedimentarias en el Alto de Bustamante.

Esquisto pelítico y esquisto psamítico

Consiste de filita a esquisto pelítico silíceo, en donde la superficie de foliación es bien desarrollada y muestra un rumbo general NNE-SSW. Presenta pliegues, lentes y bandas de cuarzo en el rango de 1cm a 10cm y bandas de tonalidad blanco y negro tipo kink ricas en muscovita, cuarzo y clorita (Fig. 3.17a y b), respectivamente con una orientación general NNW-SSE.

Solamente en uno de los afloramientos del esquisto pelítico en el alto de Bustamante se reconoció un dique que corta de manera perpendicular a la foliación (Fig. 3.17c). Este consiste de un cuerpo alargado de aproximadamente 30cm de espesor de tonalidad oscura y de grano fino. Se interpreta que este dique es más joven que el Esquisto Granjeno y que probablemente consistió en un conducto de las lavas riolíticas del Jurásico temprano de la Formación la Boca, la cual sobreyace directamente al esquisto (cf. Barboza et al., 2008)

En el área se reconocieron pocos afloramientos de esquistos psamíticos en comparación con los afloramientos en el anticlinorio Huizchal-Peregrina. El esquisto psamítico consiste en una cuarcita de grano grueso (Fig. 3.17d) con poco contenido de mica y se encuentra sobreyacido por areniscas de grano grueso de la formación La Joya.

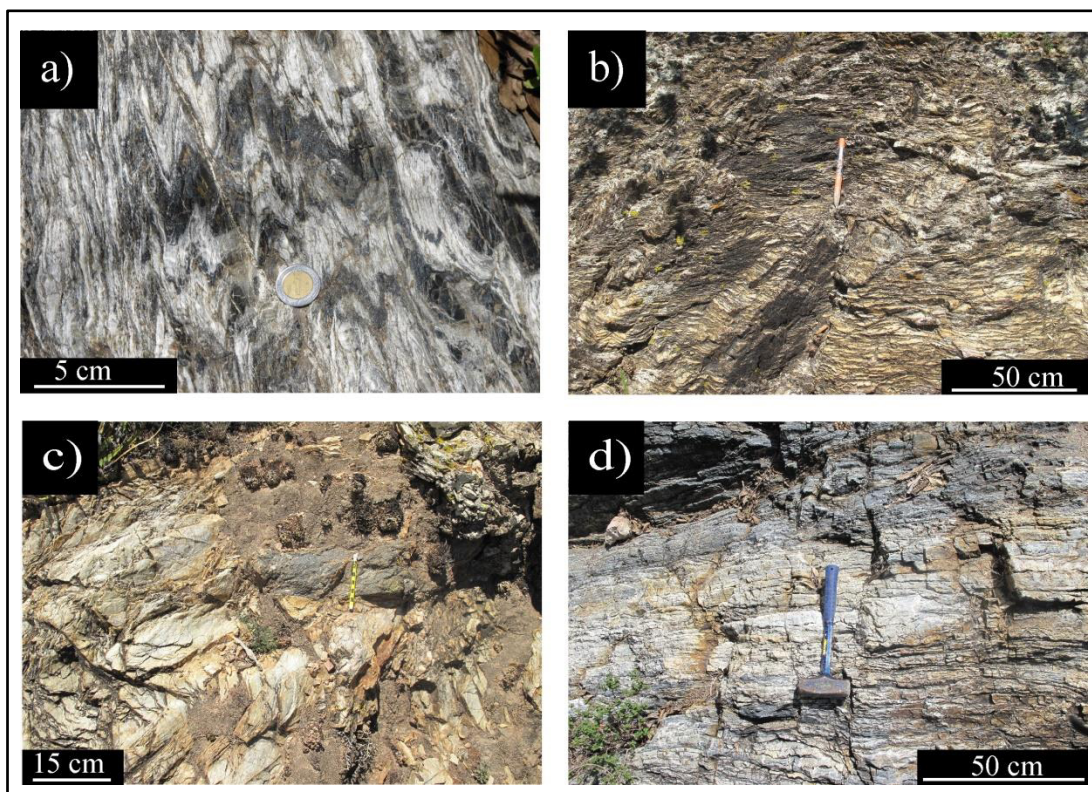


Fig. 3.17 Fotografías que muestran esquisto pelítico que presenta intercalación rítmica de distintas tonalidades siendo las bandas oscuras ricas en clorita y muscovita y las claras en albita, cuarzo y muscovita, b) filita a esquisto pelítico silíceo, con foliación bien desarrollada, c) dique que corta perpendicularmente a la foliación de esquisto pelítico, d) cuarcita de grano grueso que presentan fracturamiento y estratificación original.

Metaturbidita

A diferencia de la metaturbidita que aflora en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, que ocurre en el alto de Bustamante es menos extensa con aproximadamente 7m de espesor, se encuentra en contacto deposicional con el esquisto pelítico y metalava.

La metaturbidita consiste en intercalaciones rítmicas que representan estratos originales bien marcados de esquistos pelíticos de aproximadamente 3 a 5 cm de grano fino, mientras que los sectores psamíticos de grano grueso varían desde los 5 hasta los 10 cm de espesor (Fig. 3.18a y b).

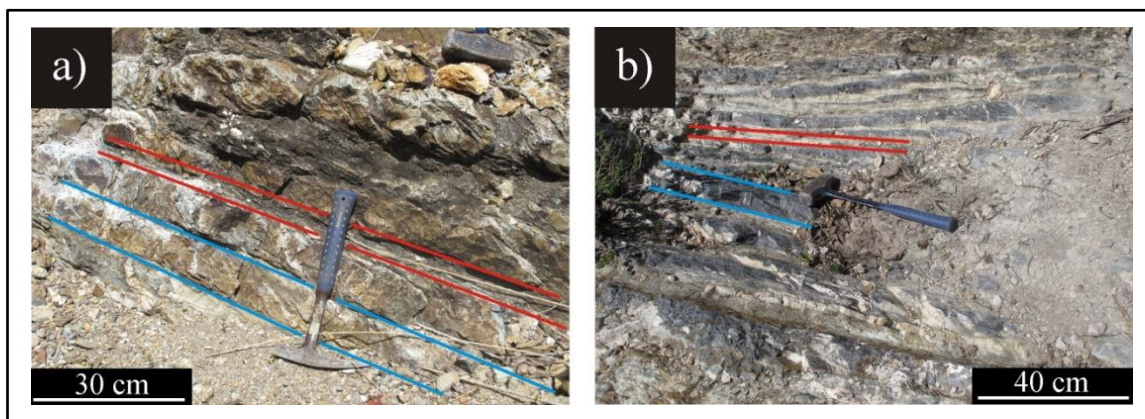


Fig. 3.18 Fotografías de a) metaturbidita con intercalación de paquetes psamítico y pelítico, b) intercalación de paquetes delgados de esquistos psamítico y pelítico. Las líneas rojas representan las capas pelíticas, mientras que las líneas azules las capas psamíticas.

Rocas metaígneas en el Alto de Bustamante.

Metatoba

En el área de Bustamante ocurren capas de metatoba con espesores que varían desde los 2 cm hasta 5 cm. Presentan una tonalidad verde claro y se componen por clorita, mica y cuarzo. Estas rocas son intercaladas con capas de metapelitas en paquetes de hasta 5 m. Un dique de aproximadamente 30 cm de espesor corta perpendicularmente a la foliación principal de la secuencia metasedimentaria (Fig. 3.19a). Posiblemente este cuerpo sirvió de conducto para las lavas riolíticas de la Formación La Boca del Jurásico Temprano, las cuales sobreyacen directamente al esquistos (Barboza-Gudiño et al., 2008).

Metabasalto y metalava

Ambas litologías ocurren en contacto concordante y ocasionalmente por falla con el esquistos pelítico (Fig. 3.19b) y metaturbidita. Consisten en rocas de grano grueso, de tonalidad verde oscuro y sin desarrollo de foliación. Se presentan de forma masiva y en forma de flujos (Fig. 3.19c).

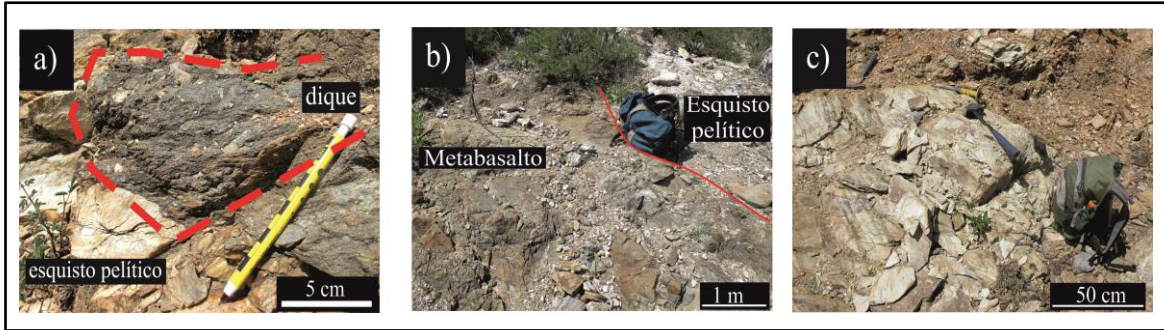


Fig. 3.19 Fotografías que muestran a) dique que corta esquistos pelíticos, b) metabasalto en contacto concordante con el esquistos pelíticos, b) metalava masiva en el alto de Bustamante

3.4 Geología regional del Alto de Aramberri.

En el área de Aramberri se localizan afloramientos de basamento Paleozoico potencialmente correlacionables con los del anticlinorio Huizachal-Peregrina. Esta área de estudio se ubica en el sector sur del estado de Nuevo León y según Tardy et al. (1976) es localizada en los límites de dos dominios paleogeográficos y estructurales de la Plataforma Valles - San Luis Potosí y la Sierra Madre Oriental.

3.4.1 Esquisto Granjeno (Alto de Aramberri).

A las rocas foliadas y rocas verdes que conforman extensos afloramientos al poniente del poblado de Aramberri, Nuevo León se relacionan con los esquistos de los altos de Miquihuana y Bustamante y a su vez con las rocas del noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas.

En el alto de Aramberri aflora esquistos pelíticos, psamítico-cuarcítico, metaconglomerado, metalava almohadillada, metabasalto y esquistos de talco.

Los esquistos, subyacen a rocas volcánicas del Jurásico Temprano (Barboza-Gudiño et al., 2008) a) capas rojas del Jurásico Temprano a Medio de la Formación La Boca, b) a brechas de la Formación La Joya del Jurásico Medio a Superior (Mixon et al., 1959, Fig. 3.20), c) a evaporitas y carbonatos de la base de la transgresión marina del Jurásico Superior, pertenecientes a las formaciones Novillo (Heim, 1940) y/o su equivalente Minas Viejas (Humphrey, 1954) y d) Zuloaga (Imlay, 1937).

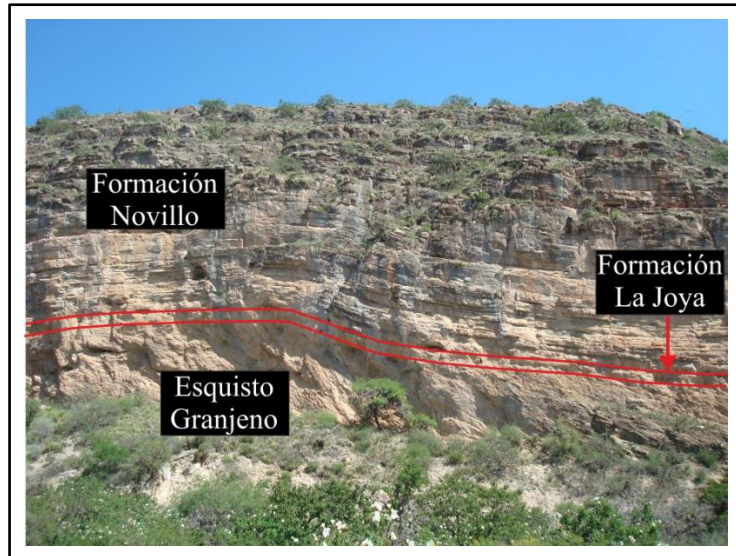


Fig. 3.20 Fotografía que muestra una discordancia litológica entre el Esquisto Granjeno y la formación La Joya, en el cañón la Virgen del Contadero, Aramberri, N.L.

3.4.2 Rocas metasedimentarias en el Alto de Aramberri.

Esquisto pelítico

Consiste de rocas de grano fino y tonalidad verde a grisácea con foliación bien desarrollada (Fig. 3.21a-c), presentan segregaciones de cuarzo replegadas. Son menos deformadas y más competentes que las rocas metasedimentarias del anticlinorio Huizachal-Peregrina. Además de cuarzo de segregación se identificó una segregación de barita en zonas de fallamiento lateral (Fig. 3.21d).

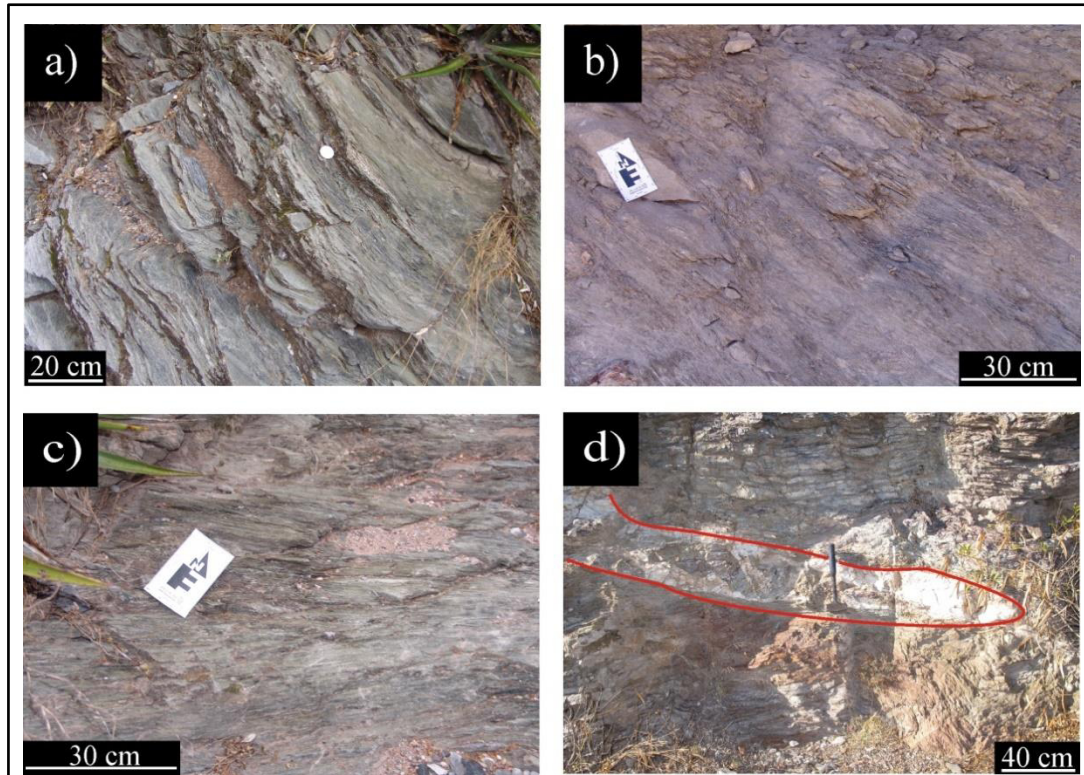


Fig. 3.21 Fotografías de esquisto pelítico en el alto de Aramberri a) esquisto de tonalidad verde y desarrollo de la foliación, b-c) esquisto pelítico con desarrollo de la foliación principal d) en color rojo se resalta una zona de falla con mineralización de barita.

Esquisto psamítico y cuarcita

El esquisto psamítico se distingue del pelítico debido a su grano grueso y débil foliación (Fig. 3.22a y b). En la localidad de Aramberri afloran rocas de tonalidad rojiza y verde que se encuentran fuertemente fracturadas. Su composición es de aproximadamente un 80% de cuarzo y en la región es explotada como mina de cuarcita, (Fig. 3.22c y d).

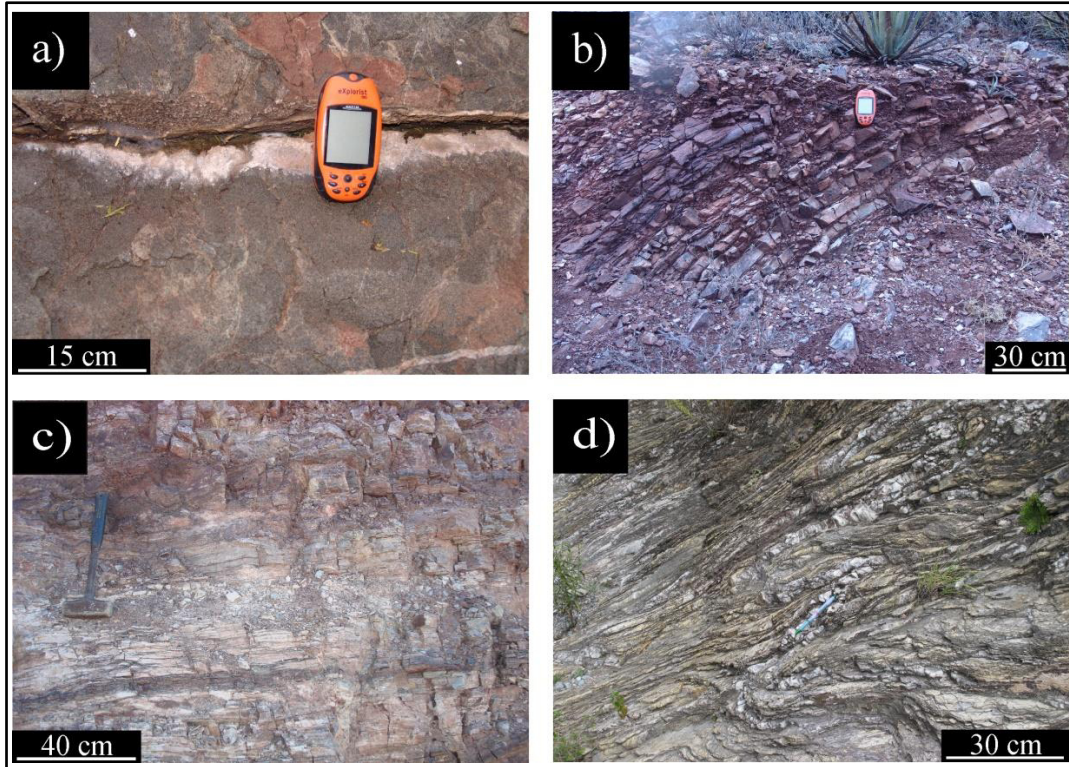


Fig. 3.22 Fotografías que muestran al esquistos psamítico en el alto de Aramberri a) esquistos psamítico de grano grueso sin desarrollo de foliación, b) esquistos psamítico que preserva estratificación original, c) afloramiento de rocas de tonalidad rojiza fuertemente fracturadas que corresponde a la mina de cuarcita, d) cuarcita con débil desarrollo de foliación.

Metaconglomerado

Se presenta en contacto deposicional con el esquistos pelítico y psamítico como paquetes de aproximadamente 2m de espesor. Se caracteriza por presentar clastos redondeados de tonalidad verde (1 hasta 20cm), posiblemente del mismo esquistos (Fig. 3.23a y b). Presenta una foliación suave que bordea a los clastos.

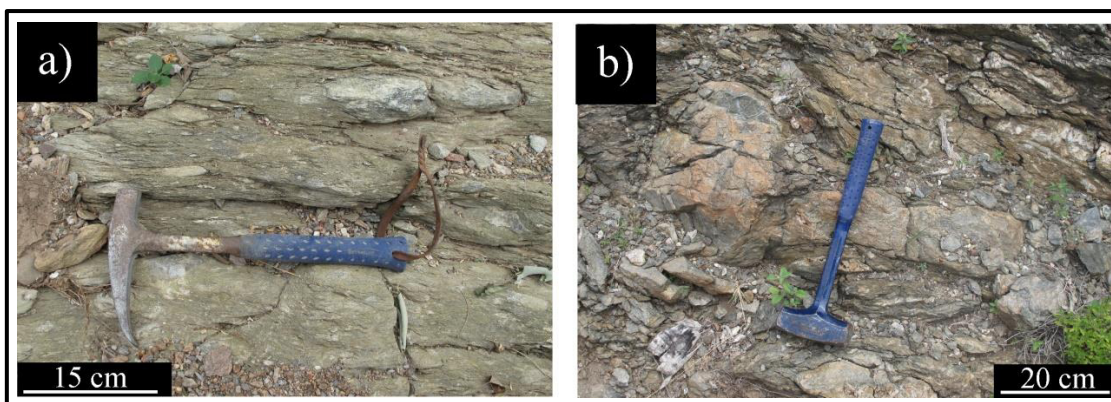


Fig. 3.23 Figuras que muestran a) metaconglomerado con clastos redondeados de 1 hasta 20cm, b) bloque de aproximadamente 40cm de arenisca en metaconglomerado.

3.4.3 Rocas metaígneas en el Alto de Aramberri.

Metalava almohadillada

Ocurren como litosomas de aproximadamente 2-5m. Presentan grano grueso y una tonalidad verdosa, se encuentra sobreyaciendo a metapelitas y cuarcitas (Fig. 3.24a y b).

Las estructuras almohadilladas se encuentran bien preservadas y presentan dominios composicionales: las zonas oscuras se componen por clorita y pumpellita, mientras que las de tonalidad verde se componen de epidota (Fig. 3.24c). Las estructuras almohadilladas son bordeadas por la foliación principal, mientras que en su zona interna presentan fracturamiento.

Metabasalto

Ocurre como afloramientos masivos de aproximadamente 1-3m de espesor. Se distingue del resto de las litologías debido a su tonalidad verde y grano grueso (Fig. 3.24d). Ocurre en contacto concordante y ocasionalmente de falla con rocas metasedimentarias.

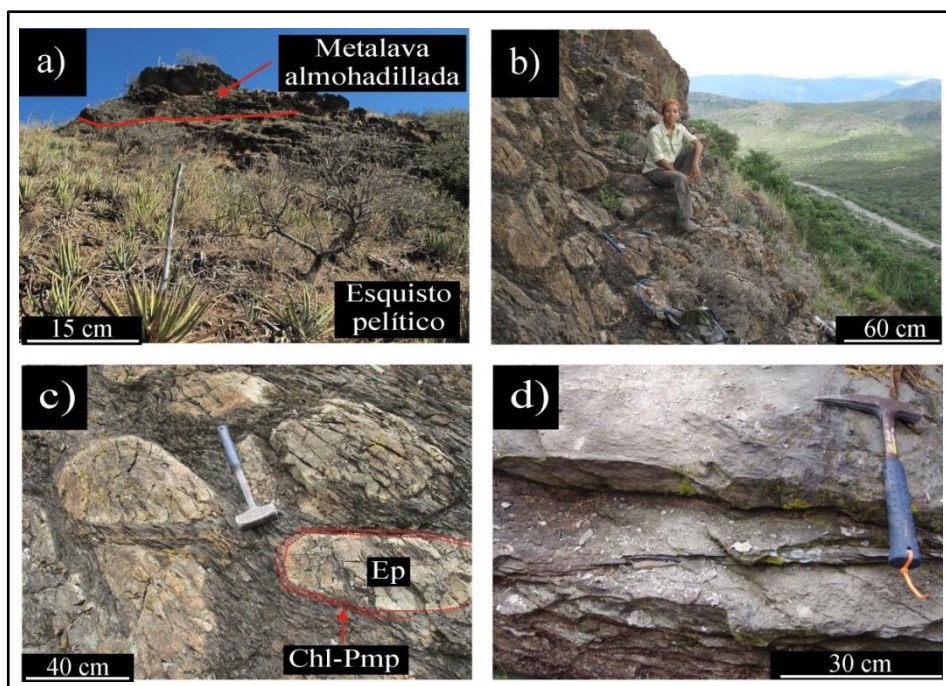


Fig. 3.24 Fotografías de a) afloramiento de metalava almohadillada sobreyaciendo esquisto pelítico b) estructuras almohadilladas bien preservadas, c) detalle de las estructuras almohadilladas. El borde se compone por clorita y pumpellita y la zona interna por epidota, d) afloramiento masivo de metabasalto. Alto de Aramberri. Chl: clorita, Ep: epidota, Pmp: pumpellita.

Talco y Serpentinita

Al menos dos cuerpos de talco se encuentran en el alto de Aramberri. Se encuentran en contacto por falla lateral con las rocas metasedimentarias (Fig. 3.25a). Se extienden desde los 5m hasta los 30m y son explotados para su uso comercial (Fig. 3.25b). Consisten en rocas de tonalidad gris- perlado y verde claro y tacto suave de grano fino, fuertemente fracturada y foliada. Asociado a la zona de cizalla se presenta serpentinita. Fig. 3.25c).

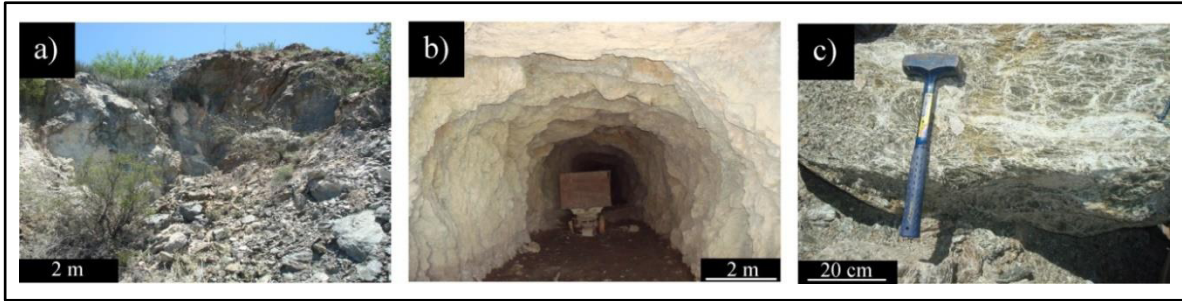


Fig. 3.25 Fotografías de a) zona de fallamiento lateral entre el cuerpo de talco y el esquisto pelítico en el Alto de Aramberri, b) interior de la mina de talco, c) Esquisto de talco verde.

3.4.4 Cubierta sedimentaria mesozoica de Aramberri

La cobertura está constituida por un conjunto de rocas sedimentarias marinas del Mesozoico (Fig. 3.26), que subyace de forma discordante a rocas del Cenozoico (Tardy et al., 1976). Se reconocen dos series mesozoicas sedimentarias, una se encuentra formando las sierras de Aramberri y San Francisco de la Cadena Alta, mientras que la otra forma la Sierra Peña Nevada y el Cerro el Viejo, ambos de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

De acuerdo a Tardy et al. (1976) la parte que conforma a la Sierra de la Cadena Alta está compuesta por a) un conjunto de rocas en discordancia angular con rocas del Pérmico-Triásico. Esta unidad se compone por un grupo de tres unidades: Caliza Zuloaga inferior, Minas Viejas y Caliza Zuloaga Superior del Oxfordiano; b) la Formación La Caja del Kimmeridgiano-Tithoniano que comprende una alternancia de calizas arcillosas y lutitas con lentes fosforíticos y concreciones calcáreas y c) por las Formaciones Taraises, Cupido, La Peña, Tamaulipas y Cuesta del Cura del Berriasiano-Cenomaniano.

En la parte norte de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí (Tipo Coahuilense), solamente se reconocen las secuencias mesozoicas que corresponden a (Tardy et al., 1976) a) la Formación el Abra, que consiste en calizas de tipo arrecifal - peri-arrecifal; b) la Formación Agua Nueva constituida por calizas arcillosas laminares que alternan con lutitas y pedernal; c) la Formación San Felipe que está constituida por calizas laminares en capas medianas y d) por la Formación Méndez que se constituye de una secuencia tipo flysch pelítico del Campaniano-Maastrichtiano.

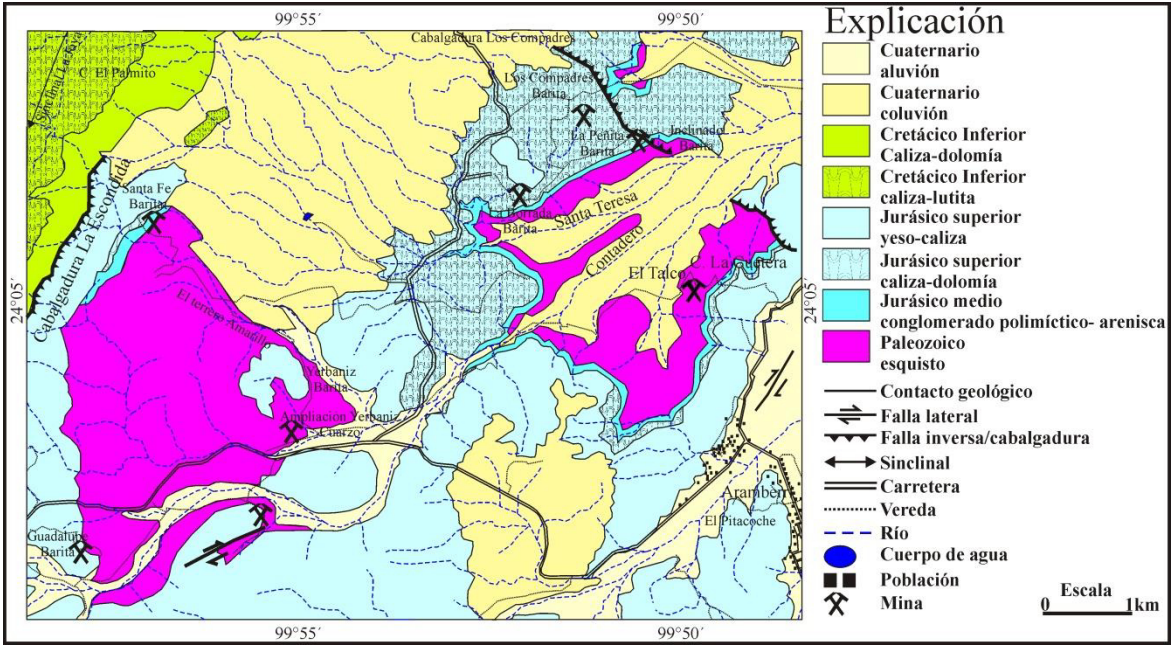


Fig. 3.26 Mapa geológico del área de Aramberri (basado en la carta topográfica INEGI Aramberri G14C87, escala 1:50 000).

4 Resultados

4.1 Geología estructural

4.1.1 Rasgos estructurales

En general las rocas de composición metapelítica presentan deformación dúctil. En esta litología principalmente se reconocen rasgos estructurales como foliación, crenulación y plegamiento. Mientras que las rocas metapsamíticas y metavolcánicas se reconocen estructuras fracturas, fallas y estructuras de cizalla que indican deformación frágil.

Foliación

Las rocas del Esquisto Granjeno han experimentado deformación intensa. Las rocas metapelíticas que afloran en los cañones del anticlinorio Huizachal-Peregrina registran por lo menos cuatro fases de deformación penetrativa (Dowe, 2004; Dowe et al., 2005, Torres-Sánchez et al., 2010). Mientras que en los esquistos pelíticos de los altos de Miquihuana-Bustamante y Aramberri se reconocen sólo tres fases de deformación. Según el estilo estructural, las fases de deformación han sido designadas como D1-D4. Estas generaron estructuras de foliación bien definida sf1, sf2, sf3 y un plegamiento mesoscópico de las foliaciones anteriores.

En el anticlinorio Huizachal-Peregrina el primer evento de deformación (D1), generó una foliación subparalela a la estratificación original (sf1) la cual es preservada como segregaciones de cuarzo lechoso

que forman pliegues isoclinales (Fig. 4.1a-c) y como microinclusiones de grafito en porfidoblastos de albita. Las superficies de foliación (sf1) en los cañones del anticlinorio Huizachal-Peregrina muestran un rumbo general NNW-SSE.

En las rocas metapelíticas de los altos de Aramberri, Miquihuana y Bustamante también es posible observar características estructurales de la primera deformación (D1). Esta deformación es preservada como segregaciones de cuarzo lechoso (Fig. 4.1d-f) y remanentes de estratificación original. Las superficies de foliación (sf1) en los altos de Aramberri y Bustamante muestran un rumbo general NW-SE y NNW-SSE (Fig. 4.2).

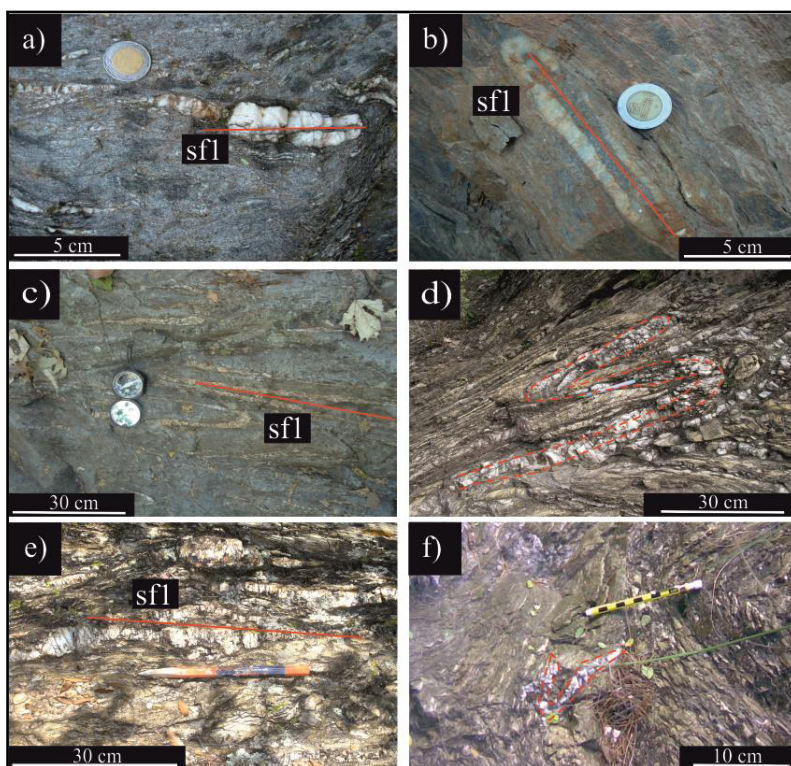


Fig. 4.1 Fotografías que muestran la foliación sf1 a) desarrollo de pliegue isoclinal de cuarzo en metapelita del cañón Caballeros, b) plano axial de pliegue isoclinal en metapelita del cañón Novillo, c) desarrollo de múltiples pliegues de cuarzo en metapelita del cañón Peregrina, d) pliegue de cuarzo en metapelita del alto de Aramberri, e) plano axial de pliegue isoclinal en el alto de Bustamante, f) pliegue isoclinal de cuarzo en esquistos pelíticos del alto de Miquihuana.

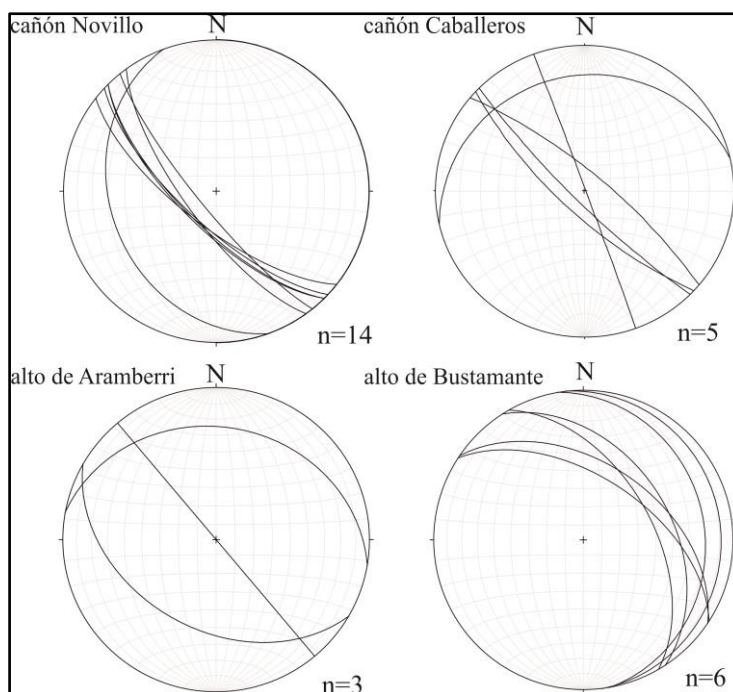


Fig. 4.2 *Proyecciones estereográficas equiareales de superficies de foliación (sf1) en afloramientos de las diferentes localidades.*

El segundo evento de deformación que se reconoce en el anticlinorio Huizachal-Peregrina (D2) generó la foliación más penetrativa (sf2; Fig. 4.3a-c). En sección delgada, se reconoce por el lineamiento preferencial de muscovita, fengita, clorita y grafito. Contemporáneo a esta deformación se formaron pliegues que debido al efecto de los esfuerzos, dan lugar a planos axiales que son paralelos a la foliación. Las superficies de foliación (sf2) en los cañones del Novillo y Caballeros muestran un rumbo general NNW-SSE, mientras que las superficies de foliación (sf2) en el cañón Peregrina presentan dos tendencias de rumbo general NNW-SSE y NNE-SSW (Fig. 4.4).

El segundo evento de deformación (D2) en los altos de Miquihuana-Bustamante y Aramberri generó una esquistosidad dominante (sf2; Fig. 4.3d-f). Las superficies de foliación (sf2) en el alto de Aramberri presentan dos tendencias, una muy similar al anticlinorio Huizachal-Peregrina con un rumbo general NNW-SSE y otra con un rumbo general NNE-SSW. Las superficies de foliación (sf2) en el alto de Miquihuana muestran un rumbo general NW-SE, mientras que en el alto de Bustamante las superficies de foliación (sf2) muestra un rumbo general diferente NNE-SSW (Fig. 4.4).

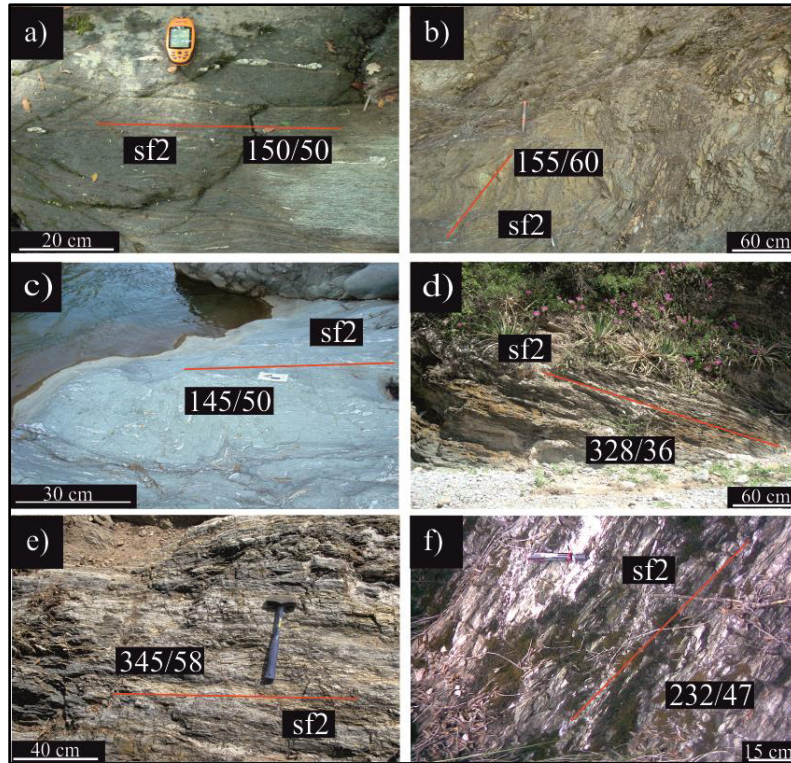


Fig. 4.3 Fotografías que muestran la foliación penetrativa sf2 en metapelita del a) cañón de Novillo, b) cañón Peregrina, c) cañón Caballeros, d) alto de Aramberri, e) alto de Bustamante y f) alto de Miquihuana.

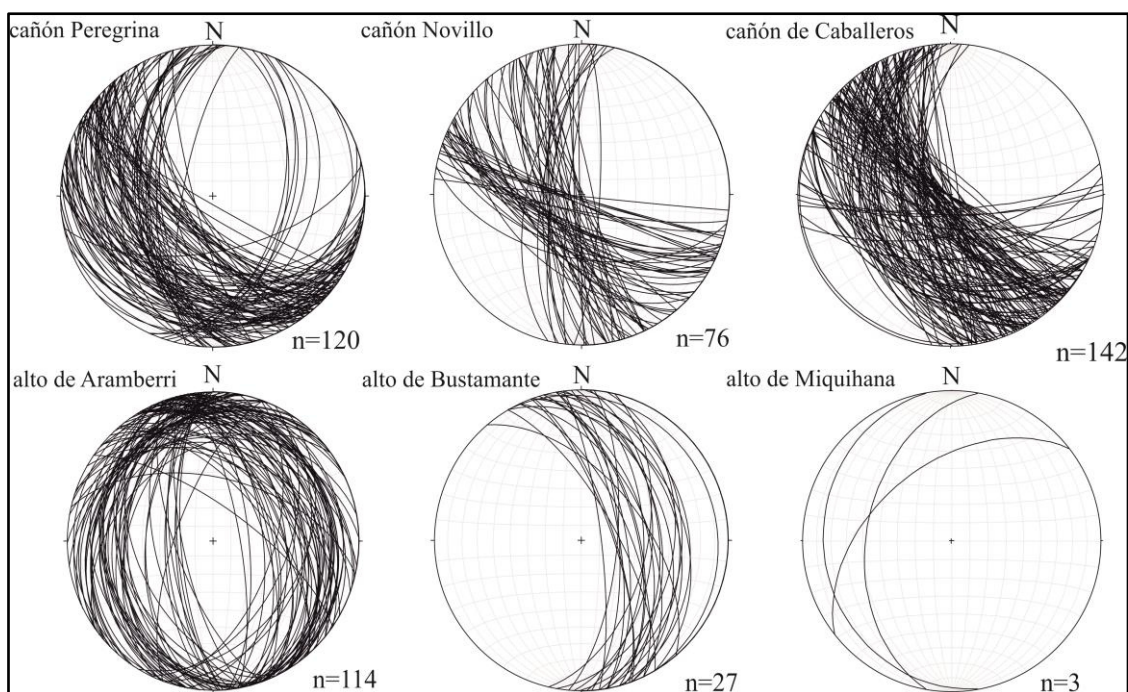


Fig. 4.4 *Proyecciones estereográficas equiareales de superficies de foliación principal (sf2) en afloramientos de las diferentes localidades.*

El tercer evento de deformación (D3) es menos penetrativo que el resto y se desarrolla en rocas metapelíticas particularmente en aquellas que presentan un mayor porcentaje de grafito. Este evento se distingue de la foliación principal por el desarrollo de estructuras de crenulación penetrativa y discreta de las foliaciones sf1/sf2, pliegues tipo kink y de caja (Fig. 4.5a- d). Las superficies de foliación (sf3) en el cañón Novillo muestran un rumbo general NE-SW y NW-SE, mientras que las superficies de foliación (sf3) en el cañón de Caballeros presentan un rumbo general NE-SW (Fig. 4.6).

De manera similar que en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, el tercer evento deformacional en los altos de Aramberri y Bustamante se caracteriza por el desarrollo de crenulación penetrativa y discreta de las foliaciones sf1/sf2. Las superficies de foliación (sf3) en el alto de Aramberri muestran un rumbo general NW-SE y NE-SW mientras que en el alto de Bustamante son NW-SE (Fig. 4.6).

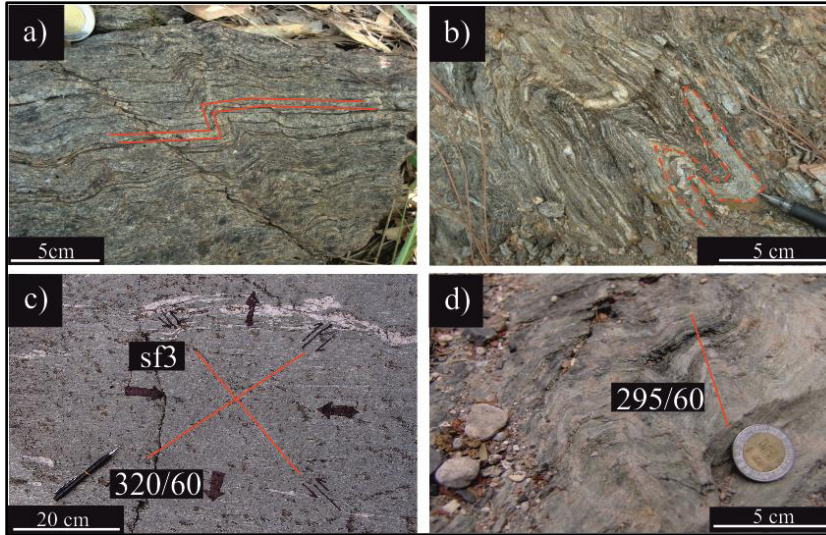


Fig. 4.5 Fotografías que muestran la foliación *sf3* en metapelitas del a) cañón Novillo, b) cañón de Caballeros, c) estructuras de crenulación conjugada en el cañón de Caballeros, d) desarrollo de foliación *sf3* en el cañón Peregrina

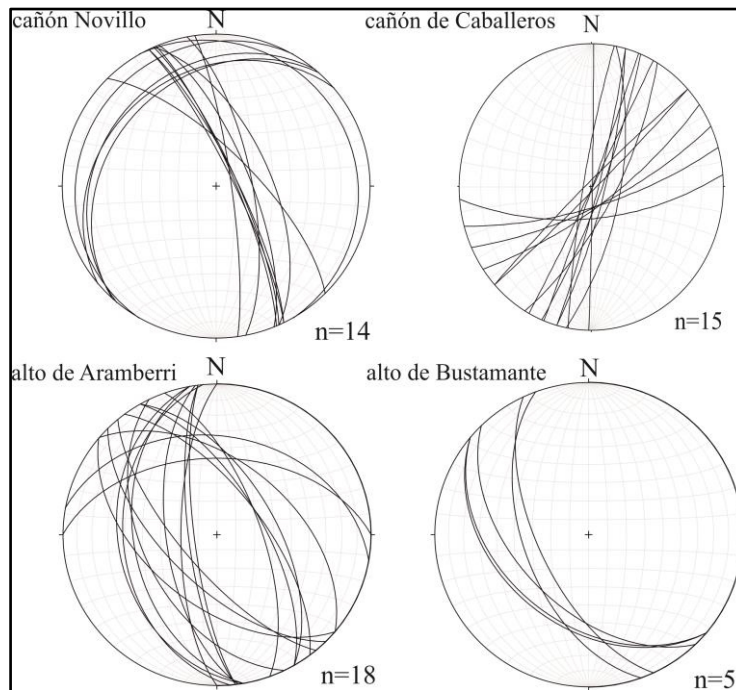


Fig. 4.6 Proyecciones estereográficas equiareales de superficies de foliación (*sf3*) en afloramientos de las diferentes localidades

Durante la cuarta fase de deformación (evento deformativo D4) se originan grandes pliegues mesoscópicos simétricos y abiertos, con tendencia $240/54^\circ$ NE-SW, inmersión y planos axiales verticales

que deforman a las foliaciones anteriores (Fig. 4.7). Estos pliegues solamente se han reconocido en el anticlinorio Huizhacal-Peregrina mientras que en los altos de Miquihuana-Bustamante y Aramberri no se presentan estas estructuras.

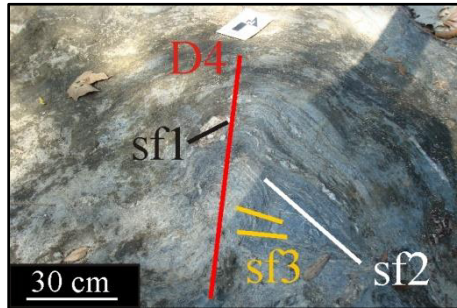


Fig. 4.7 Fotografía que muestra un pliegue mesoscópico simétrico en metapelita. En el núcleo del pliegue se observa el plegamiento de sf2 y sf3. Los flancos tienen direcciones 124/65, 195/82; su plano axial 250/81 y su inmersión de 240/54.

Clasificación de los pliegues

La clasificación se basa en la relación geométrica entre superficies adyacentes y la distancia que las separa. El procedimiento consiste en construir líneas que unan puntos con valores de buzamiento similares (Elliot 1965; Ramsay 1967). De acuerdo al análisis de las isógonas, los pliegues mesoscópicos del anticlinorio Huizachal-Peregrina consisten en pliegues de tipo convergente (1A), en donde la curvatura del arco interior es mayor que la del arco exterior y las isógonas tienen valores t'_α que varían entre 1.2 a 1.4 (Fig. 4.8).

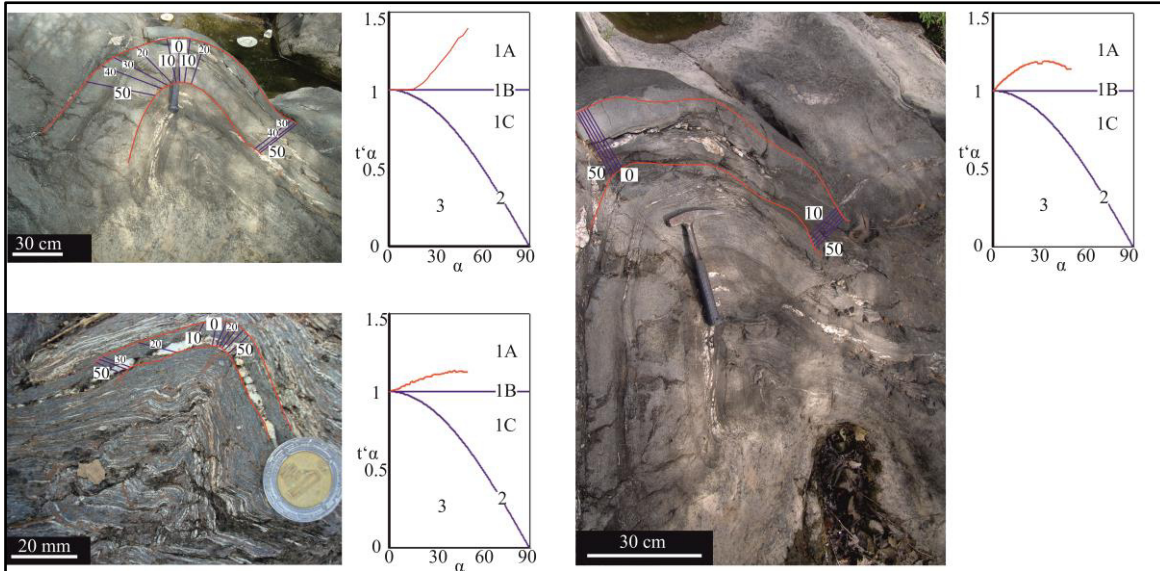


Fig. 4.8 Clasificación de pliegues mesoscópicos en el anticlinorio Huizachal-Peregrina. Las líneas azules en la imagen de campo representan el buzamiento de la isógona. t_0 = espesor ortogonal de la capa en relación a un buzamiento $\alpha = 0^\circ$, t_α = espesor ortogonal de la capa en relación a un buzamiento $\alpha \neq 0^\circ$. Clasificación de pliegues: (a) 1A = isógonas fuertemente convergentes $t'_\alpha > 1$, (b) 1B = isógonas perpendiculares a las superficies superior e inferior de la capa $t'_\alpha = 1$, (c) 1C = isógonas débilmente convergentes $t'_\alpha < 1$, (d) 2 = isógonas paralelas (pliegue similar). La curvatura exterior e interior es idéntica por lo que el espesor según el plano axial T_α se mantiene constante en todo el pliegue y (e) 3 = isógonas divergentes, la curvatura del arco interno es menor que la del arco externo.

Fracturamiento

En todas las localidades en donde aflora el Esquisto Granjeno las metapsamitas y las rocas metavolcánicas presentan fracturamiento frágil y vetilleo que es rellenado por cuarzo (Fig. 4.9), minerales opacos y barita. Las superficies de fractura en los cañones del anticlinorio Huizachal-Peregrina muestran rumbos generales NNW-SSE, NE-SW y NW-SE. En el alto de Aramberri las superficies de fractura muestran rumbos generales NE-SW. En el cañón Novillo el 18% de los planos de fractura tienen rumbos generales de 320° y 330° (Fig. 4.10). En el cañón Caballeros el 5%, 7% y 8% de los planos de fractura tienen rumbos generales de 230° - 260° , 130° - 140° y 340° - 350° (Fig. 4.10). Mientras que en el alto de Aramberri el 25% los planos de fractura tienen rumbos generales de 10° y 20° (Fig. 4.10).

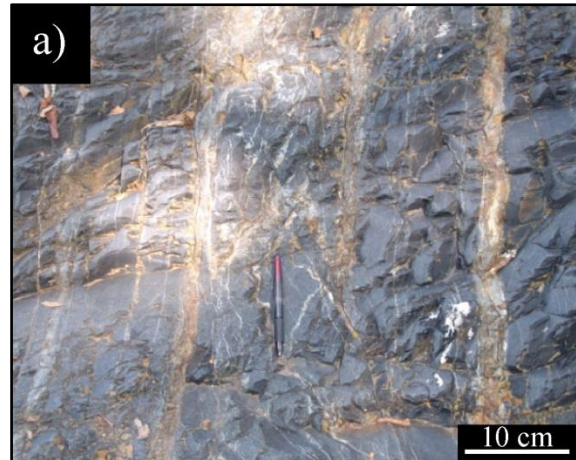


Fig. 4.9 Fotografía de metapsamita fracturada.

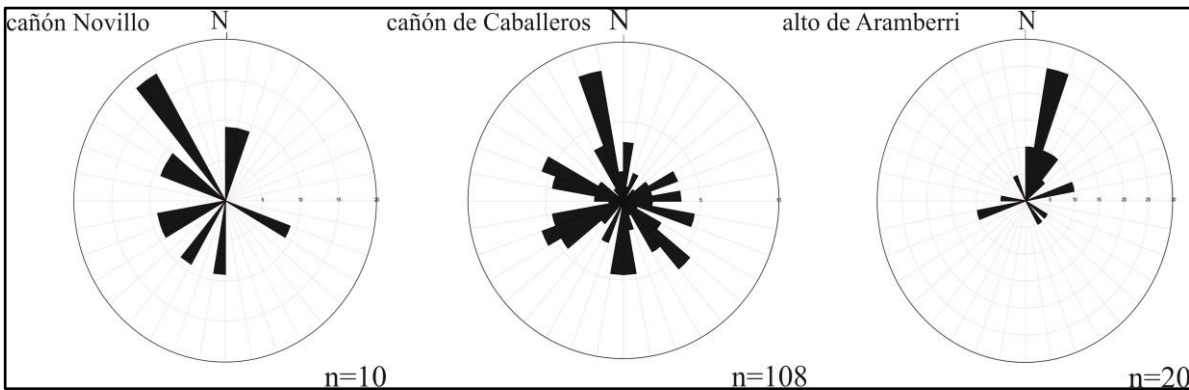


Fig. 4.10 Diagrama de rosa del rumbo de los planos de fractura de las diferentes localidades en donde aflora el Esquisto Granjeno.

Fallamiento y cizalla

En todas las localidades donde aflora el Esquisto Granjeno se reconocen estructuras de fallamiento. Ocurre a escalas mesoscópicas hasta microscópicas. Las fallas que afectaron a la unidad del Esquisto Granjeno son principalmente fallas de tipo lateral (Fig. 4.11a y b), sin embargo es posible reconocer fallamiento inverso y normal (Fig. 4.11c y d). En las fallas dextrales del alto de Aramberri se reconocen cuerpos de talco (de 50cm de espesor y 30m de largo; Fig. 4.11a) y serpentinita (de 1m de espesor). A lo largo del plano de falla dextral en los cañones Novillo y Peregrina se reconocen cuerpos de serpentinita (de 50m de espesor y 10 km de largo; Fig. 4.11b). Segregaciones de cuarzo lechoso, barita (Fig. 4.11e) y brechas de falla (Fig. 4.11f) también se presentan a lo largo de los planos de falla. En las rocas psamíticas se reconocen indicadores cinemáticos de cizalla simple y/o rotacional tales como bloques rotados,

porfidoblastos de cuarzo con colas de presión asimétrica (Fig. 4.12a), pliegues del tipo kink, estructuras de crenulación (Fig. 4.12b) y pares de pliegues tipo kink conjugados (Fig. 4.12c).

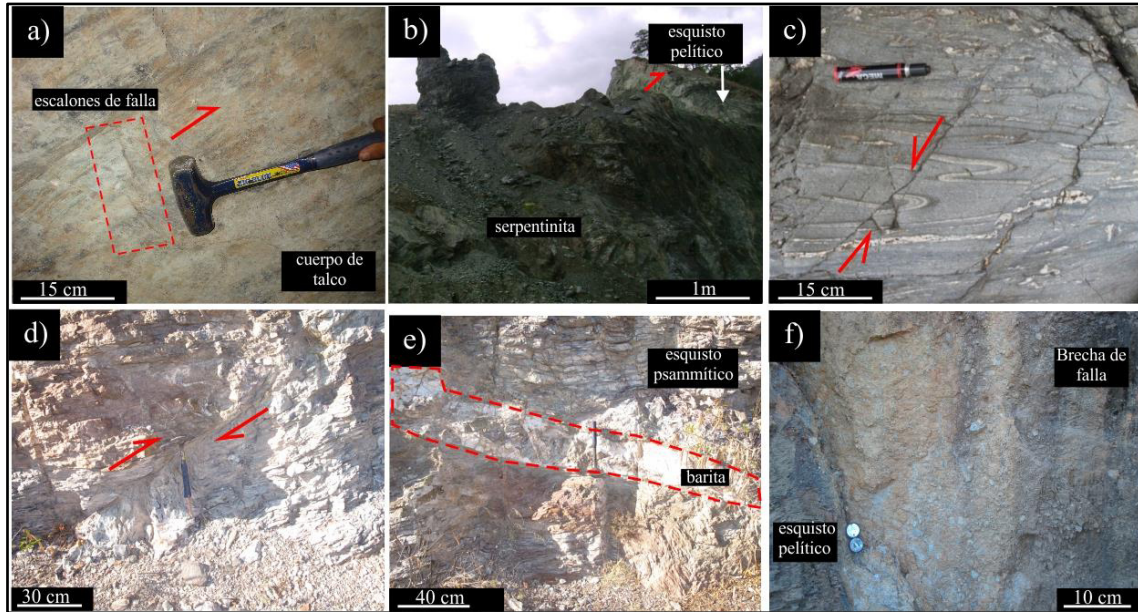


Fig. 4.11 Fotografías que muestran a) escalones de falla en zona de cizalla, b) fallamiento dextral en cuerpos de serpentinita, c) fallamiento normal en metapelita.. La foliación dominante y las segregaciones de cuarzo son cortadas, d) falla inversa en esquisto pelítico, e) veta de barita en esquisto psamítico, f) brecha de falla en el esquisto pelítico.

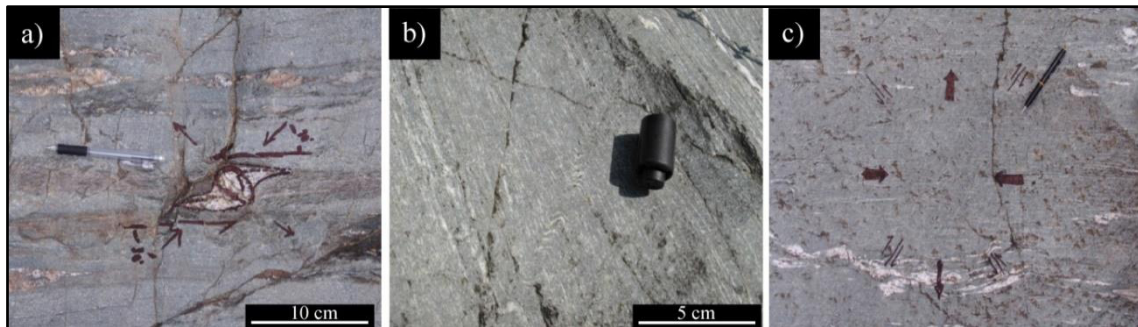


Fig. 4.12 Fotografías que muestran a) porfidoblasto de cuarzo con cola de presión asimétrica. De acuerdo a la posición de la elipse de deformación la cola de presión se formó por esfuerzos compresivos oblicuos a la foliación principal ($\sim 30^\circ$), b) crenulación en metapelita, c) pliegues de tipo kink conjugados.

El fallamiento lateral en el Esquisto Granjeno tiene un rumbo preferencial NW-SE y NE-SW. De acuerdo al análisis de paleoesfuerzos la dirección del esfuerzo principal asociado al fallamiento dextral indica una dirección de compresión NE-SW, mientras que la dirección del esfuerzo principal asociado al fallamiento sinistral indica una dirección de compresión NE-SW y E-W (Fig. 4.13).

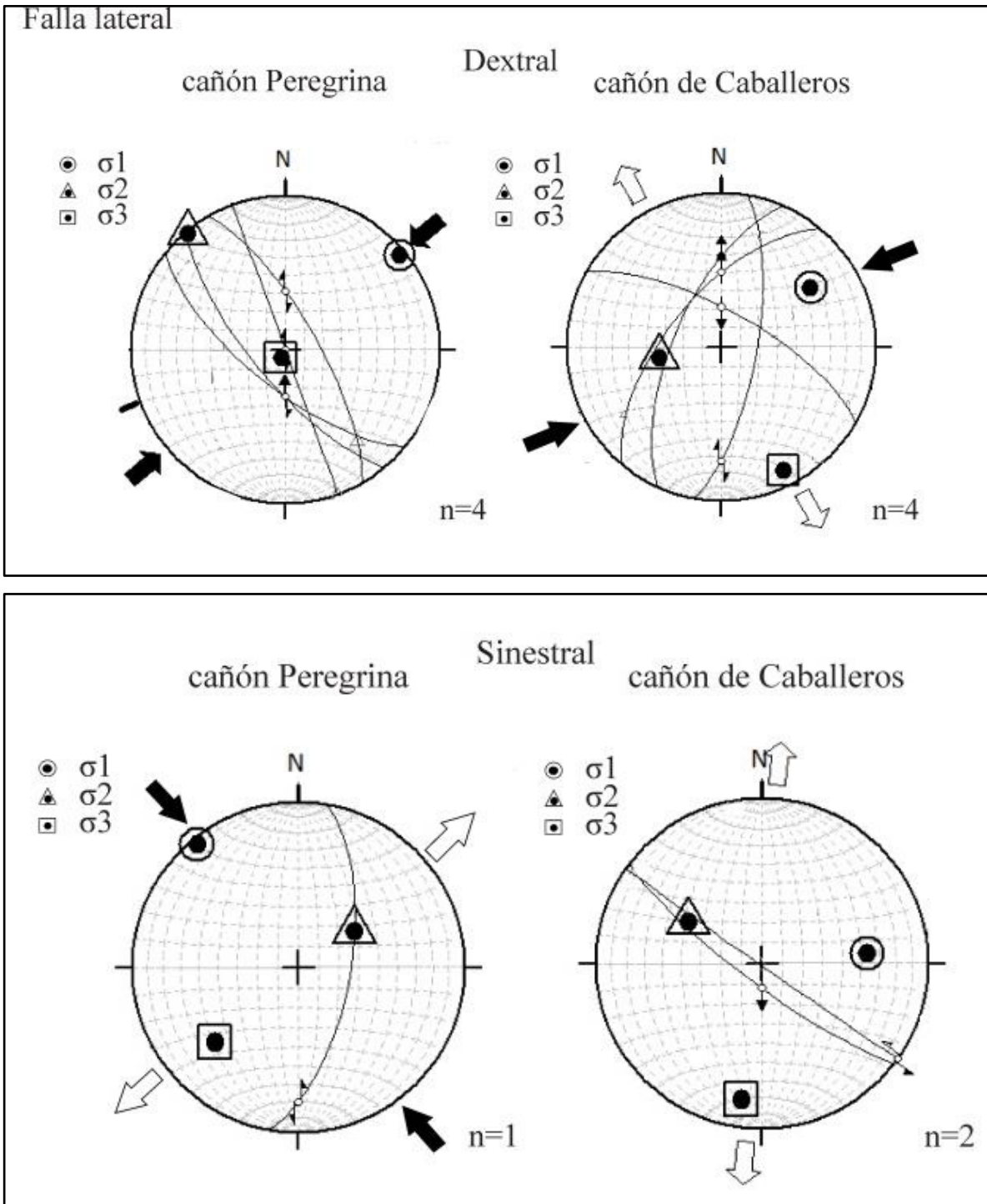


Fig. 4.13 Proyecciones estereográficas equiareales que presentan el rumbo de los planos de falla y la dirección de los esfuerzos principales en las diferentes localidades

Tabla 4.1 Rumbo preferencial en distintos rasgos estructurales del Esquisto Granjeno

Estructura	alto de basamento			anticlinorio Huizachal-Peregrina		
	Aramberri	Bustamante	Miquihuana	Novillo	Caballeros	Peregrina
Sf1	NNW-SSE, NW-SSE				NNW-SSE	
Sf2	NNW-SE, NNE-SSW	NNE-SSW	NW-SE		NNW-SSE	NNW-SSE, NNE-SSW
Sf3	NW-SE NE-SW	NW-SE		NE-SW, NW-SE	NE-SW	
Pliegue mesoscópico					NE-SW	
Fractura	NE-SW				NNW-SE, NE-SW, NW-SE	
Falla lateral derecha					NE-SW	NW-SE
Falla lateral izquierda					NW-SE	NE-SW
Falla con tonalita					NW-SE	

Historia deformacional

En el Esquisto Granjeno se reconocen cuatro eventos deformacionales: (a) el primer evento deformacional (D1) que generó pliegues isoclinales de cuarzo (Fig. 4.14) está limitado por la intrusión del cuerpo tonalítico a los 350 Ma y por la edad máxima de depositación de los protolitos sedimentarios (435 Ma), (b) el segundo evento deformacional (D2) corresponde al evento deformacional principal que generó metamorfismo de bajo grado y foliación penetrativa (sf2; (Fig. 4.14) con rumbos NNW-SSE ocurrida posiblemente durante el Mississípico, (c) el tercer evento se encuentra poco desarrollado y es menos penetrativo que los demás, pero se distingue de los eventos previos por presentarse como crenulación penetrativa y discreta de las foliaciones sf1/sf2 (Fig. 4.14). Estilos similares de deformación han sido documentados en el Complejo Acatlán. El tercer evento deformacional ha sido asociado con movimientos tectónicos convergentes sobre el margen de paleo-Pacífico de Pangea durante el Carbonífero tardío-Pérmico (Keppie et al., 2004a Keppie et al., 2006, 2008a; Nance et al., 2006), d) una última deformación, que generó pliegues mesoscópicos simétricos abiertos (Fig. 4.14), que presentan inmersión NW-SE y planos axiales verticales pueden compararse con la dirección de los planos axiales del plegamiento de la sucesión mesozoica de la Sierra Madre Oriental. De acuerdo a la relación de los paleoesfuerzos y de fracturamiento la primera familia de fracturas con rumbo NNW-SSE coincide con el fracturamiento generado durante el cierre del océano Réico. Mientras que las dos últimas familias con direcciones de rumbo NE-SW y NW-SE son similares a los patrones de foliación de las rocas mesozoicas de la Sierra Madre Oriental, sugiriendo un origen de edad Laramíca.

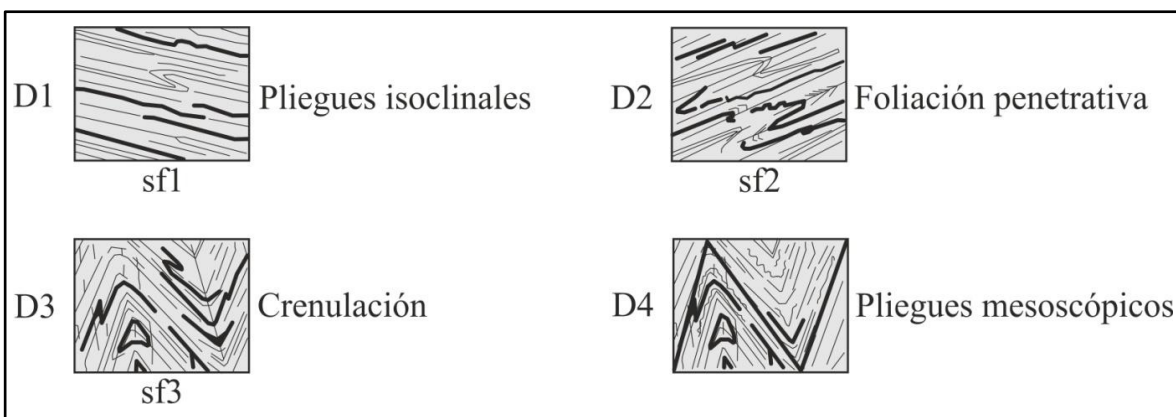


Fig. 4.14 Diferentes estilos de deformación en el Esquisto Granjeno.

4.2 Rocas metavolcánicas

Las rocas metavolcánicas en el anticlinorio Huizachal-Peregrina afloran en los cañones Peregrina y Novillo consisten de metabasalto. Mientras que en los altos de Aramberri y Bustamante consisten de metabasalto y metalava almohadillada. La descripción macroscópica de estas rocas se encuentra en el capítulo 3.

4.2.1 Composición petrográfica

La composición mineralógica de las rocas metaígneas consiste principalmente de los minerales metamórficos clorita, mica blanca, prehnita, pumpellitita, clinozoisita, zoisita, feldespato, anfíbol y granate. Incluso con metamorfismo de grado muy bajo aún es posible reconocer clinopiroxeno relicto (Tabla 4.2).

Tabla 4.2 Coordenadas, litología, paragénesis y métodos aplicados en las rocas metavolcánicas.

Mta	Localidad	Coordenadas (UTM; WGS 84)	Litología	Composición	Mineralogía	Txt	Método
A12a	AA	14 0410132E, 2667106N	Metalava almohadillada	BA	Cl+Plg+Ac+Qz+ Ca	MP	AM
A44	AA	14 0410132E, 2667106N	Metabasalto masivo	BA	Cl+Plg+Qz+Ca	P	AG
A58A	AA	14 0410230E, 2667130N	Metalava almohadillada	BA	Ab+Cl+Pmp+Ca	MO	AG
A58B	AA	14 0410230E, 2667130N	Metalava almohadillada	BA	Ab+Cl+Ca	MO	AG
A58D	AA	14 0410230E, 2667130N	Metalava almohadillada	BA	Ab+Cl+Ca	MO	AG

Tabla 4.2 Coordenadas, litología, paragénesis y métodos aplicados en las rocas metavolcánicas.

Mta	Localidad	Coordenadas (UTM; WGS 84)	Litología	Composición	Mineralogía	Txt	Método
B1	AA	Mta. de cia. Privada Gpo. ASTA	Metabasalto masivo	ND	Cl+Ta+Px+Ab+Ac +Pmp	P	AM
Bu1	AB	14 0424088E, 2593846N	Flujo de metabasalto	ND	Cpx+Zo+Agti+Am +Prh+Pmp	P	AM
Bu11	AB	14 0423974E, 2593867N	Metabasalto masivo	ND	Cpx+Czo+Plg+ Pmp+Cl	MO	AG
Bu11b	AB	14 0423974E, 2593867N	Metabasalto masivo	BA	Cpx+Czo+Plg+ Pmp+Cl	MO	AG
CNS11	CN	14 0472256E, 2623140N	Metabasalto masivo	BA	Czo+Cl+Cpx+Prh+ Pmp+Ab+Am	P	AG,AM
CPS8	CP	14 0470007E, 2627535N	Flujo de metabasalto	BsA	Cl+Ab+Ca+Czo+ Cpx+Mu+Zo+Zr	P	AG
CPS9	CP	14 0469830E, 2627335N	Flujo de metabasalto	BsA	Prh+Ab+Czo+Ca+ Qz+Cpx	P	AG
CPS10	CP	14 0469664E, 2627327N	Flujo de metabasalto	ND	Zo+Czo+Px+Cl+ Qz+Plg+Pmp	P	AM
CPS11	CP	14 0469467E, 2627303N	Flujo de metabasalto	BsA	Zo+Czo+Mu+Pmp	P	AG,AM
CPS13	CP	14 0469291E, 2627354N	Flujo de metabasalto	BsA	Ab+Cl+Qz+Mu+ Zo+Czo+Ac	P	AM

AA: alto de Aramberri, AB: alto de Bustamante, CN: cañón Novillo, CP: cañón Peregrina. BA: basalto alcalino, BsA: basalto sub-alcalino. Ab: albita, Agti: Augita titanífera, Ac: Actinolita, Am: anfíbol, Ca: calcita, Cl: clorita, Cpx: clinopiroxeno, Px: piroxeno, Plg: plagioclasa, Pmp: pumpellita, Prh: prehnita, Qz: cuarzo, Ta: talco, Zo: zoisita, Czo: clinzoisita. MP: textura metaporfidítica, MO: textura metaofítica, P: textura porfidolepidoblástica. AM: análisis de microsonda, AG: análisis de geoquímica, G: análisis de geocronología. Mta: muestra, ND: no determinado, Txt: textura.

La metalava almohadillada presenta texturas metaporfidítica y metaofítica (Tabla 4.2). La metalava almohadillada consiste de cristales de subhedrales de diópsido relicto, parcialmente alterado a clorita. El diópiso consiste en cristales de hasta 0.2mm de largo y está presente en una mesostásis poliminerálica. La mesostásis se compone principalmente de clorita tabular, pumpellita fibrosa (hasta 0.3mm), plagioclasa tabular y cristales de plagioclasa albitizada con textura de enfriamiento rápido (Fig. 4.15a). Además de microcristales hipidiomórficos, p.e. cuarzo, epidota, actinolita y calcita (<0.33mm). En esta roca se reconocen amígdalas con un diámetro que varía desde los 0.5mm a 2.5mm. Los minerales originales de las amígdalas han sido reemplazados por clorita. Las amígdalas se componen de albita (Ab₉₈), cuarzo y pumpellita o bien por albita, cuarzo y clorita (picnoclorita; Fig. 4.15b).

El metabasalto masivo presenta texturas porfidoblástica y metaofítica (Fig. 4.15c-e; Tabla 4.2). En el metabasalto se reconocen tres tipos de porfidoblastos dominantes (1) albita subhedral con composición Ab_{98} (0.5- 2mm; Fig. 4.15c), (2) diópsido subhedral fracturado de 0.5 hasta 2mm; Fig. 4.15d y e) y (3) clinzoisita tabular de hasta 0.5mm. Todos los porfidoblastos están bordeados por pumpellita acicular y clorita (ripidolita) de hasta 0.5mm en una matriz de prehnita subhedral (Fig. 4.15f). En el metabasalto cristales de calcita están presentes como mineral secundario.

El flujo metabasáltico presenta textura porfidolepidoblástica (Tabla 4.2). Los porfidoblastos consisten en cristales elongados de zoisita-clinzoisita (2.0-3.5mm) y de albita (2.00mm). La clinzoisita presenta zonación discontinua con núcleo rico en hierro (Fig. 4.15g). La zoisita presenta color azul anómalo de interferencia. Los porfidoblastos se encuentran en una matriz de grano fino que se compone por pumpellita, prehnita fibrosa (0.5mm) y clorita (clinocloro y picnoclorita; Fig. 4.15h).

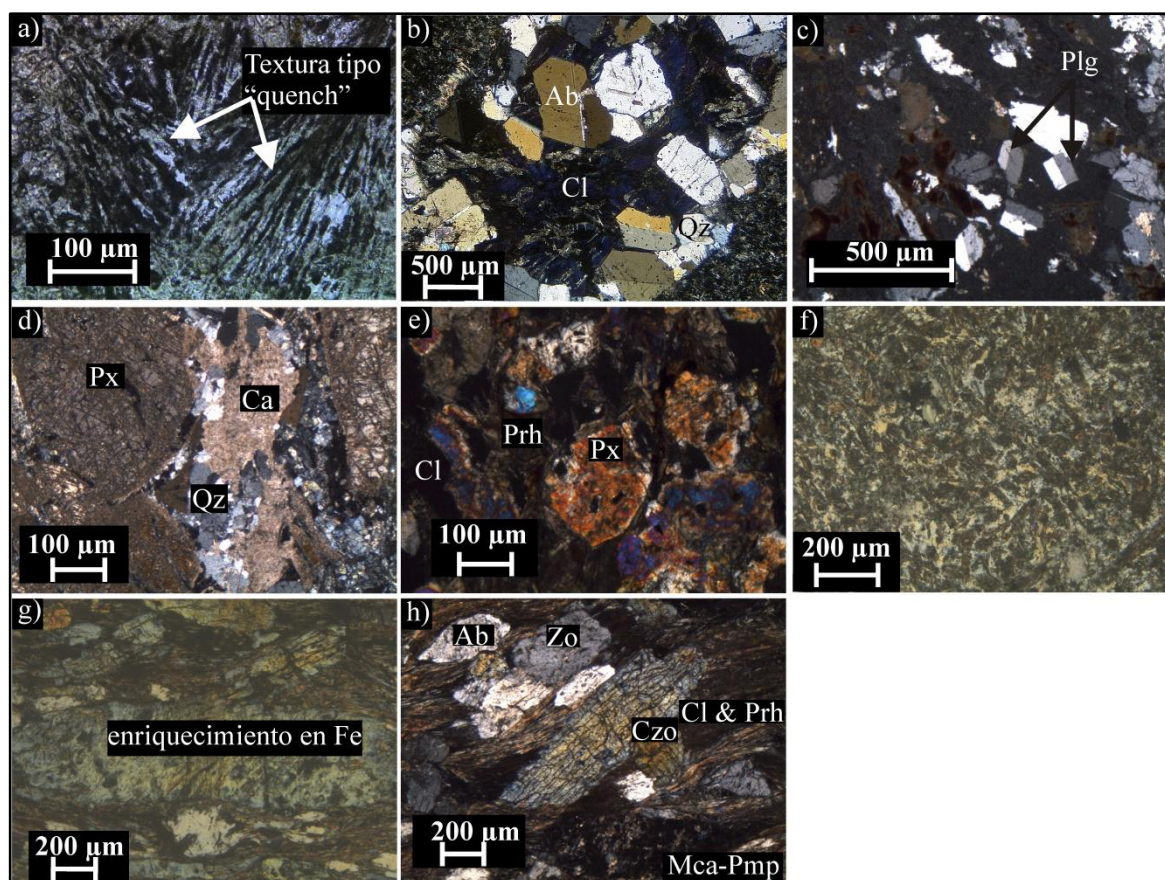


Fig. 4.15 Microfotografías representativas de las rocas metaígneas. a) Textura de enfriamiento rápido en metalava almohadilla (A58b; nicoles paralelos), b) cristales hipidiomórficos de albita, cuarzo y clorita en amígdala de metalava almohadillada (nicoles cruzados; A12a), c) metabasalto con fenocristales tabulares de plagioclasa y cuarzo subhedral en una matriz de clorita (nicoles cruzados; A44), d) metabasalto con textura porfidoblástica, es dominado por clinopiroxeno subhedral fracturado. Calcita y cuarzo están presentes como minerals secundarios (nicoles cruzados; Bu11), e) piroxeno subhedral bordeados por clorita y prehnita (nicoles cruzados; CNS11) f) metabasalto con textura metaofítica (nicoles cruzados; CNS11), g) clinozoisita-zoisita subhedral con zonación. El núcleo presenta enriquecimiento de hierro (nicoles cruzados, CPS10), h) metalava con textura porfidolepidoblástica. Consiste de cristales elongados de zoisita-clinozoisita y por porfidoblastos subhedrales de albita. La matriz consiste de prehnita y clorita (nicoles cruzados, CPS13). Ab: albita, Ca: calcita, Cl: chorita, Mca: mica, Px: piroxeno, Plg: plagioclasa, Pmp: pumpellita, Prh: prehnita, Qz: cuarzo, Zo: zoisita, Czo: clinozoisita.

4.2.2 Composición química mineral

Piroxeno relicto

El diópsido ocurre en el metabasalto como cristales hipidiomórficos, fracturados y como cristales redondeados incoloros (Fig. 4.16a) con una composición de $Wo_{45-50}En_{43-50}Fs_{5-15}$ (Fig. 4.16b; apéndice).

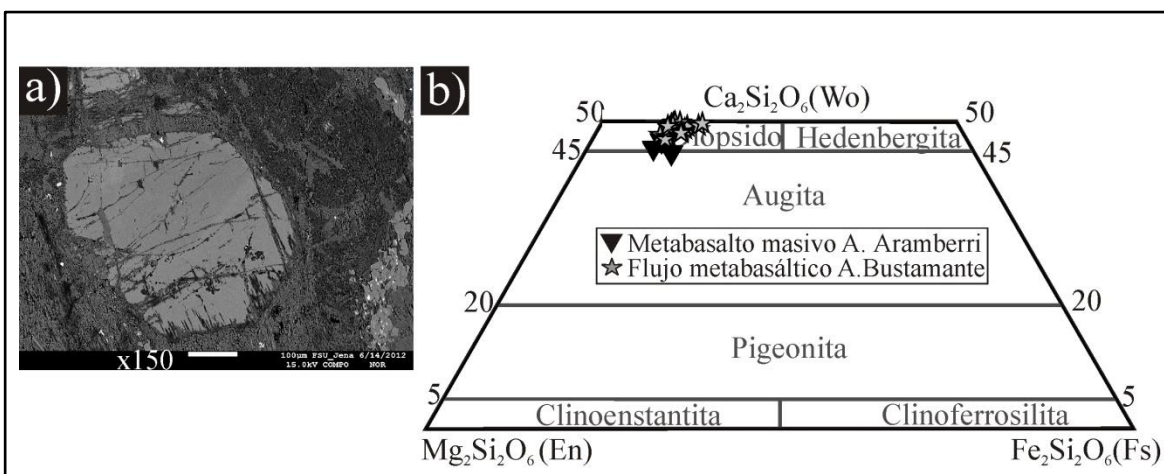


Fig. 4.16 a) Imagen de SEM retrodispersada de diópsido en metabasalto masivo (muestra B1), b) composición de piroxeno según Morimoto et al. (1988).

Minerales metamórficos

Clorita

La clorita es el mineral metamórfico más común en las rocas metavolcánicas. Ocurre como cristales tabulares, como matriz, en forma de parches intersticiales irregulares en plagioclasa y rellenando amígdalas (Fig. 4.17a). La clorita se ha formado por alteración de vidrio volcánico y como producto del reemplazamiento de piroxeno y olivino. Presenta colores anómalos de birrefringencia amarillo, verde y café. Excepto la clorita presente en amígdalas de la metalava almohadillada del alto de Aramberri y en los parches intersticiales del metabasalto del cañón Novillo. En estas rocas la clorita presenta colores anómalos de birrefringencia violeta-azul.

La clorita analizada en las muestras de flujo metabasáltico del alto de Bustamante y del cañón Peregrina muestra una relación de $Fe/(Fe+Mg) = 0.4-0.5$, $Al_{tot} = 2.1-2.6$ átomos por unidad de fórmula (apf). Mientras que el contenido de clorita en la metalava almohadillada del alto de Aramberri y del metabasalto del cañón Novillo tienen relaciones de $Fe/(Fe+Mg)$ con valores similares de 0.3-0.4 e

intervalos más amplios de $Al_{tot} = 1.4-2.6$ apfu. Así, en las rocas metavolcánicas, los colores de birrefringencia dependen principalmente del contenido Al_{tot} .

El contenido de Si en la clorita de las muestras de metabasalto masivo del alto de Aramberri y el cañón Novillo, así como del flujo metabasáltico del alto de Bustamante y el cañón Peregrina es de 2.7-3.7 apfu. De acuerdo con estos valores junto con los valores de $Fe/(Fe+Mg)$ la clorita contenida en estas muestras se clasifica como ripidolita.

El alto contenido de Si de 3.0-3.8 apfu y valores similares de $Fe/(Fe+Mg)$ indica que el contenido de clorita en la metalava almohadillada del alto de Aramberri, corresponde a picnoclorita (Fig. 4.17b y apéndice).

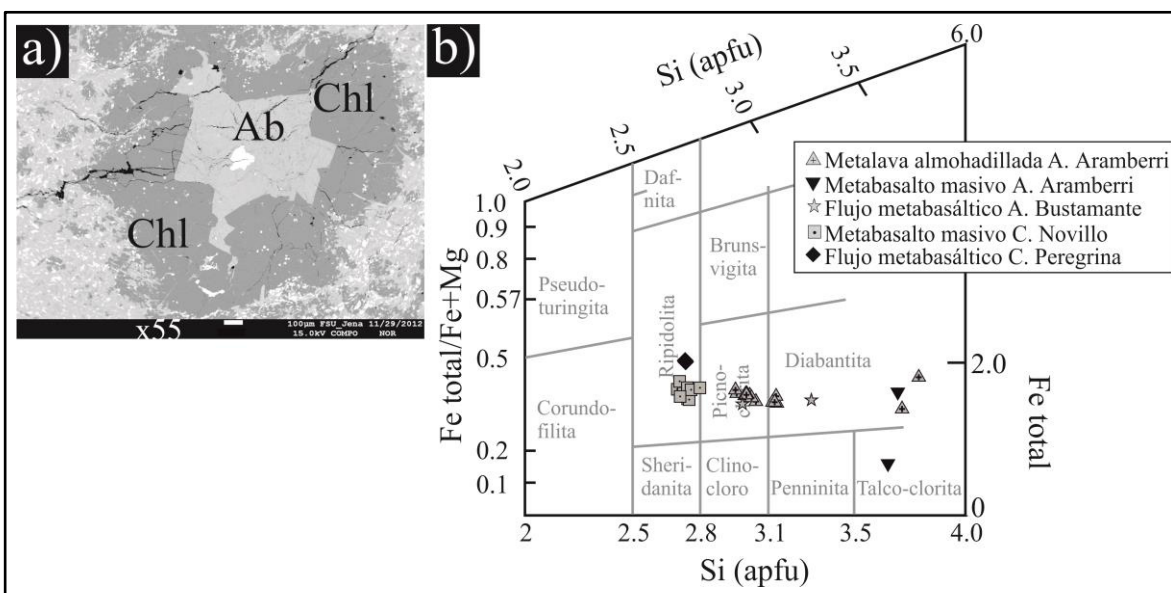


Fig. 4.17 a) Imagen de SEM retrodispersada de clorita como parche intersticial en plagioclasa en metalava almohadillada (muestra A12a). Ab: albita, Chl:clorita, b) representación de Si vs $Fe_{total}/(Fe+Mg)$ (apfu) de las cloritas en estudio según Hey (1954).

Geotermómetro de clorita

La clorita analizada a partir de la metalava almohadillada del alto de Aramberri, tiene un contenido de Al (Al^{IV}) de 0.71-1.07 apfu. Esto concuerda con la temperatura de cristalización obtenida de 165-276°C (apéndice; cf. Cathelineau, 1988). La clorita analizada en el metabasalto masivo del alto de Aramberri y el cañón Novillo tiene un contenido de Al^{IV} de 1.21-1.31 apfu que corresponde a valores más altos de temperatura de 328-360°C (apéndice).

La temperatura promedio del alto de Bustamante y Aramberri es de: 216°C (n= 2; con una diferencia de 101°C) y de 235°C (n= 7; con diferencia de: 46°C), respectivamente. La temperatura de cristalización de clorita obtenida a partir de las muestras de los cañones Novillo y Peregrina son más altas que las registradas para las rocas metavolcánicas de los altos de Bustamante y Aramberri. El contenido de clorita en estas rocas indica temperaturas de 346°C (n= 6; con una diferencia de: 32°C) y 349°C (n= 2; con una diferencia de: 1°C), respectivamente.

El contenido de clorita en todas las muestras analizadas tiene relaciones de Fe/(Fe+Mg) con valores <0.6. Esta característica fue tomada en consideración para los cálculos de temperatura basados en Jowett (1991). De acuerdo a estos cálculos las temperaturas obtenidas para la cristalización de la clorita son aproximadamente de 40 a 60°C más altas que los valores de temperatura obtenidos por el termómetro de Cathelineau (1988).

Pumpellita

La cristales de pumpellita aparecen solamente en el flujo metabasáltico del alto de Bustamante y en el metabasalto masivo del alto de Aramberri y del cañón Novillo. La pumpellita se encuentra asociada con albita, clinozoisita, zoisita, clorita, anfíbol y prehnita (Fig. 4.18a). Estas ocurren como: (1) cristales prismáticos incoloros, (2) cristales radiales amarillos como matriz en ambos tipos de metabasalto, (3) como inclusiones xenomórficos de tonalidad café en plagioclasa y (4) como bordes de reacción en piroxenos.

La pumpellita en el metabasalto masivo del alto de Aramberri y el cañón Novillo se encuentra enriquecida en hierro con valores de Fe/(Fe+Al)= 0.15 (n=7). Mientras que las especies de pumpellita en el flujo metabasáltico del alto de Bustamante están enriquecidos en aluminio con Fe/(Fe+Al)= 0.02 (n=1). El metabasalto masivo del alto de Aramberri y del cañón Novillo tiene relaciones de MgO/(MgO+FeO) con valores de 0.1-0.2, mientras que el flujo metabasáltico del alto de Bustamante tiene valores mayores de MgO/(MgO+FeO) de 0.92 (apéndice).

De acuerdo al contenido de Al-Fe-Mg (apfu), la pumpellita del metabasalto masivo concuerda con la composición de pumpellita encontrada en las rocas metamórficas del terreno metamórfico Leòche (facies de pumpellita-actinolita). Mientras que la pumpellita del flujo metabasáltico tiene una composición similar a la composición de pumpellita encontrada en las rocas metamórficas del terreno Jonestown (facies de prehnita-pumpellita; Coombs et al., 1976; Liu & Ernst, 1979) (Fig. 4.18b).

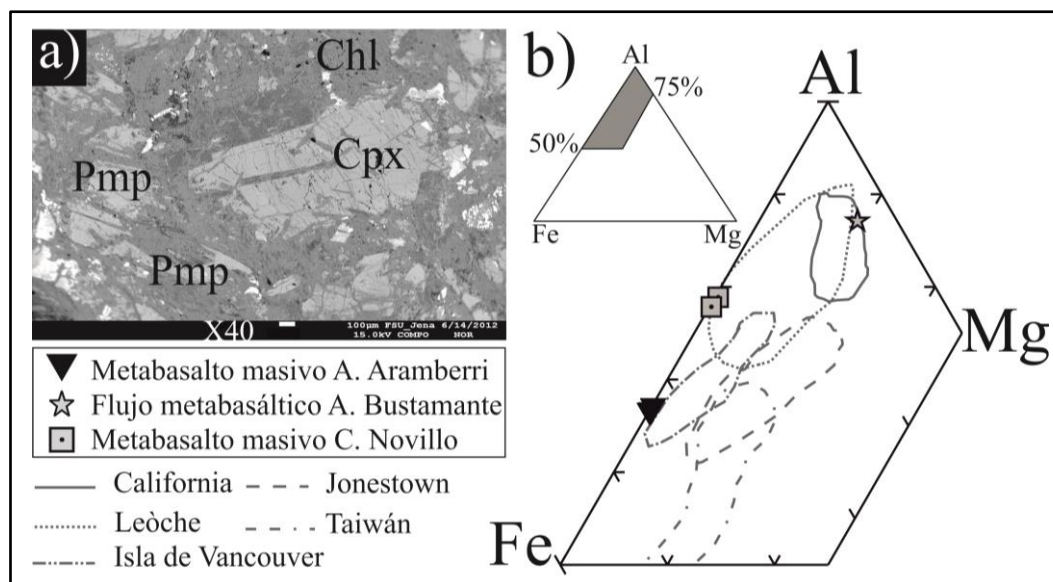


Fig. 4.18 a) Imagen retrodispersada de cristales hipidiomórficos de pumpellita en metalava. Chl: clorita, Cpx: clinopiroxeno, Pmp: pumpellita, b) composición de pumpellita de acuerdo a sus proporciones de Al-Fe-Mg (apfu). Los campos indican diferentes terrenos metamórficos según Coombs et al., (1976) y Liou & Ernst (1979).

Zoisita y clinozoisita

El grupo de la epidota es abundante en el flujo metabasáltico del alto de Bustamante y del cañón Peregrina que en el metabasalto masivo del alto de Aramberri y del cañón Novillo. Especies del grupo de la epidota ocurren como cristales hipidiomórficos fracturados y como porfidoblastos prismáticos. Los minerales del grupo de la epidota coexisten con pumpellita, actinolita, clorita, albita y cuarzo (Fig. 4.19a). En general las especies minerales del grupo de la epidota están empobrecidas en hierro. El contenido de epidota en el metabasalto masivo del alto de Aramberri y del cañón Novillo tienen valores de X_{Fe} de 10-25 ($X_{Fe} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$; n=10). Mientras que el flujo metabasáltico del alto de Bustamante y del cañón Peregrina tiene valores de X_{Fe} 6-13 (n=36). De acuerdo a la relación de X_{Fe} , el metabasalto masivo contiene clinozoisita y el flujo metabasáltico presenta clinozoisita y zoisita (Fig. 4.19b, apéndice). La clinozoisita se caracteriza por su zonación bien definida. En donde el enriquecimiento en hierro disminuye desde los bordes (tonalidad azul) hacia el núcleo (amarillo). La zoisita se caracteriza por no presentar zonación y por su color azul anómalo de birrefringencia.

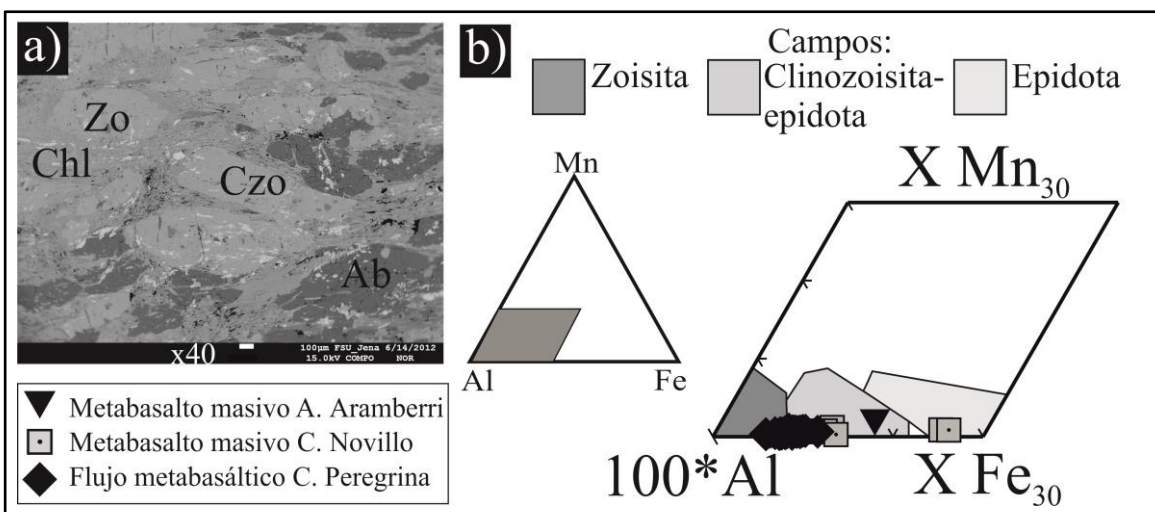


Fig. 4.19 a) Imagen de SEM retrodispersada de zoisita y clinozoisita en flujo metabasáltico. Ab: albíta, Chl: clorita, Czo: clinozoisita, Zo: zoisita, **b)** clasificación del grupo de la epidota. Basado en el contenido de cationes octaédricos Mn, Al, Fe, según Grapes & Hoskin (2004).

Anfíbol

Se encuentra como (1) fenocristales incoloros, verdes y café, (2) como cristales fibrosos en la matriz y (3) como cristales de reemplazamiento del piroxeno relicto. Está asociado con clorita, pumepilita, cuarzo y albíta. La composición del anfíbol es cálcica (apéndice). Predomina el anfíbol cálcico con < 2 % de Al_2O_3 . En los pares coexistentes de actinolita-clorita la relación de $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ varía entre 1.7 y 2.0. Estos valores son comparables con anfíboles de bajo grado metamórfico (Robinson et al., 2004). En el flujo metabasáltico del alto de Bustamante y en el metabasalto del alto de Aramberri y del cañón Novillo el anfíbol consiste en pargasita. Este mineral tiene valores de $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ que varían entre 0.20 y 0.88. En el flujo metabasáltico del alto de Bustamante el contenido de anfíbol consiste en magnesiohornblenda con valores de $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ de 0.66-0.72 (Fig. 4.20a). Especies de ferroactinolite con valores de $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ que varían entre 0.37 y 0.42 se encuentra en el metabasalto masivo del alto de Aramberri (Fig. 4.20b). La composición y la ocurrencia de las especies minerales de pargasita, magnesiohornblenda y ferroactinolita son de origen metamórfico (cf. Coombs et al., 1976).

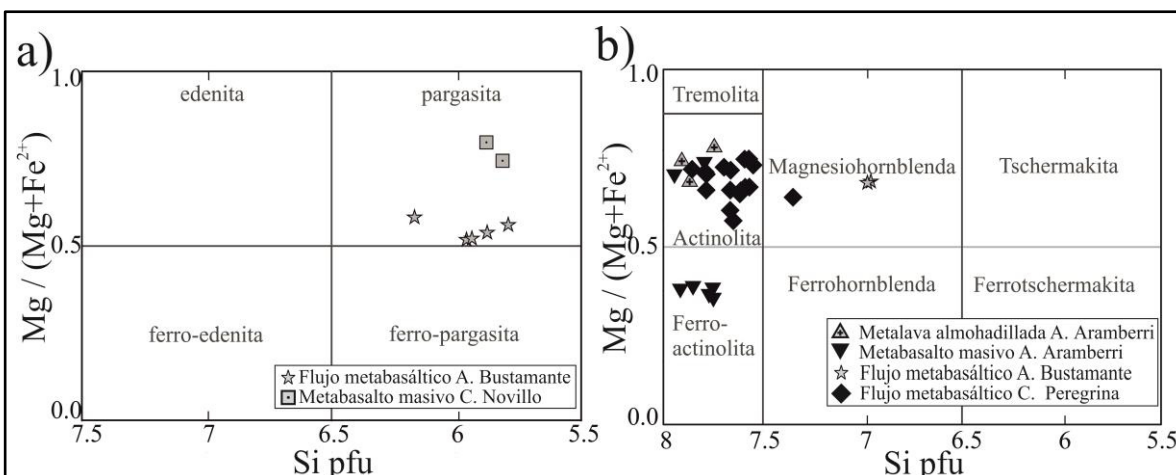


Fig. 4.20 Composición de anfíbol cálcico a) Parámetros del diagrama: $Ca_B \geq 1.50$; $(Ca + Na)_A \geq 0.50$; $Ti < 0.50$ basado en Leake et al., 1997; b) parámetros del diagrama: $Ca_B \geq 1.50$; $(Ca + Na)_A \geq 0.50$; $Ca_A < 0.50$ basado en Leake et al., 1997.

Mica

El contenido de mica en las muestras analizadas es de composición potásica. La mica ocurre como escamas en amígdalas, venas y preferentemente bordeando fenocristales de plagioclasa (Fig. 4.21a). La muscovita analizada corresponde a fengita. La fengita tiene un contenido de Si de 3.4 (O = 11 apfu) y relaciones Si/Al > 3:1 en posición tetraédrica. Na₂O y TiO₂ fueron detectados con < 0.15 apfu (apéndice). Las características anteriores son típicas para fengita formada en condiciones de facies de pumpellia-actinolita. En el metabasalto masivo del alto de Aramberri la relación catiónica del contenido de mica $a = \text{VI}R^{2+}/(\text{VI}R^{2+} + \text{VI}R^3)$ y $b = \text{VI}Al/(\text{VI}Al + \text{VI}Fe^{3+})$ presenta valores de $a = 0.31-0.36$ y $b = 0.84-0.88$ (Fig. 4.21b). El flujo metabasáltico del alto de Bustamante y del cañón Peregrina tiene valores de $a = 0.21-0.24$ y $b = 0.83-0.92$. Estos valores corresponden a fengita aluminoceladonítica y fengita pura en las muestras del alto de Aramberri y Bustamante así como, en el cañón de Peregrina (Fig. 4.21b.; Kawachi, 1975; Coombs et al., 1976; Guidotti & Sassi, 1998).

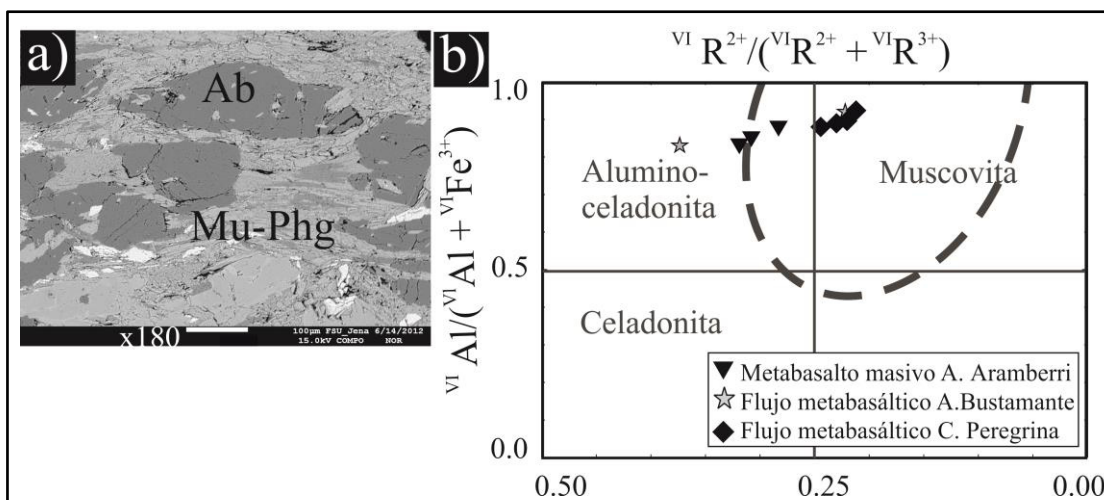


Fig. 4.21 a) Imagen de SEM retrodispersada de muscovita acicular bordeando porfidoblastos de albita en el flujo metabasáltico. Ab: albita, Mu: muscovita, Phg: fengita, b) esquema de clasificación de las micas según Guidotti & Sassi, 1998.

Feldespatos

La composición de la plagioclasa en las muestras analizadas presenta una composición de albita (Ab_{98}) (Fig. 4.22b), apéndice). Plagioclasa con albitización incompleta no está presente en las muestras. El valor del contenido de FeO varía desde 0.01 hasta 0.47 wt%.

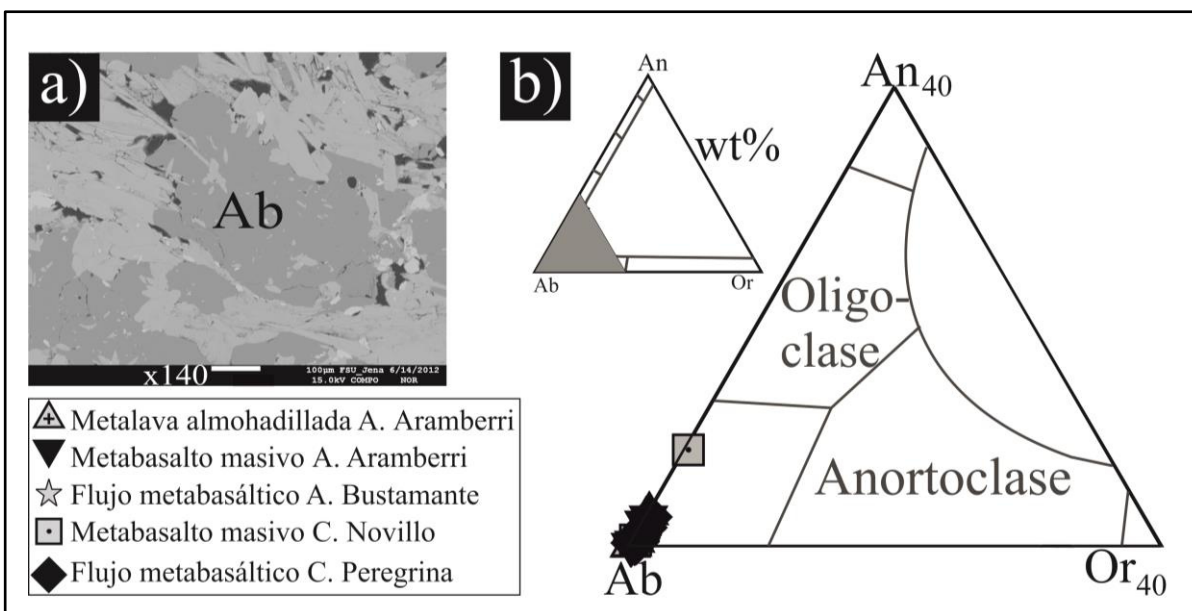


Fig. 4.22 a) Imagen de SEM retrodispersada de porfidoblasto de albita en flujo metabasáltico, b) diagrama ternario de clasificación Ab-An-Or para feldespato según Deer et al. 1992.

Prehnita

Se reconoció prehnita solamente en el metabasalto masivo CNS11 del cañón Novillo y en el flujo metabasáltico Bu1 del alto Bustamante. En ambas muestras la prehnita ocurre como (1) cristales irregulares incoloros y amarilla, (2) cristales radiales de bajo relieve. Ocurre rellenando amígdulas y vetillas así como parches de plagioclasa y cuarzo. La prehnita está presente como minerales dispersos en la matriz. La prehnita presente en el metabasalto masivo del cañón del Novillo está enriquecida en hierro con valores de $Fe / (Fe + Al)$ de 0.19 (Apéndice 8). La prehnita del flujo metabasáltico del alto de Bustamante tiene proporciones de $Fe / (Fe + Al)$ menor con valores de 0.05 (apéndice).

4.2.3 Química de roca total

Elementos mayores

Las rocas metavolcánicas analizadas son de composición basáltica. Tienen concentraciones de SiO_2 de 40 a 50% en peso, de MgO de 7 a 15% en peso, de Al_2O_3 de 11 a 19 % en peso, de $FeO_{(total)}$ de 8 a 13% en peso, de Na_2O de < 5 % en peso, de K_2O de < 0.5% en peso y de P_2O_5 de < 0.1% en peso.

Los valores de pérdida por ignición varían de 4.4% a 11.3%. La movilidad de elementos mayores, estimada por el Índice Numérico de Alteración, tiene valores de 45-96. Estos valores concuerdan con los bajos valores para el Índice de Alteración Química de 25-63 y el Índice de Alteración de Plagioclasa de 25-64.

El número de magnesio ($Mg\# = MgO_{mol}/(MgO_{mol} + FeO_{tot}) * 100$) en las rocas metavolcánicas varía entre 48 y 67, valores que indican una fuente magmática con características de magma primitivo y menos fraccionado hasta una fuente evolucionada (Fig. 4.23). La metalava almohadillada y el metabasalto masivo de los altos de Aramberri y Bustamante tienen concentraciones altas de TiO_2 que varían desde 2.4% hasta 3.3% en peso. Estas concentraciones contrastan con las bajas concentraciones de TiO_2 de 0.1% a 1.8% en peso del metabasalto masivo y flujo metabasáltico de los cañones Peregrina y Novillo (Fig. 4.23).

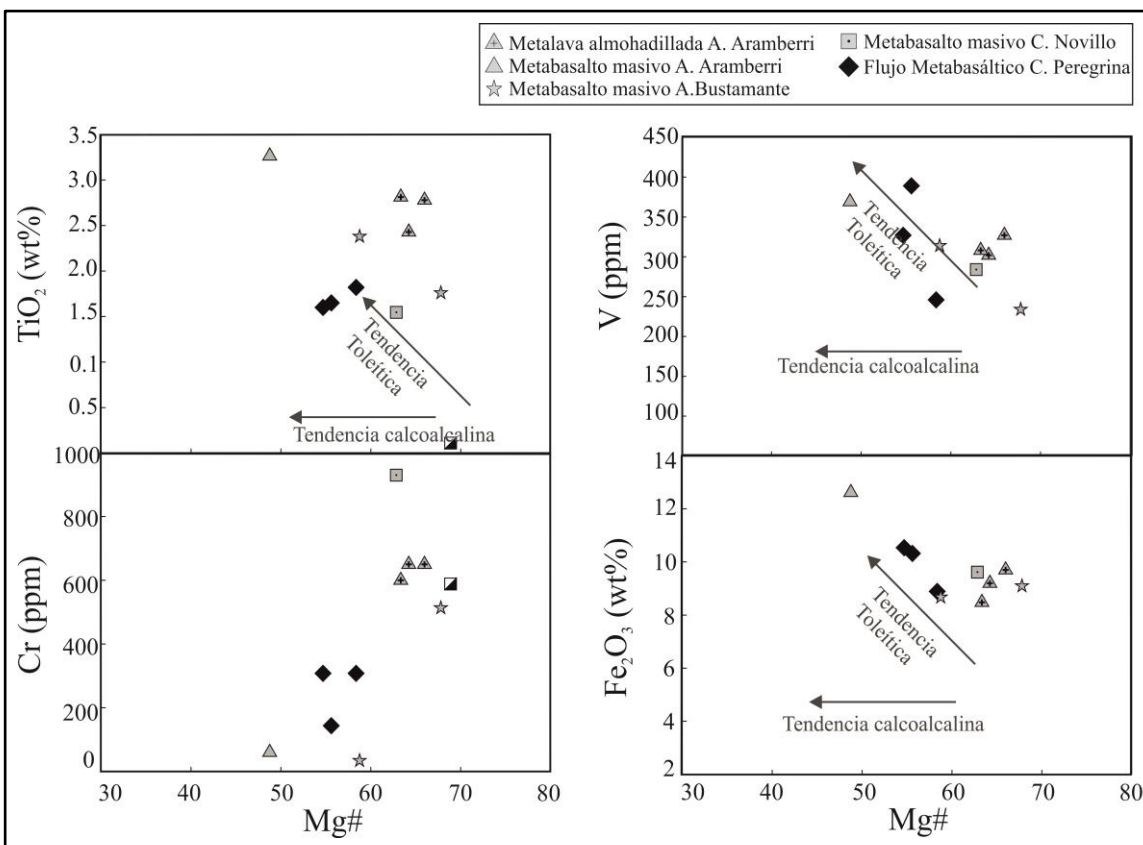


Fig. 4.23 Diagrama multielemental de variación de Mg# vs elementos incompatibles para las rocas metavolcánicas. Las tendencias toleítica y calcoalcalina son basadas en Miyashiro (1974).

Elementos traza

La composición de elementos traza en las rocas procedentes de los altos de Bustamante y Aramberri son similares. Mientras que la composición de estos elementos es diferente para las rocas del cañón Novillo y Peregrina. Todas las muestras analizadas tienen tendencias toleíticas. En general las muestras presentan enriquecimiento en TiO_2 , Fe_2O_3 y en el elemento traza V (Fig. 4.23). Las concentraciones de Cr y Ni correlacionan positivamente con el número de magnesio, mientras que V y Fe_2O_3 se correlacionan negativamente (Fig. 4.23 y apéndice).

Las rocas de los altos de Bustamante y Aramberri están enriquecidas en los elementos incompatibles Sr, K, Rb y Ba, así como en los elementos de alto potencial iónico Th, Ta, Nb y Ce con respecto a basalto de dorsal oceánica (MORB; Fig. 4.24a y b). Las concentraciones de los elementos P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb son similares a MORB. Las rocas del alto de Aramberri están empobrecidas en K (0.07-0.3 ppm) y particularmente enriquecidas en Ba (0.8-7 ppm; Fig. 4.24a). Las rocas de los altos de Bustamante y Aramberri tienen afinidad alcalina, la cual es definida por la relación Ti/V que presenta valores de 45 a 55. (Fig. 4.25a). Esto concuerda con los valores de Zr/Ti de 0.01 y Nb/Y de 0.80 - 1.4 (Fig. 4.25b). Una fuente de manto enriquecido es indicada por los valores de Zr/Y de 6-8 y Zr/Nb de 4-9 (Fig. 4.26a). Los valores de los elementos incompatibles Hf/Th, oscila entre 1.5 y 3.1 mientras que la relación Th/Nb es de 0.08-0.1 Fig. 4.26b). Estos valores son típicos para basalto de isla oceánica. Los valores de Nb/Ta de 13-16 y Hf/Zr de 31-39, concuerdan con una fuente de manto oceánico enriquecido. Los valores de $\Delta\text{Nb} \#$ ($1.74 + \log(\text{Nb}/\text{Y}) - 1.92 \times \log(\text{Zr}/\text{Y})$) en el metabasalto y la metalava almohadillada varían entre 0.0 y +0.4, estos valores coinciden con los valores de $\Delta\text{Nb} \#$ para MORB enriquecido (E-MORB; Fig. 4.26c). Las rocas de los altos de Bustamante y Aramberri están enriquecidas en elementos de tierras raras (REE) con respecto a condrita (Fig. 4.27a y b). El metabasalto y la metalava almohadillada presentan valores de LaN/YbN de 4.8 a 8.8 y LaN/SmN de 0.16 a 2.6 (N= valores normalizados a partir de Sun & McDonough, 1989). Las rocas analizadas de los altos de Bustamante y Aramberri no presentan anomalías de europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9-1.1$). Las rocas de los altos de Bustamante y Aramberri tienen valores de LaN/SmN > 0.8. Este valor está relacionado a fuentes de dorsal oceánica enriquecida (cf. Mahoney et al., 2002).

Las rocas de los cañones Peregrina y Novillo tienen concentraciones de elementos traza distinta a la de las rocas de los altos de Bustamante y Aramberri. Los elementos K (flujo metabasáltico), Rb (flujo metabasáltico y metabasalto masivo) y Ba (metabasalto masivo) tienen valores altos de desviación con respecto a MORB (K=0.2-1, Rb=0.4-5, Ba= 3; Fig. 4.24c y d). De acuerdo a los valores de Zr/Ti de 0.01 y Nb/Y de < 0.4 las rocas del cañón Peregrina y Novillo tienen afinidad subalkalina (Fig. 4.25b). Esta

afinidad concuerda con los valores de Ti/V de 29-44, los cuales indican una composición similar a la de basalto de piso oceánico (cf. Vasconcelos et al., 2001; Fig. 4.25a). Estos valores difieren a los valores de concentración de elementos traza de las rocas enriquecidas de los altos de Bustamante y Aramberri. Las rocas del cañón Peregrina y Novillo tienen valores bajos de Zr/Y de 0.9-3 y valores altos de Zr/Nb de 14-53, lo cual hace referencia a una fuente de manto empobrecido para estas rocas (Fig. 4.26a). Las rocas del cañón Peregrina y Novillo tienen valores de Hf /Th de 4.4 a 14 y Th/Nb 0.08 a 0.15, que son típicos para MORB (Fig. 4.26b). Los valores de Nb/Ta de 13-20 y Hf/Zr de 35 de las rocas del cañón Peregrina y Novillo son más altos que para las rocas de los altos de Bustamante y Aramberri. Las rocas analizadas del cañón Peregrina y Novillo tienen valores de $\Delta Nb < 0$ (-0.4 a -0.1; Fig. 4.26c y d). Las rocas del cañón Peregrina y Novillo tienen patrones de REE planos con respecto a condrita. Presentan valores de LaN/YbN de 0.74 - 1.7 y están parcialmente empobrecidos en REE, con valores de LaN/SmN de 0.60 a 1.4 (Fig. 4.27c y d). La excepción a esta tendencia en REE es el flujo metabasáltico del Cañón Peregrina (muestra CPS8). Esta muestra está enriquecida en REE con respecto a condrita. Tiene valores de LaN/YbN de 3.2, LaN/SmN de 1.5. El flujo metabasáltico CPS8 tiene valores altos de Hf/Zr de 41. Los valores de Eu/Eu* para las rocas del cañón Peregrina y Novillo son de 0.9-1.1 (Fig. 4.27d).

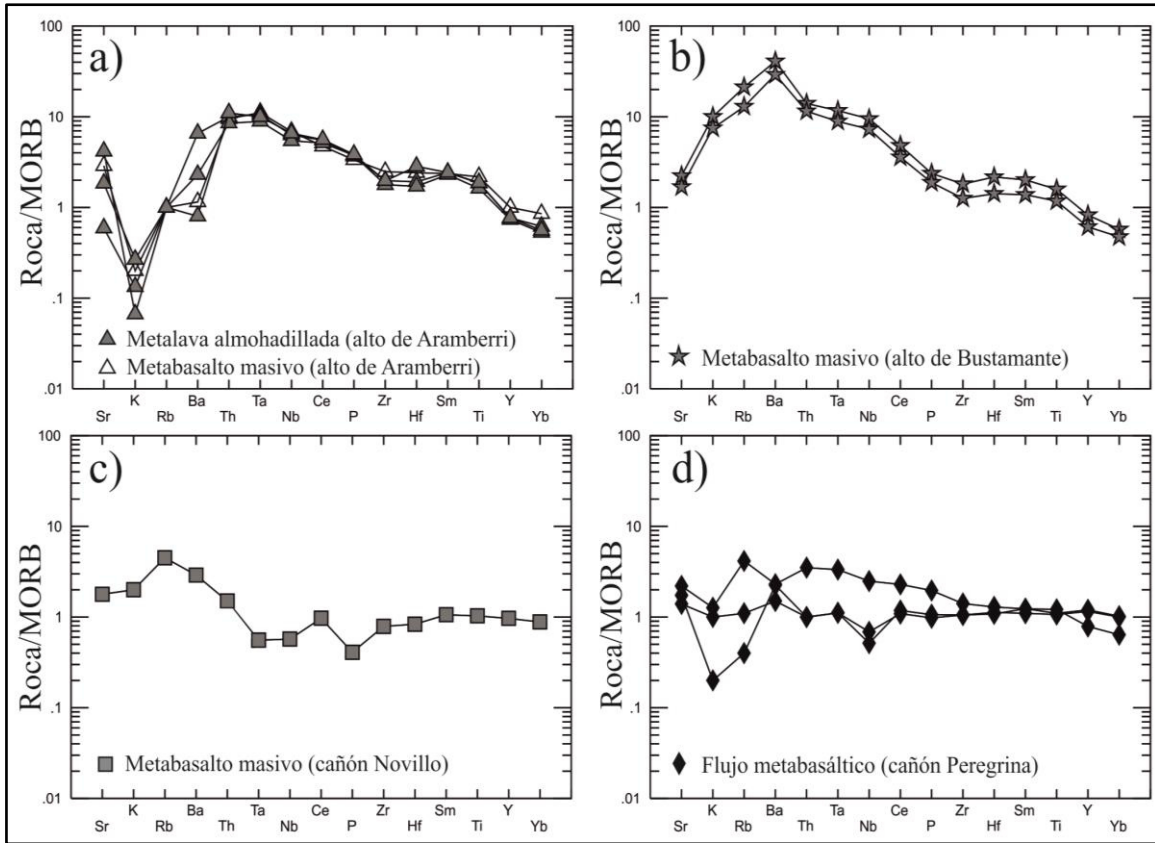


Fig. 4.24 Diagrama multielementos. MORB: basalto de cresta oceánica. Valores de normalización según Pearce (1983).

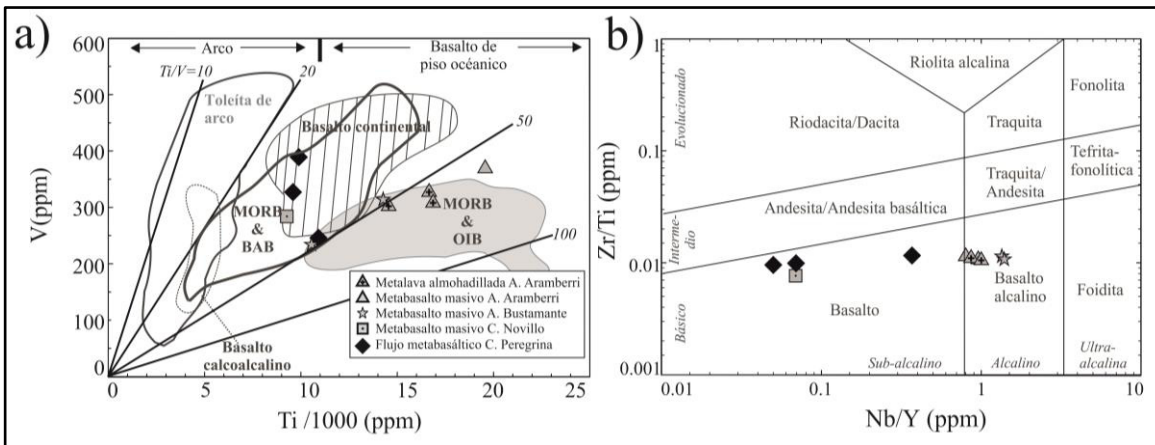


Fig. 4.25 a) Diagrama de discriminación para basaltos Ti vs V basado en Shervais (1982), b) Diagrama Zr/Ti vs Nb/Y para las rocas metavolcánicas basado en Winchester & Floyd (1977). BAB: basalto tras-arco, MORB: basalto de cresta oceánica, OIB: basalto de isla oceánica. Las líneas representan los valores de la relación Ti/V.

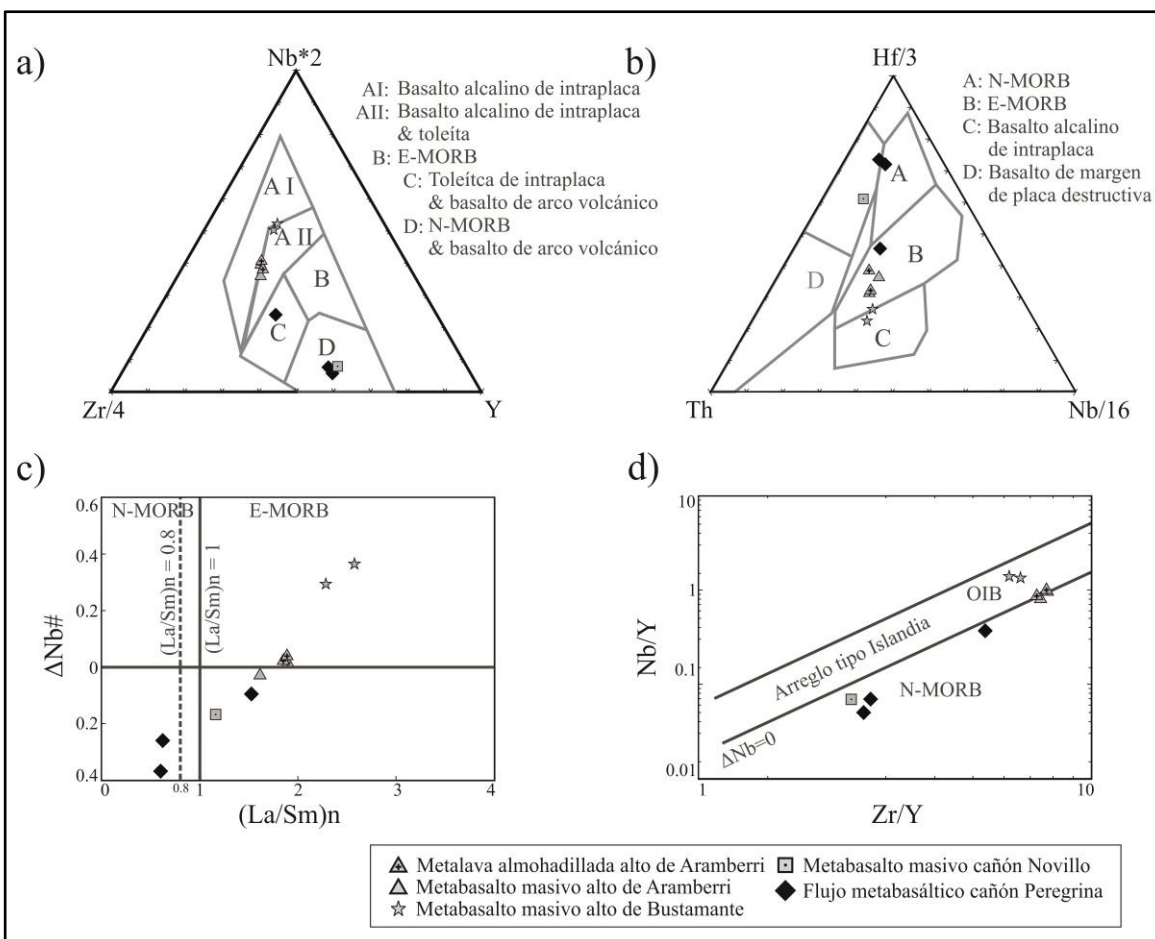


Fig. 4.26 Diagramas de discriminación tectonomagmática a) según Meschede (1986), y b) Wood (1980). MORB: basalto de cresta oceánica, OIB: basalto de isla oceánica, c) $\Delta Nb\#$ vs. $(La/Sm)_n$ (La/Sm normalizado a manto primitivo; Sun & McDonough, 1989). La línea vertical correspondiente a $(La/Sm)_n = 1$ separa a las rocas empobrecidas en LREE (<1) de rocas enriquecidas en LREE (>1); $(La/Sm)_n = 0.8$ (línea vertical punteada) corresponde al valor usado por Mahoney et al. (2002) para separar N- y E-MORB. d) Diagrama de variación Nb/Y y Zr/Y para basaltos tipo islandia y N-MORB (basado en Fitton et al., 1997, 2003) LREE: elementos de tierras raras ligeras, N-MORB: basalto de cresta oceánica normal, E-MORB: basalto de cresta oceánica enriquecido. $\Delta Nb\#$ ($1.74 + \log(Nb/Y) - 1.92 \times \log(Zr/Y)$).

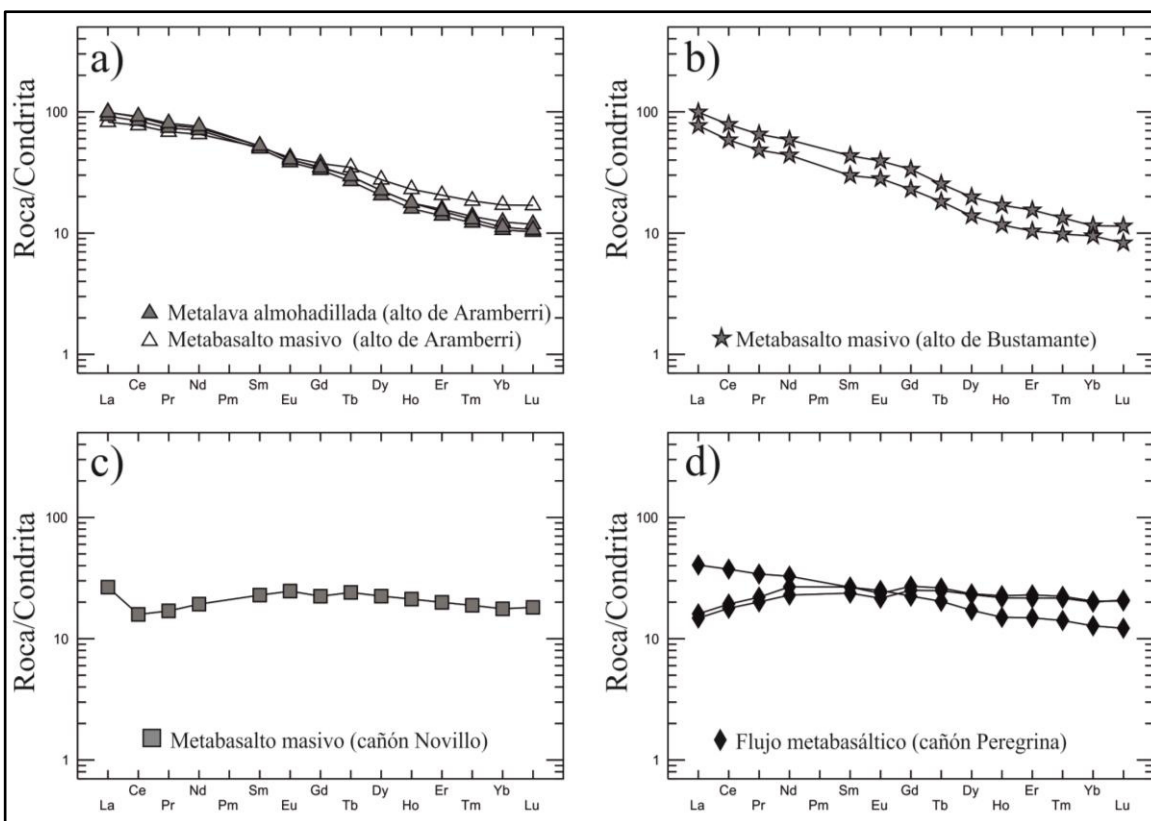


Fig. 4.27 Abundancias de elementos de tierras raras en las rocas metavolcánicas. Valores de normalización según Sun & McDonough (1989).

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

Los resultados de Ar-Ar obtenidos para tres alícuotas de muscovita de la muestra CPS11 son similares entre sí. La meseta de temperatura obtenida corresponde a edades de 299.6 ± 1.7 Ma (desviación media ponderada, MSWD= 1.67), 302.3 ± 1.9 Ma (MSWD= 0.51) y 298.7 ± 1.1 Ma (MSWD = 1.11; Fig. 4.28). Las mesetas obtenidas indican una liberación de ^{39}Ar del 85% para los escalones 3 a 9, del 59% para los escalones 12 a 14 y del 75% para los escalones 26 a 30. El promedio de estas tres edades es de 299.6 ± 4.1 Ma (MSWD = 5.4, probabilidad = 0.005), lo cual es considerado como la edad del metamorfismo en las rocas metavolcánicas.

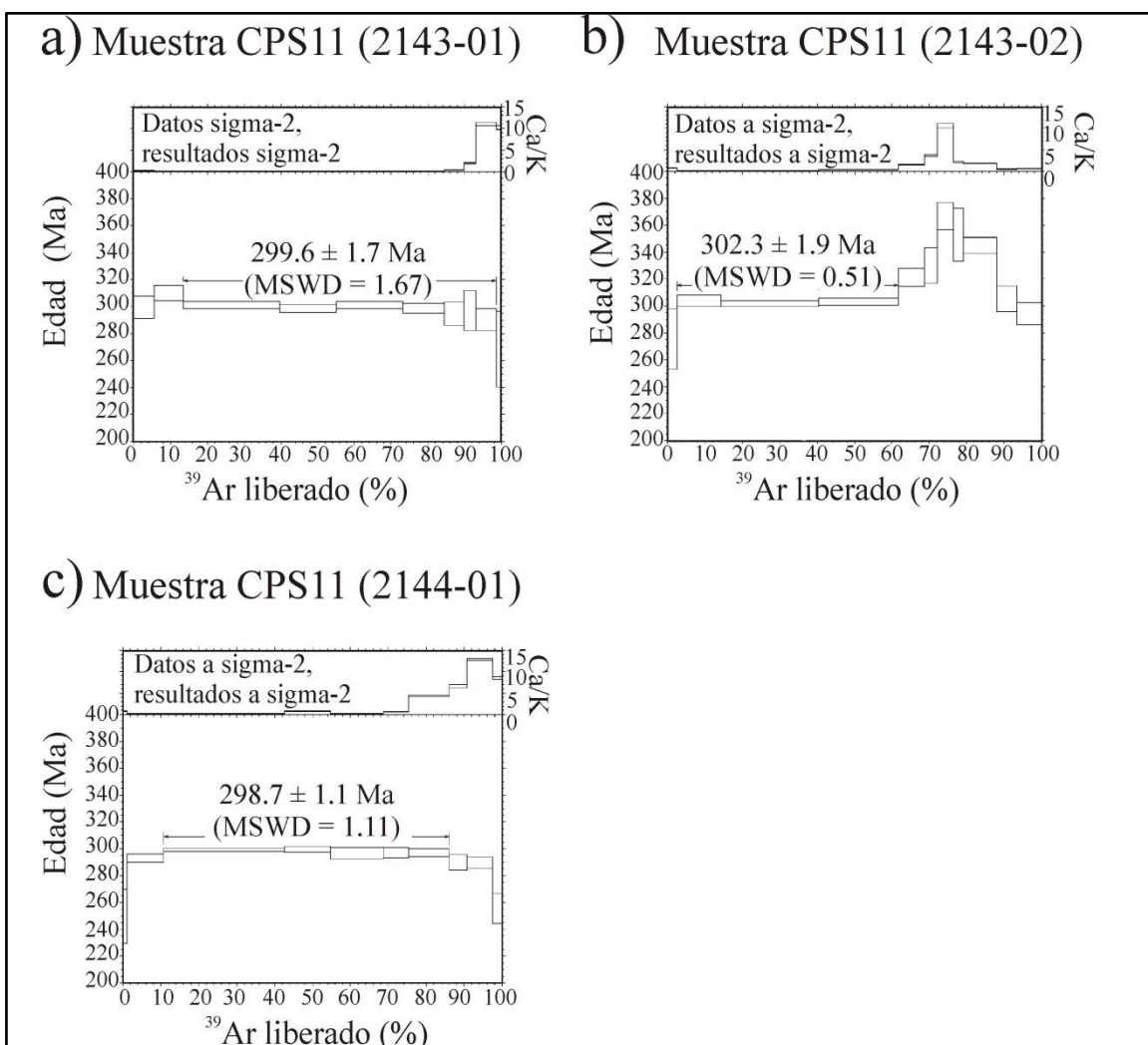


Fig. 4.28 Diagramas $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en muscovita para tres alicuotas del flujo metabasáltico muestra CPS11.

4.3 Rocas metaultramáficas

Las rocas metaultramáficas en el anticlinorio Huizachal-Peregrina afloran en los cañones Peregrina y Novillo, así como en el alto de Aramberri. Consisten de serpentinitas y metagabros y como cuerpos de talco con serpentinita. La descripción macroscópica de estas rocas se encuentra en el capítulo 3.

4.3.1 Composición petrográfica

Las rocas metaultramáficas consisten de los minerales metamórficos serpentina, clorita, anfíbol, granate y talco; fases opacas como cromita, magnetita y pentlandita y clinopiroxeno relicto (Tabla 4.3).

Tabla 4.3 *Coordenadas, litología, paragénesis y métodos de estudio en las rocas metaultramáficas del Esquisto Granjeno.*

Mta	Localidad	Coordenadas (UTM; WGS 84)	Litología	Composición	Mineralogía	Txt	Método
MS1	CN	14 0471798E, 262486N	Serpentinita	D-H	Lz+Mg+Chr+Stch	M	AG
MS2	CN	14 0471741E, 2622455N	Serpentinita	D-H	Lz+Mg+Chr+Stch+Cl+Chr	M	AG
MS3	CN	14 0471742E, 2622460N	Serpentinita	D-H	Lz+Mg+Cr	M	AG
MS4	CN	14 0471880E, 2623442N	Serpentinita	D-H	Lz+Czo+Ctl+Mg+Chr	A	AG
MS5	CN	14 0471713E, 2622424N	Serpentinita	D-H	Lz+Mg+Chr+Stch+Cl+Chr	M	AG
MS6	CN	14 0471713E, 2622426N	Serpentinita	ND	Lz+Mg+Chr	ML	AM, R
MC1	CN	14 0472424E, 2623276N	Metacumulato	D-H	Chl+Ab+Cpx+Grs+Qz	Cu- Gr	AG, AM
MT1	CN	14 0472194E, 2622918N	Talco	T	Lz+Mg+Chr+Ta	N	AG
MT2	CN	14 0471763E, 2623374N	Talco- serpentina	T	Ca+Tr+Cl+Srp	N	AG, AM
MS7	CP	14 0468618E, 2627290N	Serpentinita	D-H	Lz+Mg+Chr+Stch+Cl+Chr	M	AG
MS8	CP	14 0468616E, 2627285N	Serpentinita	D-H	Lz+Mg+Chr+Stch+Cl+Chr	M	AG
MS9	CP	14046893E, 2627654N	Serpentinita	D-H	Lz+Ctl+Do	A	AG
MT3	CP	14 0468973E, 2627246N	Talco- serpentina	D-H	Ta+Atg	Gr, N	AG
MS10	CP	14 0468616E, 2627280N	Serpentinita	D-H	Lz+Ca+Pn+Mg+ Chr	M	AG, AM, R
MS11	CP	14 0468616E, 2627285N	Serpentinita	D-H	Lz+Ca+Pn+Mg+ Chr	MF	AG
MT4	AA	14 0415564E, 2668563N	Talco	T	Qz+Ta+Ca+ Chl	D	AG
MT5	AA	14 0408800E, 2666595N	Talco- serpentina	T	Ta+Cl+Ca+Qz+Pn	Gr	AM
MT6	AA	14 0415346E, 2667980N	Talco- serpentina	T	Ta+Srp	A	AM

Tabla 4.3 *Coordenadas, litología, paragénesis y métodos de estudio en las rocas metaultramáficas del Esquisto Granjeno.*

Mta	Localidad	Coordendas (UTM; WGS 84)	Litología	Composición	Mineralogía	Txt	Método
<i>AA: alto de Aramberri, CN: Cañón Novillo, PC: Cañón Peregrina. D-H: dunita-harzburgita, T: talco. Ab: albita, Atg: antigorita, Ca: calcita, Cl: chlorita, Chr: cromita, Cpx: : clinopiroxeno, Ctl: crisotilo, Do: dolomita, Grs; grosularia, Lz: lizardita, Mg: magnetita, Qz: cuarzo, Ta: talco, Czo: clinozoisita, A: acicular, D: textura decusada, Cu-Gr: textura cumúlítica granular, Gr: textura granular, M: textura de malla con bastita, MF: textura de malla fibrosa, ML: textura de malla con listones de lizardita, N: textura nematoblástica. AM: análisis de microsonda, AG: análisis de geoquímica, R: espectroscopía Ramán. ND: no determinando, Mta: muestra, Txt: textura.</i>							

La serpentinita presenta textura pseudomórfica como a) textura acicular que consiste de lizardita fibrosa y clorita (0.25mm), b) textura de malla o enrejado con bastita de hasta 1 mm de diámetro. La bastita es bordeada por cristales de crisotilo y clorita (0.3mm; Fig. 4.29a), c) textura de malla fibrosa que consiste de lizardita acicular entrecruzada con una matriz de antigorita (Fig. 4.29b), d) textura de malla o enrejado con listones de lizardita (Fig. 4.29c) El núcleo del listón es reemplazado por carbonatos y/o talco. Además de estas texturas la serpentinita también presenta texturas no pseudomórficas donde la serpentina está orientada, definiendo la foliación. Presenta escamas interpenetradas definiendo una textura en llama. Los constituyentes más habituales de esta textura son la antigorita, y en menos casos el crisotilo (Fig. 4.29d). Además de las texturas descritas se reconoce textura vetiforme, donde las vetillas son rellenadas por cristales de crisotilo y estichtita. En todas las muestras es posible reconocer fases minerales opacas. Estas fases opacas consisten de cristales fracturados de cromita, magnetita y pentlandita de hábito granular (0.4mm; Fig. 4.29e y f).

El metacumulato presenta textura pseudomórfica cumúlítica con sectores de textura granular. Se compone por porfidoclastos fuertemente deformados con macla curvada de diópsido relicto de hasta 6mm. Cristales de diópsido recristalizado, anfíbol tabular y grosularia poligonal Fig. 4.29g y h) inmersos en una matriz de clorita.

Las rocas de talco presentan textura nematoblástica, granular y decusada. Estas rocas están dominadas por porfidoblastos tabulares de talco de entre 0.30mm y 0.5mm de espesor, tremolita subhedral y calcita granular (<0.33mm-0.5mm). La matriz consiste de talco y clorita fibrosa (<0.15 mm; Fig. 4.29i y j).

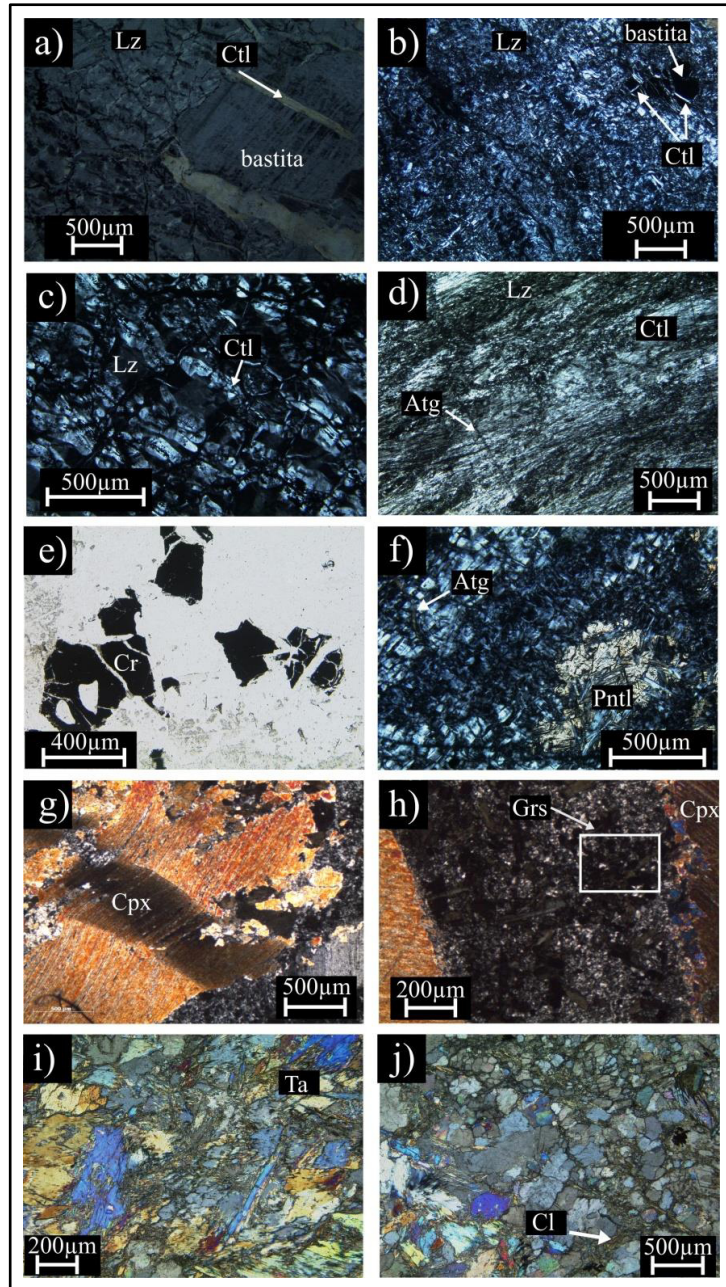


Fig. 4.29 Microfotografías representativas de las rocas ultramáficas. a) Textura de malla con bastita en serpentinita (MS6; nícoles cruzados), b) textura de malla fibrosa (MS10, nícoles cruzados), c) textura de malla con listones de lizardita (MS6; nícoles cruzados), d) textura no pseudomórfica (MT3, nícoles cruzados), e) cromita xenomórfica en serpentinita (MS6, nícoles paralelos), f) cristal xenomórfico de pentlandita con antigorita (MS10, nícoles cruzados), g) textura pseudomórfica cumulítica con sectores de textura granular. Porfidoclasto diópsido relicto con macla curvada (MC1, nícoles cruzados) h) cristales de diópsido recristalizado y grosularia poligonal (MC1, nícoles cruzados), i) textura nematoblástica con porfidoblastos de talco (MT2, nícoles cruzados), j) textura granular en talco con matriz de clorita (MT2, nícoles cruzados).

4.3.2 Composición química-mineral

Serpentina

La composición química de la serpentina se encuentra en el apéndice. La serpentina de los cañones Novillo y Peregrina tienen concentraciones de SiO_2 que varía entre 36.7 y 44.82%, de MgO 35.41 - 41.03%, de FeO 1.58 - 7.18%, de Al_2O_3 0.56-4.77% y de Cr_2O_3 1.15-5.87%. La serpentinita del alto de Aramberri tiene concentraciones de SiO_2 que varía entre 29.2 y 32.1%, de MgO 25.61-26.44%, de FeO 10.96-11.86%, de Al_2O_3 13.61-16.7% y de Cr_2O_3 1.15-2.07%.

El número de magnesio (#Mg) de la serpentina de los cañones Novillo-Peregrina varía entre 0.90 y 0.98 mientras que en el alto de Aramberri varía entre 0.80 y 0.91. El contenido de Si en las muestras de serpentina de los cañones Novillo-Peregrina varía entre 3.57 apfu y 4.19 apfu, mientras que la serpentina del alto de Aramberri tienen un contenido de Si que varía entre 2.96 apfu y 4.06 apfu. Todas las muestras de serpentina tienen valores de Mg/Si que varían entre 1.2 y 1.5. Lizardita y crisotilo son las especies del grupo de la serpentina que se presentan en las rocas, sin embargo se identifica una menor abundancia de antigorita (Fig. 4.30).

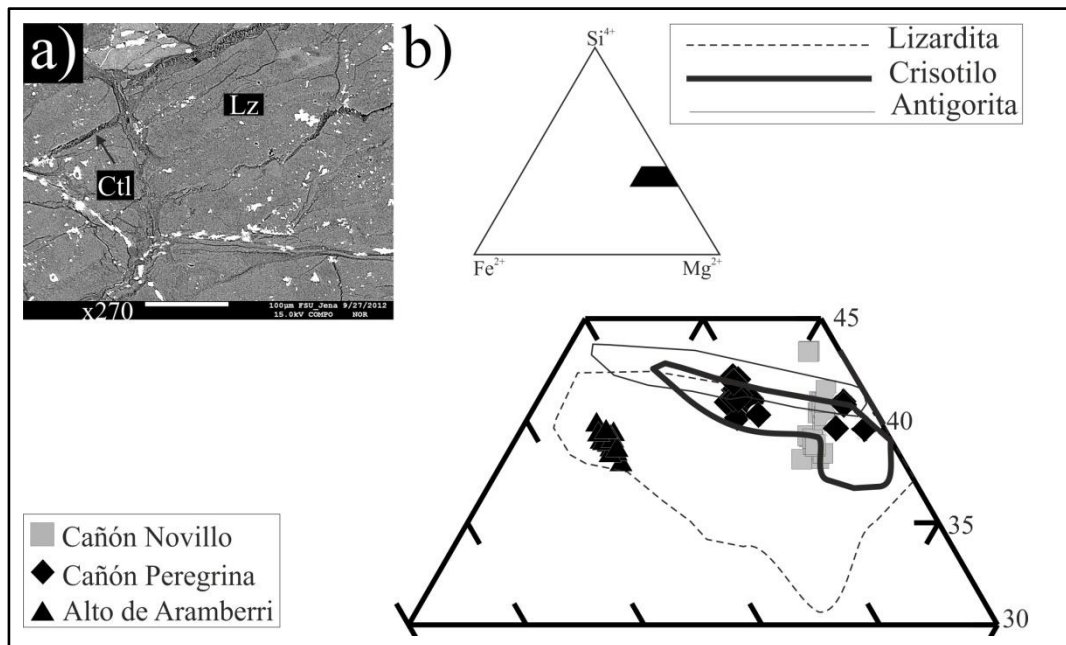


Fig. 4.30 a) Imagen de SEM retrodispersada de crisotilo y lizardita en serpentinita (muestra CNS2), b) clasificación de la serpentina de acuerdo a la relación de los cationes Si^{4+} , Fe^{2+} y Mg^{2+} , según Page (1968). Ctl: crisotilo, Lz: lizardita

De acuerdo a los resultados de espectroscopía Ramán los cristales que forman listones en la muestra MS6 generan espectros de intensidad Ramán característicos de lizardita con picos de intensidad a los 688cm^{-1} , 381cm^{-1} , 640cm^{-1} y 517cm^{-1} (Fig. 4.31). En la misma muestra las bandas que bordean a la bastita, generaron espectros característicos de crisotilo a los 695cm^{-1} , 640cm^{-1} y 384cm^{-1} (Fig. 4.31). En la muestras MS10 los cristales que rellenan las vetillas que bordean a los crisatles de lizardita generaron picos de intensidad a los 1042cm^{-1} , 682cm^{-1} , 630cm^{-1} , 375cm^{-1} y 529cm^{-1} que corresponden a antigorita (Fig. 4.31).

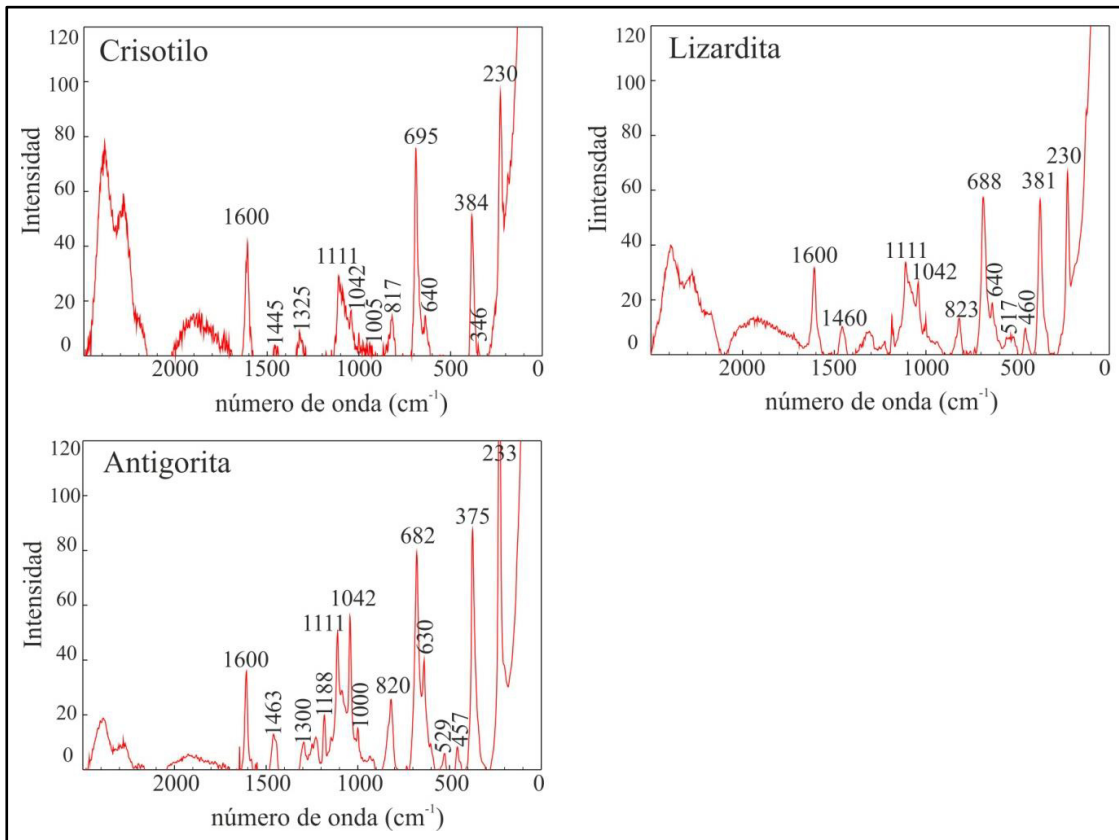


Fig. 4.31 Espectros de intensidad Ramán para los minerales del grupo de la serpentina.

Clorita

La clorita ocurre en el metacumulado y el talco del cañón Novillo y alto de Aramberri como cristales tabulares y elongados. En todas las muestras la clorita se presenta como matriz fina, bordeando a la bastita (Fig. 4.32a), a los cristales de cromita y relleno de vetillas. La clorita se ha formado como producto del reemplazamiento del piroxeno y olivino.

El contenido de clorita en el metacumulato es de Fe/(Fe+Mg) de 0.1 apfu y de Si de 3.0 apfu (Fig. 4.32b). El contenido de clorita en el talco del cañón Novillo es de Fe/(Fe+Mg) de 0.2 apfu y un contenido de Si de 4.2 apfu, que corresponde a una composición de serpentina (Fig. 4.32b). El contenido de clorita en el talco del alto de Aramberri tiene valores de Fe/(Fe+Mg) de 0.25-0.33 apfu y un contenido de Si 2.90-3.48 apfu que corresponde a una composición de picnoclorita y diabanita (Fig. 4.32b).

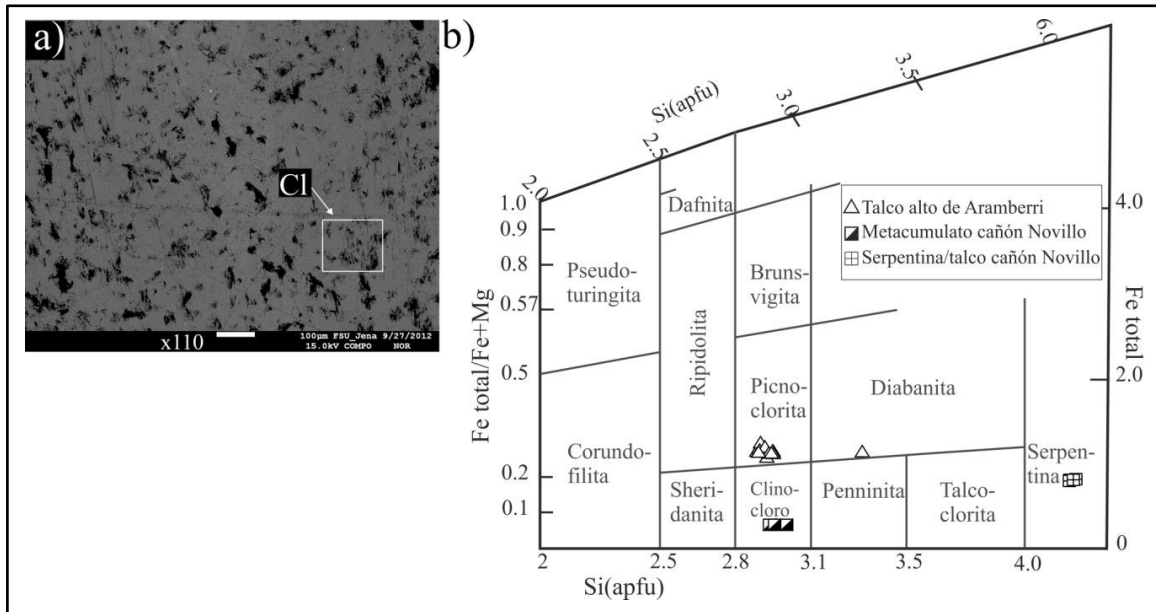


Fig. 4.32 a) Imagen de SEM retrodispersada de clorita fibrosa en talco (muestra MT3). Cl:clorita, b) representación de Si vs Fe total/(Fe+Mg) (apfu) de las cloritas en estudio según Hey (1954). Cl: clorita

Geotermómetro de clorita

La clorita analizada a partir del metacumulato del cañón Novillo, tiene un contenido de Al^{IV} de 0.93-1.05 apfu. Esto concuerda con la temperatura de cristalización obtenida de 253-276°C (n=4; apéndice; cf. Cathelineau, 1988). La clorita analizada en el talco del alto de Aramberri y tiene un contenido de Al^{IV} de 0.67-1.32 apfu que corresponde a valores más altos de temperatura de 271-293°C (n=13).

El contenido de clorita en todas las muestras analizadas tiene relaciones de Fe/(Fe+Mg) con valores de < 0.6. Esta característica fue tomada en consideración para los cálculos de temperatura basados en Jowett (1991). De acuerdo a estos cálculos las temperaturas obtenidas para la cristalización de la clorita son aproximadamente 30°C más altas que los valores de temperatura obtenidos por el termómetro de Cathelineau (1988).

Piroxeno

El clinopiroxeno relicto presente en el metacumulato del cañón Novillo consiste de diópsido y presenta una composición $Wo_{45-50}En_{43-50}Fs_{5-15}$ (n= 60 Fig. 4.33; apéndice).

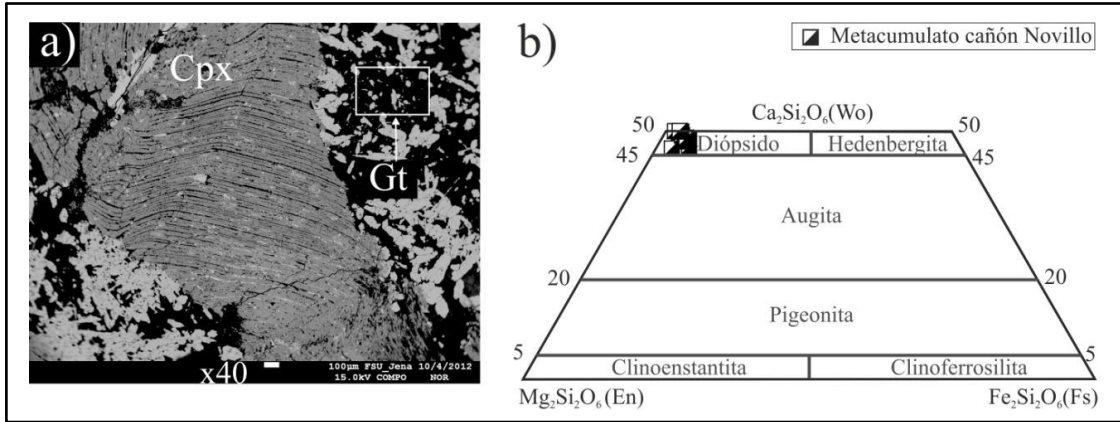


Fig. 4.33 a) Imagen de SEM retrodispersada de diópsido metacumulato (muestra CNS14), b) composición de piroxeno según Morimoto (1988). Cpx: clinopiroxeno, Gt: granate.

Granate

Fue reconocido granate solamente en la muestra de metacumulato CNS14 del cañón Novillo (Fig. 4.34a). Este presenta una composición de grosularia ($Py_{8-14}Alm_{3-6}Gs_{80-88}$) (n=15; Fig. 4.34a; apéndice). Ocurre en presencia de diópsido y clorita.

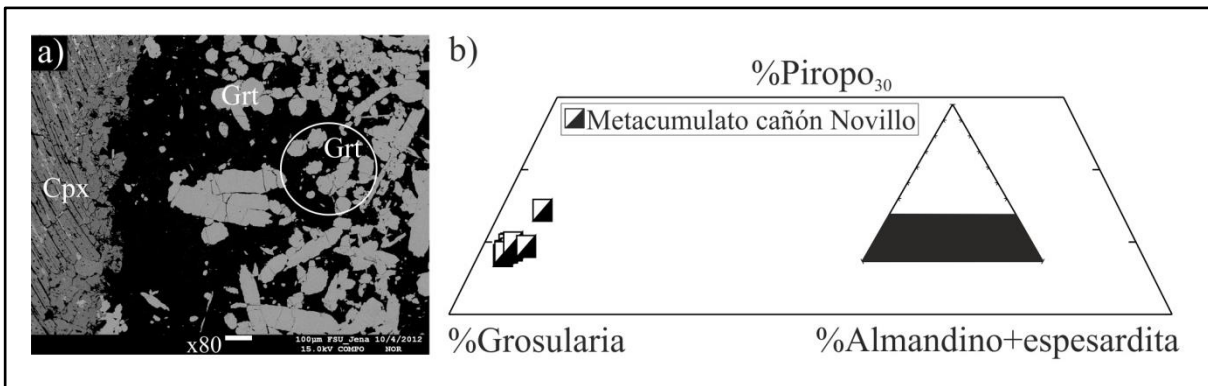


Fig. 4.34 a) Imagen de SEM retrodispersada de granate y diópsido en metacumulato (muestra CNS14), b) clasificación de granate según Morimoto (1998). Cpx: clinopiroxeno, Gt: granate.

Talco

Se identificaron cristales de tabulares y fibrosos de talco puro (Fig. 4.35) en las muestras de serpentinita y de talco. Ocurren rellenando vetillas en la serpentinita del cañón Novillo y Peregrina y a lo largo de fracturas en el talco del alto de Aramberri. Los cristales de talco tienen un contenido de Si de 7.7 apfu, de Mg de 4.02-4.09 apfu, bajo contenido de Fe de 0.37-0.43 apfu y un contenido de Al < 0.07 apfu (apéndice). El valor del #Mg es alto y varía de 0.90 a 0.92 (apéndice). En las muestra de talco del alto de Aramberri los cristales de talco ocurren en presencia de ortopiroxeno.

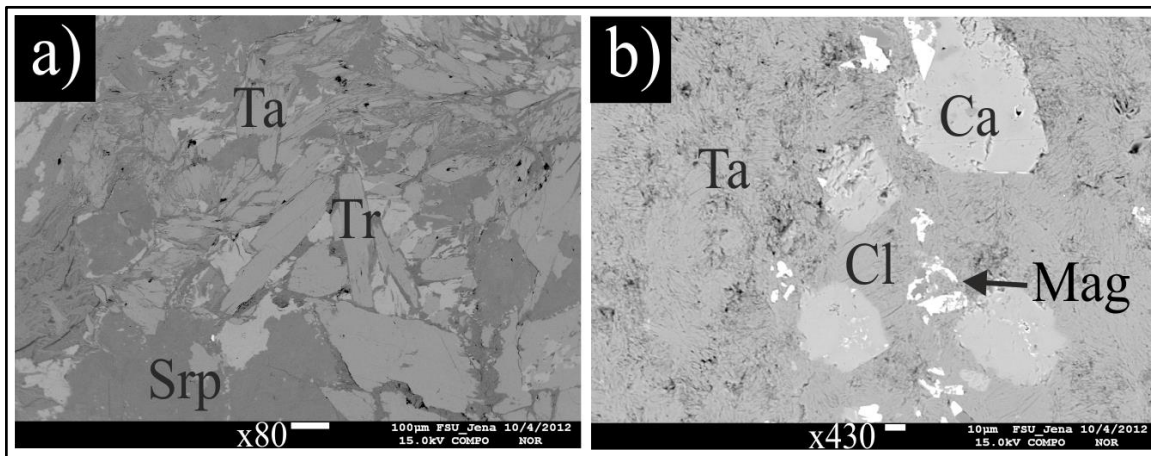


Fig. 4.35 Imágenes de SEM retrodispersadas de rocas de talco a) textura nematoblástica con porfidoblastos de talco (Ta), tremolita (tr) y serpentinita (Srp) en una matriz de talco clorita (Cl) fina, b) calcita (Ca) hipidiomórfica y magnetita (Mag) en una matriz de talco y clorita.

Anfíbol

Se reconocieron cristales en las muestras de talco del cañón Novillo (Fig. 4.36a). El anfíbol ocurre como fenocristales subhedrales incoloros, verde y café y reemplazando clinopiroxeno relicto. Ocurren en presencia de clorita y cristales secundarios de dolomita y calcita. El anfíbol presenta composición cálcica (apéndice). El contenido de anfíbol es dominado por tremolita, actinolita y ferroactinolita (Fig. 4.36b). La tremolita tiene relaciones de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ que varía de 0.93-0.98, mientras la actinolita tiene valores de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ de 0.53-0.66. La ferroactinolita presenta valores bajos de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ de 0.40-0.47. La presencia de anfíbol indica un metamorfismo progresivo (cf. Deer et al., 2013).

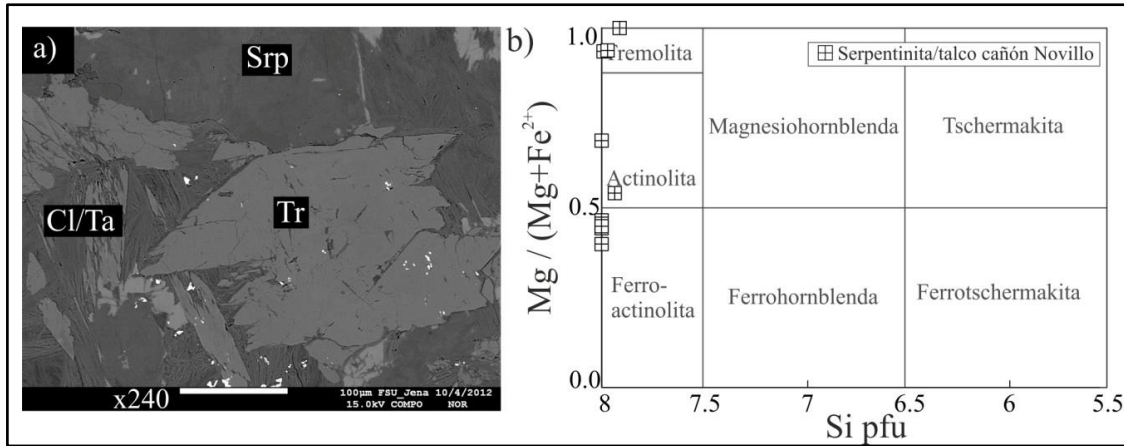


Fig. 4.36 a) Imagen de SEM retrodispersada de porfidoblastos tremolita (Tr) en una matriz de clorita (Cl), talco (Ta) y serpentina (Srp), **b)** Composición de anfíbol cálcico parámetros del diagrama: $CaB \geq 1.50$; $(Ca + Na)A \geq 0.50$; $CaA < 0.50$ basado en Leake et al., 1997.

Espinela

La cromita ocurre como cristales con hábitos protogranular y amoeboidal. Se reconoce en las muestras de serpentinita de los cañones Peregrina y Novillo. Se reconocieron tres tipos de espinela a) espinela zonada con núcleos de tonalidad rojiza y bordes de tonalidad oscura que corresponden a ferritcromita, b) cristales de hábito granular de ferrochromita y c) cristales de tonalidad rojiza que corresponden a cromita pura.

La composición de la cromita se presenta en el apéndice. De acuerdo a los valores de $Cr^{3+} = \leq 0.53$ apfu, de $Fe^{3+} = 0.46-0.93$ apfu y de $Al^{3+} = \leq 0.04$ apfu la composición de espinela corresponde a ferritcromita (Fig. 4.37c). El número de cromo ($\#Cr (Cr/Cr+Al)$) presenta valores de 0.93-1.00; el número de magnesio ($\#Mg (Mg/Mg+Fe^{2+})$) presenta valores de 0.01-0.52 y valores de TiO_2 de 0.16-0.59 wt%, similar a los valores de espinela metamórfica (Aswad et al., 2011).

El núcleo de los cristales de espinela preservan la composición de la espinela primaria y presentan valores de $\#Cr (Cr/Cr+Al)$ de 0.48-0.55, valores altos de $\#Mg$ de 0.57 de 0.71 y bajo valores de $TiO_2 < 0.37$ wt%. De acuerdo a los datos obtenidos por Ehrlicke, 1998 el contenido de $Cr^{3+} = 0.64-0.65$ apfu, de $Fe^{3+} = 0.33-0.53$ apfu y de $Al^{3+} = 0.01$ apfu, la cromita corresponde a cromita rica en Al (Fig. 4.37c).

Magnetita

Los cristales de magnetita ocurren como bordes de zonación en cromita y ferritcromita (Fig. 4.37a) y como cristales de hábito granular irregular (Fig. 4.37b). De acuerdo al contenido de $Cr^{3+} = \leq 0.33$ apfu, de $Fe^{3+} = 0.67-0.99$ apfu y el bajo contenido de Al^{3+} estos cristales se pueden clasificar como magnetita pura y

magnetita enriquecida en cromo. El valor de #Cr (Cr/Cr+Al) varía entre 0.99 y 1.00; el valor de #Mg (Mg/Mg+Fe²⁺) varía entre 0.02 y 0.25; el contenido de TiO₂ varía entre 0.01 y 0.20 wt% (apéndice).

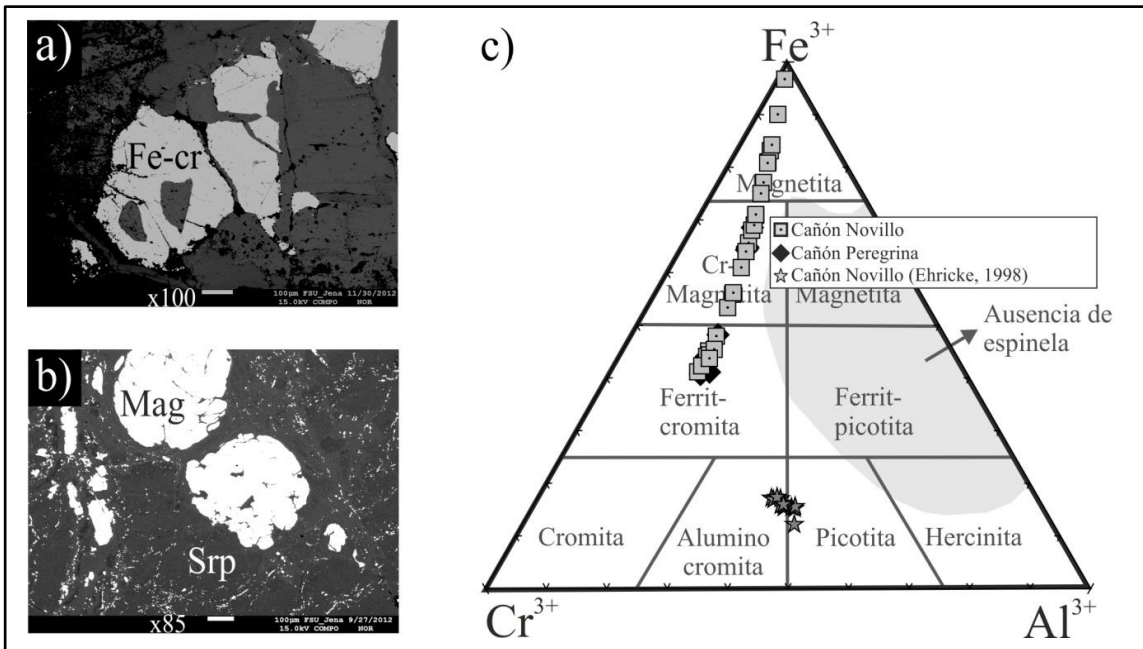


Fig. 4.37 a) Imagen de SEM retrodispersada de ferritcromita (Fe-cr: ferritcromita, muestra CNS2), b) imagen retrodispersada de magnetita granular (Mag: magnetita, Srp: serpentina, muestra CPS22), c) clasificación de espinela según Dick & Bullen, 1984.

Pentlandita

La pentlandita ocurre como cristales fracturados irregulares (Fig. 4.38), en presencia de lizardita y antigorita. Presenta valores de FeO%=34.92 wt% y NiO%=33.33 wt% (apéndice).

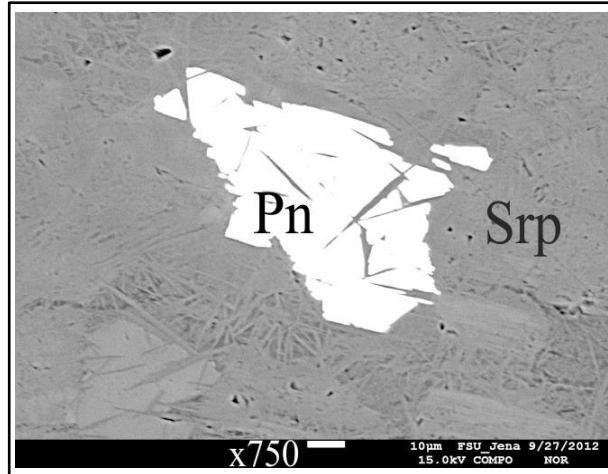


Fig. 4.38 Imagen retrodispersada de cristal fracturado de pentlandita (Pn) y de cristales hipidiomórficos de serpentina (Srp).

4.3.3 Química de roca total

Elementos mayores

La serpentina del cañón Peregrina presenta MgO= 33.87-34.84% en peso, SiO= 38.18-42.76% en peso, FeO= 6.71-7.48% en peso, Al₂O₃= 0.97-1.51% en peso y CaO= < 2.34% en peso, mientras que las serpentinitas del cañón Novillo tienen valores más bajos de MgO = 15.7-39.11% en peso, SiO₂= 36.17-45.06% en peso, FeO= 2.64-11.22% en peso, Al₂O₃= 0.76-13.42% en peso y valores mpas altos de CaO=< 21.57% en peso. Las muestras de serpentina de ambas áreas presentan número de magnesio ($\#Mg = \frac{MgO_{mol}}{(MgO_{mol} + FeO_{tot})} * 100$) similares, que varían entre 85.04 y 98.19.

El metacumulato del cañón Novillo tiene MgO= 15.41% en peso, SiO₂= 40.32% en peso, FeO= 2.39-11.22 % en peso, Al₂O₃= 13.8% en peso y CaO=< 22.19% en peso. La muestra presenta una concentración alta de CaO lo cual concuerda con la presencia de clinopiroxeno y granate. La alta concentración de Al₂O₃ se asocia con la presencia de clorita. El bajo valor del #Mg de 68.88 contrasta con el alto valor del #Mg de las serpentina.

De acuerdo a la proporción modal de Al₂O₃=< 0.13, CaO=< 0.45 y MgO= 0.30-0.97 de las serpentinitas de los cañones Novillo y Peregrina así como del metacumulato del cañón Novillo, los protolitos de estas rocas corresponden a dunita y harzburgita (Fig. 4.39).

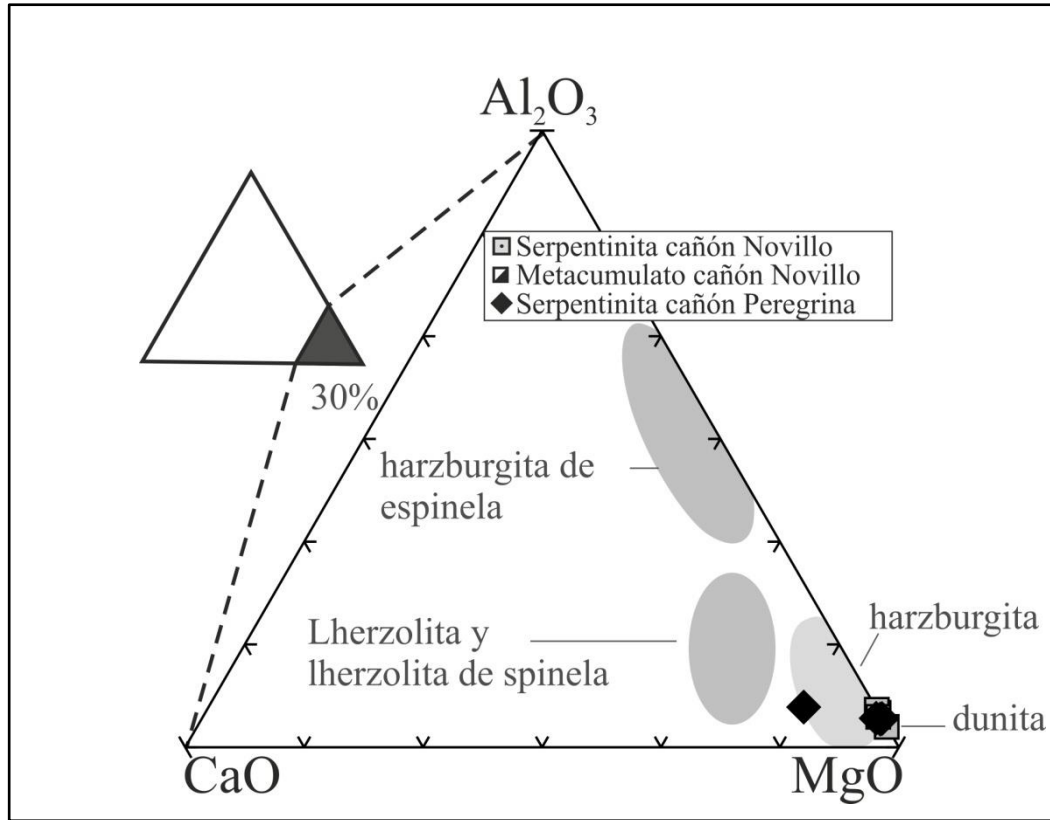


Fig. 4.39 Relación de la serpentinita y sus protolitos. Según Li et al., 2004.

Las rocas de talco de los cañones Novillo y Peregrina tienen $\text{MgO} = 25.84\text{-}33.31\%$ en peso, $\text{SiO}_2 = 42.85\text{-}61.35\%$ en peso, $\text{FeO} = 3.70\text{-}6.47\%$ en peso, $\text{Al}_2\text{O}_3 = < 1.17\%$ en peso y $\text{CaO} = < 2.03\%$ en peso, mientras que las rocas de talco del alto de Aramberri tienen $\text{MgO} = 26.02\%$ en peso, $\text{SiO}_2 = 30.79\%$ en peso, $\text{FeO} = 9.79\%$ en peso, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18.81\%$ en peso y $\text{CaO} = 0.25\%$ en peso. El valor del $\#Mg$ en las rocas de talco de ambas localidades varían de 82.56 hasta 92.55.

Magma parental

De acuerdo a la ecuación de Maurel & Maurel (1982) y Pagé & Barnes, (2009); los magmas que generaron los protolitos de las serpentinitas de los cañones Novillo y Peregrina tienen un contenido de Al_2O_3 que varía entre $14.7\%\text{-}16\%$ y un contenido de TiO_2 que varía entre 0.32% y 0.54% , (apéndice). De acuerdo a la ecuación de Hellebrand et al. (2001) los protolitos de las serpentinitas fueron afectados por un porcentaje de fusión parcial del 17% hasta 18% .

Elementos traza

El metacumulato y las serpentinitas del cañón Novillo y Peregrina tienen valores de Cr de 96-5543 ppm, Ni de 104-4004 ppm y Co 10.53-26.07 ppm.

Las rocas de talco de los cañones Novillo y Peregrina tienen valores de Cr de 82 ppm - 2320 ppm, de Ni de 159-1337 ppm y de Co de 26.6-61.3 ppm. Mientras que las rocas de talco del alto de Aramberri tienen valores similares de Cr de 14-1896 ppm, altos valores de Ni de 234-2094 ppm y de Co de 18.8-93.4 ppm.

Las muestras de serpentinita y metacumulato de los cañones Novillo y Peregrina tienen relaciones de Ni/Co que varían entre 10.53 y 26.07. Las rocas de talco de las mismas áreas presentan bajas relaciones de Ni/Co de 5-98, mientras que las rocas de talco del cañón Novillo y del alto de Aramberri tienen valores que varían entre 12.42 y 22.42.

Las rocas de talco del alto de Aramberri están enriquecidas en elementos traza incompatibles Cs (0.1 ppm), U (2.8 ppm), y Zr (2.16 ppm) en comparación con el manto primitivo. Estas mismas rocas están empobrecidas en Pb (1.3 ppm) y Sr (8.7 ppm; Fig. 4.40a) en comparación con el manto primitivo. Las rocas de talco y las serpentinitas de los cañones Peregrina y Novillo están enriquecidas en los elementos traza incompatibles Cs, U y K, y son empobrecidas en Ba (1-15 ppm), Sr, Pb (0.1-13.8 ppm), Zr (0.1-59.6 ppm) y Ce (0.1-1.9 ppm) en comparación con el manto primitivo (Fig. 4.40a-c).

Las rocas de talco del alto de Aramberri tienen abundancias altas de elementos de tierras raras (REE). Estas rocas presentan un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con una relación $La_N/Yb_N = 19.95$ y una baja relación de $La_N/Sm_N = 5.43$ (N = valores normalizados después de Sun & McDonough, 1989; Fig. 4.40d).

Las serpentinitas del cañón Novillo y Peregrina están enriquecidas en LREE, con una relación $La_N/Yb_N = 0.51-18.65$ y baja abundancia en tierras raras pesadas (HREE) con una relación $La_N/Sm_N = 0.72-9.08$ (Fig. 4.40e y f). Las rocas de talco de los cañones Peregrina y Novillo tienen patrones similares a los de las serpentinitas con una relación $La_N/Yb_N = 0.60-1.47$ y bajas abundancias de HREE con una relación $La_N/Sm_N = 0.59-1.26$ (Fig. 4.40d).

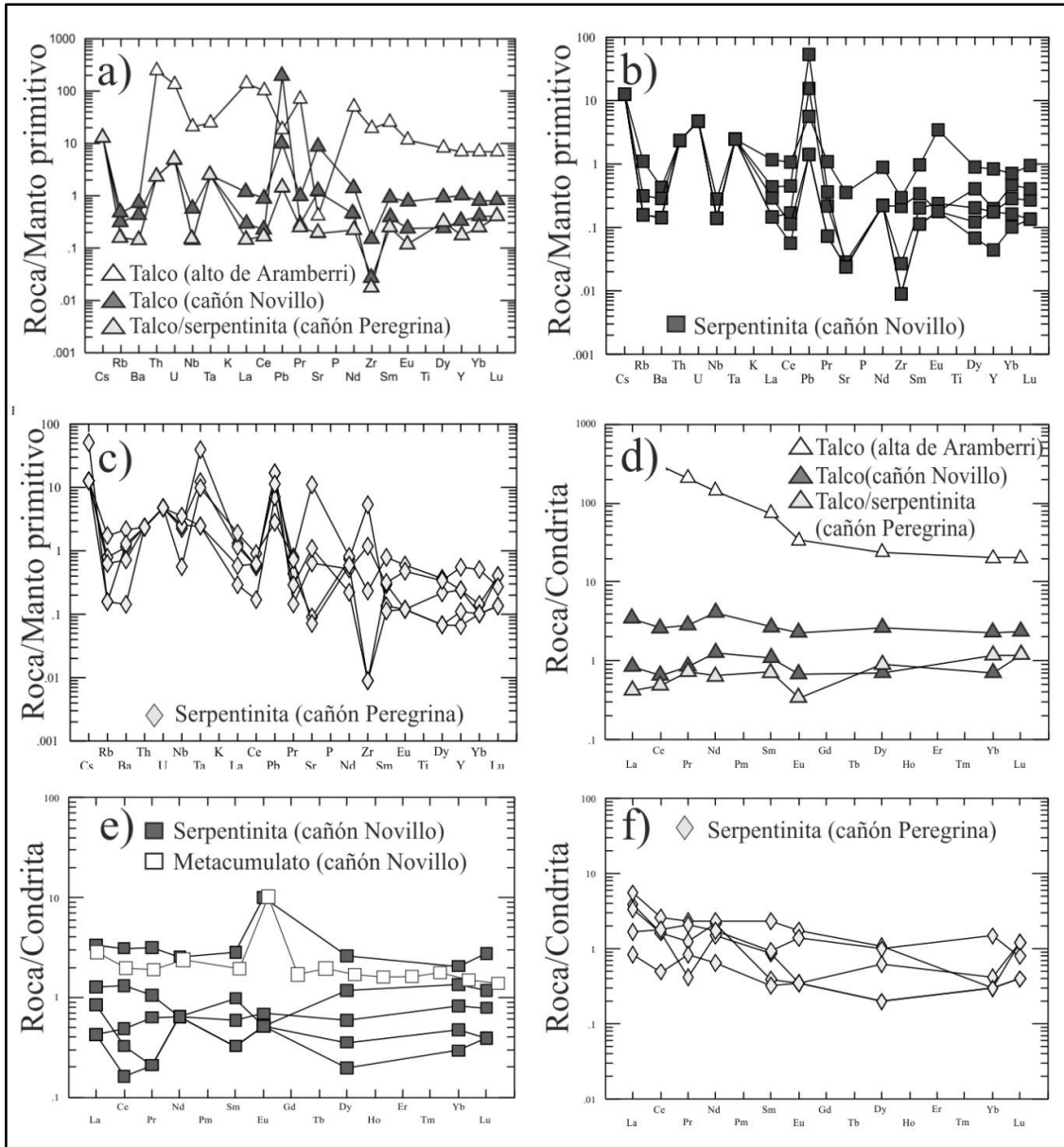


Fig. 4.40 a-c) diagramas multielementos, valores normalizados a manto primitivo, d-f) diagramas de tierras raras, valores normalizados a condrita. Normalización según Sun & McDonough (1989).

4.4 Rocas metasedimentarias

La descripción macroscópica de las rocas metasedimentarias se encuentra en el capítulo 3.

4.4.1 Composición petrográfica

Las asociaciones minerales que componen a las rocas metasedimentarias consisten principalmente de los minerales metamórficos cuarzo, mica blanca, clorita, grafito y feldespato (Tabla 4.4). Es posible reconocer fases accesorias como turmalina, circón y titanita, así como fases opacas de hematita.

Tabla 4.4 Coordenadas, litología, paragénesis y métodos de estudio en las rocas metasedimentarias del Esquisto Granjeno.

Mta	Localización	Coordenadas (UTM, WGS 84)	Litología	Composición	Mineralogía	Txt	Método
A2	AA	14 0413284E, 2668004N	metapsamita	Arenita	Qz+Mu+Chl+ Prh	Gr	AG
A4b	AA	14 0415276E, 2668139N	metapelita	Arenita	Qz+Mu+Ab+ Cl	LP	MP
A5a	AA	14 0411187E, 2667083N	cuarcita	Arenita	Qz+Mu+Gr	Gr	AG
A7	AA	14 0410702E, 2666426N	metapsamita	Arenita	Qz+Mu+Cl+ Mnz	Gr	AG, CL, HM
A8	AA	14 0410251E, 2666976N	metaconglo- merado	ND	Qz+Ab+ líticos metamórficos	GLP	HM
A11a	AA	14 0410255E, 2667158N	metapsamita	QzA	Ab+Cl+Zr+ Tur	Gr	CL, HM
A14	AA	14 0410373E, 2667203N	metapsamita	QzA	Qz+Mu	Gr	AG
A15	AA	14 0414062E, 2669395N	metapsamita	Arenita	Ab+Qz+Cl+Bio +Zr+Tur+ Ser	Gr	HM
A16a	AA	14 0415017E, 2670897N	metapsamita	Arenita	Qz+Mu	Gr	AG
A16c	AA	14 0415017E, 2670897N	cuarcita	Arenita	Qz+Min Op	Gr	AG
A23	AA	14 0408889E, 2666364N	metapsamita	QzA	Qz+Mu+Gr+ Min Op	Gr	AG
A24	AA	14 0408814E, 2666374N	metapsamita	Grv	Qz+Cl+Bio+ Zr	Gr	AG
A30	AA	14 0409425E, 2667074N	metapsamita	Grv	Cl+Ab+Mu+ Qz+Ser+Tur	Gr	AG
A61	AA	14 04415445E, 2668583N	metapelita	ND	Mu+Cl+Qz+ Ab	LP	AM
BU2	AB	14 0424165E, 2593179N	metapsamita	QzA	Qz+Mu+Tur	Gr	AG
BU5a	AB	14 0424091E, 2593825N	metapsamita	QzA	Qz+Pmp+Mu	Gr	MP, AG
BU5d	AB	14 0424091E, 2593825N	metapsamita	QzA	Qz+Mu	Gr	AG
BU7a	AB	14 0424091E, 2593825N	metapsamita	QzA	Qz+Mu+Min Op	GLP	AG
BU12	AB	14 0423978E, 2593926N	metapelita	ND	Mu+Bio+Qz	LP	CL, AM
BU13	AB	14 0423775E, 2593786N	metapsamita	QzA	Qz+Mu	GLP	AG

Tabla 4.4 *Coordenadas, litología, paragénesis y métodos de estudio en las rocas metasedimentarias del Esquistó Granjeno.*

Mta	Localización	Coordenadas (UTM, WGS 84)	Litología	Composición	Mineralogía	Txt	Método
Mi1	AM	14 0422227E, 2609497N	metapsamita	ND	Qz+Bio	Gr	CL, MP
Mi2	AM	14 0422296E, 2609401N	metapelita	ND	Mu+Bio+Qz+ Cl	LP	AM, MP
Mi4	AM	14 0422296E, 2609401N	metapelita	pelita	Qz+Mu+Bio+ Phg	LP	MP, AG
CN6a	CN	14 0472151E, 2622845N	arenisca	ND	Qz+Bio	I	AG
CNS10	CN	14 0472256E, 2623140N	metapelita	ND	Mu+Bio+Gr+ Ab	LP	MP
CNS12	CN	14 0472298E, 2623246N	metapelita	ND	Czo+Cl+Mu+ Gr+Cpx+Pmp+ Ab	LP	AM
CNS15	CN	14 0472457E, 2623372N	metapsamita	arcosa	Qz+Mu+Bio+ Tur	LP	AG
CNS19	CN	14 0471984E, 2623483N	metapsamita	arcosa	Qz+Mu	Gr	AG
CNS20	CN	14 0472108E, 2623499N	metapsamita	arcosa	Qz+Mu+Bio+G r+Ab	Gr	CL, MP, AG
CNS22	CN	14 0472409E, 2623475N	metapelita	arcosa	Qz+Mu	LP	AG, MP
CPS4	CP	14 0469766E, 2627304N	metapsamita	arcosa	Qz+Mu+Pmp	Gr	AG, CL, MP
CPS6	CP	14 0469841E, 2627560N	metapelita	ND	Mu+Ab+Qz+ Bio+Cl+Tur	LP	MP, AM,G
CPS18	CP	14 0468934E, 2627216N	metapsamita	ND	Qz+Mu	Gr	AG
CPS23	CP	14 0468515E, 2627228N	metapsamita	arenita	Qz+Mu	Gr	AG
CPS24	CP	14 0468506E, 2627176N	metapsamita	arenita	Qz+Mu	Gr	AG
CC3a	CC	14 0472262 E, 2634337 N	metapelita	pelita	Qz+Ab+Mu+ Cl+Bio+Ti	LP	AG, AM
CC7	CC	14 0471338 E, 2634144 N	metapsamita	ND	Mu+Qz+Chl+A b+Bio+Tur+Ac	Gr	CL, MP
CC11b	CC	14 0471902 E, 2634550 N	metapelita	pelita	Mu+Ab+Cl+ Qz+Bio	Gr	AG, AM
CC20	CC	14 0471519 E, 2634235 N	metapsamita	ND	Mu+Cl+Qz+ Ab+Tur	Gr	MP
CC21	CC	14 0471578 E, 2634181 N	metapelita	pelita	Mu+Cl+Qz+ Ab+Ep+Ca	LP	AG
CC22	CC	14 0471733 E, 2634125 N	metapsamita	ND	Ab+Ep+Ca	LP	AG
CC25	CC	14 0472545 E, 2634613 N	metapsamita	ND	Mu+Qz+Ca	Gr	MP
CC27a	CC	14 0472561 E, 2634672 N	metapelita	pelita	Mu+Qz+Cl+ Bio	Gr	MP
					Mu+Cl+Qz+ Ab+Gr+Bio	LP	AG

AA: alto de Aramberri, CC: Cañón Caballeros, CN: Cañón Novillo, CP: Cañón Peregrina. Ab: albita, Ac: actinolita, Bio: biotita, Ca: calcita, Cl: clorita, Cpx: clinopiroxeno, Czo: clinozoisita, Ep: epidota, Grs: grafito,

Tabla 4.4 *Coordenadas, litología, paragénesis y métodos de estudio en las rocas metasedimentarias del Esquisto Granjeno.*

Mta	Localización	Coordendas (UTM, WGS 84)	Litología	Composición	Mineralogía	Txt	Método
<p><i>Min. Op: minerales opacos, Mu: muscovita, Prh: prehnita, Plg: plagioclasa, Pmp: pumpellita, Qz: cuarzo, Ser: sericita, Ti: titanita, Tur: turmalina, Zr: circón. Grw: grauvaca, QzA: cuarzoarenita. GLP; granolepidoblástica, Gr: granoblástica, LP: lepidoblástica. AM: análisis de microsonda, AG: geoquímica de rocas total, CL: análisis de cátodoluminiscencia, G: geocronología, MP: análisis de minerales pesdos. Mta: muestra, ND: no determinado, Txt: textura.</i></p>							

Las rocas metapelíticas se caracterizan por presentar textura lepidoblástica con bandas micáceas que envuelven a sectores lentiformes de cuarzo, plagioclasa y mica de 0.1 hasta 0.5 mm (Fig. 4.41a y b). Se reconocen texturas compuestas, como la porfidolepidoblástica, que se conforma por porfidoblastos de albita subhedral de hasta 1 mm de diámetro (Fig. 4.41b) en una matriz de textura lepidoblástica conformada por cuarzo, muscovita, clorita, grafito (Fig. 4.41c-h). Es común encontrar cristales de hematita de hasta 0.2 mm (Fig. 4.41d), cristales hipidiomórficos de circón (Fig. 4.41g) así como cristales hexagonales y/o tabulares de turmalina (Fig. 4.41g y h) en las metapelitas.

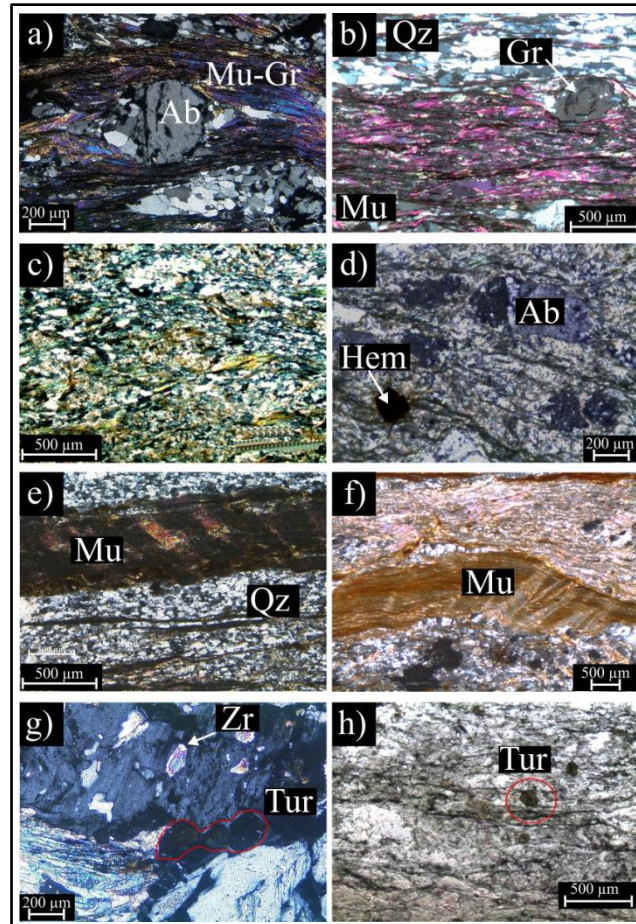


Fig. 4.41 Microfotografías representativas de las rocas metapelíticas a) textura lepidoblástica con bandas micáceas que envuelven a sectores lentiformes de cuarzo, albita y mica (CPS6; nícoles cruzados), b) textura porfidolepidoblástica con porfidoblasto de albita que presenta textura “snowball” de grafito (CN2; nícoles cruzados), c) textura lepidoblástica con bandas micáceas que envuelven a sectores lentiformes de cuarzo (CC3; nícoles cruzados), d) textura lepidoblástica conformada por muscovita y clorita con hematita como mineral accesorio (A4; nícoles cruzados), e) textura lepidoblástica con bandas micáceas y de microcristales de cuarzo (Bu13; nícoles cruzados), f) textura lepidoblástica con bandas micáceas y de cuarzo (Mi4; nícoles cruzados), g) cristales hipidiomórficos de circón y cristales hipidiomórficos hexagonales de turmalina (CPS6; nícoles cruzados), h) cristales idiomórficos hexagonales de turmalina (CC12; nícoles paralelos). Ab: albita, Gr: grafito, Hem: hematita, Mu: muscovita, Qz: cuarzo, Tur: turmalina, Zr: circón.

Las rocas metapsamíticas presentan textura granoblástica. Se conforman principalmente por cristales de cuarzo. De acuerdo a la morfología de los cristales de cuarzo se pueden distinguir distintos tipos de texturas como a) textura granoblástica con cuarzo microcristalino de <0.05 mm de diámetro (Fig. 4.42a), b) textura granoblástica con cuarzo suturado (0.2-0.05 mm; Fig. 4.42b), c) textura granoblástica con

cuarzo suturado y mica (0.1-1 mm; Fig. 4.42c), d) textura granoblástica con cuarzo microcristalino con bordes de sutura (0.5-2 mm; Fig. 4.42d), e) textura granoblástica con cuarzo poligonal (0.2 mm; Fig. 4.42e), f) textura granoblástica con cuarzo poligonal y suturado (0.2 mm; Fig. 4.42e), g) textura granoblástica con cuarzo poligonal y cuarzo macrocristalino suturado de hasta 2 mm de diámetro (Fig. 4.42g) y h) textura granoblástica con listones de cuarzo (0.25 mm; Fig. 4.42h). En este tipo de litología es común encontrar cristales hipidiomórficos de circón Fig. 4.43a y b), hematita, cristales hexagonales de turmalina (Fig. 4.43c y d) cristales de pumpellita con hábito de pajarita (Fig. 4.43e y f).

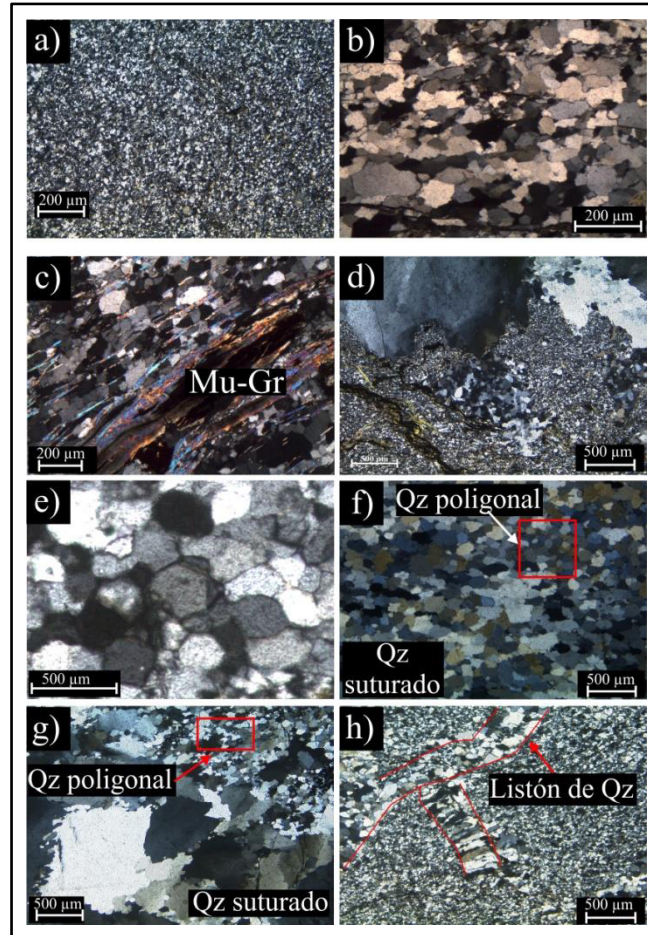


Fig. 4.42 Microfotografías representativas de las rocas metapsamíticas a) textura granoblástica con cuarzo microcristalino (Bu7; nícoles cruzados), b) textura granoblástica con cuarzo suturado (CPS23; nícoles cruzados), c) textura granoblástica con cuarzo suturado y sectores lepidoblásticos de mica (CNS22; nícoles cruzados), d) textura granoblástica con cuarzo microcristalino y cuarzo con bordes de sutura (Bu5; nícoles cruzados), e) textura granoblástica con cuarzo poligonal (CC3; nícoles cruzados), f) textura granoblástica con cuarzo poligonal y suturado (A2; nícoles cruzados), g) textura granoblástica con cuarzo poligonal y cuarzo macrocristalino suturado (A16; nícoles cruzados), h) textura granoblástica con listones de cuarzo alargado y suturado (A14; nícoles cruzados). Gr: grafito, Mu: muscovita, Qz: cuarzo.

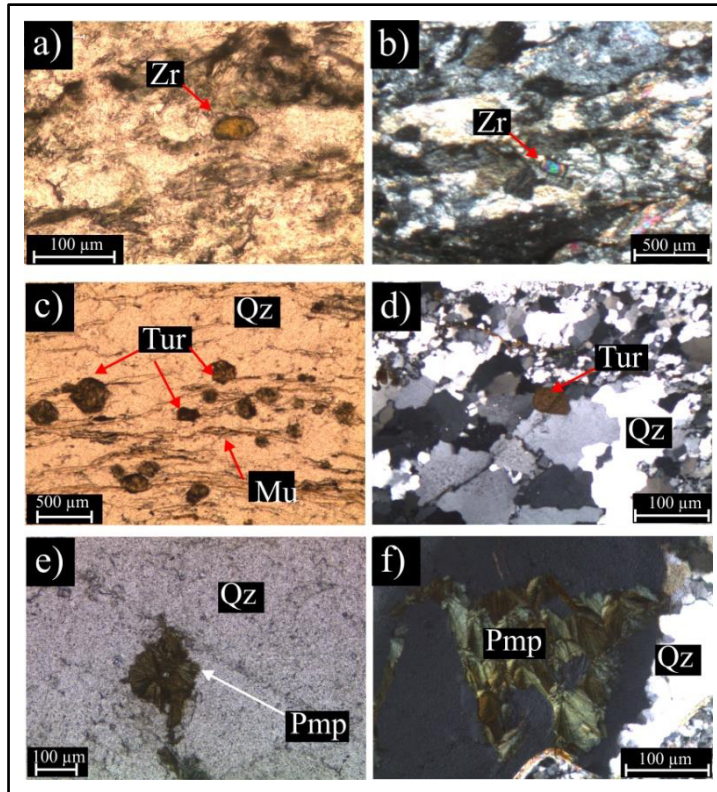


Fig. 4.43 Microfotografías de minerales pesados en metapsamitas a-b) Circones detríticos redondeados en metapsamita (A7, nícoles paralelos; CC3, nícoles cruzados), c) cristales de turmalina hexagonal en metapsamita (CNS15; nícoles paralelos), turmalina tabular fracturada (A24; nícoles cruzados), e) pumpellita con hábito radial en metapsamita (A2; nícoles paralelos), f) pumpellita con hábito de pajarita en zonas de borde de cristales de cuarzo (Bu5; nícoles paraleos). Mu: muscovita, Pmp: pumpellita, Qz: cuarzo, Tu: turmalina, Zr: circón

El esquisto gráfítico presenta textura lepidoblástica. Esta litología presenta crenulación asimétrica (Fig. 4.44a), bandeamiento de muscovita, grafito y clorita que a su vez bordean porfidoblastos de albita. El metaconglomerado presenta una matriz fina de clorita (Fig. 4.44b). En el metaconglomerado se reconocen cristales fracturados de cuarzo, feldespato con macla de tipo Carlsbad y fragmentos de roca metamórfica similar a las rocas metasedimentarias. La textura en metaturbidita consiste en una alternancia de sectores lepidoblásticos (bandas micáceas) y de sectores granoblásticos (cuarzo suturado y poligonal; Fig. 4.44c).

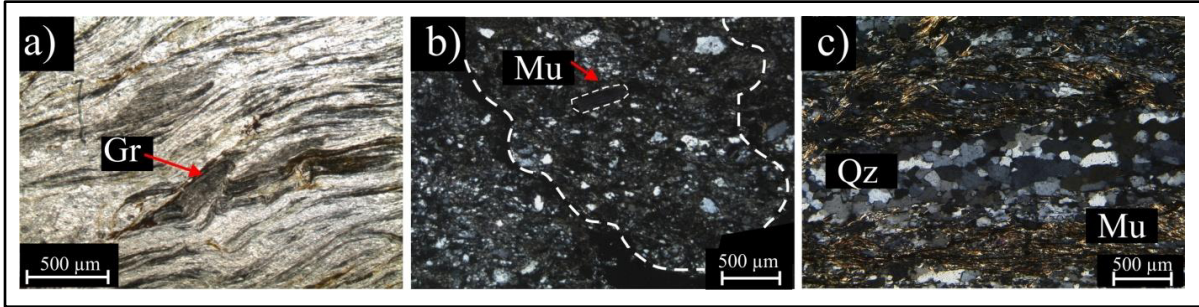


Fig. 4.44 Microfotografías de a) textura lepidoblástica con crenulación asimétrica en esquistos de grafito (CC9; nícoles paralelos), b) metaconglomerado con matriz fina de clorita. Se reconocen fragmentos de roca metamórfica similar a la metapsamita y cristales tabulares de muscovita (A8; nícoles cruzados), c) bandamiento de micáceos y bandamiento de cuarzo suturado en metaturbidita (CN6; nícoles cruzados).

4.4.2 Composición química mineral

Mica

La mica es el mineral metamórfico más común en las rocas metasedimentarias. El contenido de mica en las muestras analizadas es de composición potásica. La mica ocurre como cristales tabulares en sectores lepidoblásticos y bordeando fenocristales de plagioclasa (Fig. 4.45a). La muscovita analizada corresponde a fengita. Presenta relaciones Si/Al en la posición tetraédrica mayor a 3:1, valores de Si= 3.3-3.4 apfu y de Al= 3.1-5.8 para O= 11 por unidad de fórmula. La relación catiónica $a = \frac{VI R^{2+}}{(VI R^{2+} + VI R^3)}$ (que incluye Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn, Al) y $b = \frac{VI Al}{(VI Al + VI Fe^{3+})}$ presenta valores de $a = 0.34$ a 1.00 y $b = 0.13$ a 0.26 . La relación catiónica octaédrica Y (que incluye Al, Ti, Fe, Mn, Mg) tiene valores que varían entre 3.1 y 4.5. (Fig. 4.45b; Kawachi, 1975; Coombs et al., 1976; Guidotti & Sassi, 1998).

Geobarómetro de fengita

De acuerdo a Massonne & Schreyer (1987) la fengita es un buen indicador de presión. Estos autores propusieron un geobarómetro basado en el contenido de Si por unidad de fórmula (apfu) en dicho mineral. De acuerdo al contenido de Si apfu en la fengita de las rocas metasedimentarias, se sugiere un ambiente de cristalización de alta presión con valores aproximados de 2.5 a 4kbar.

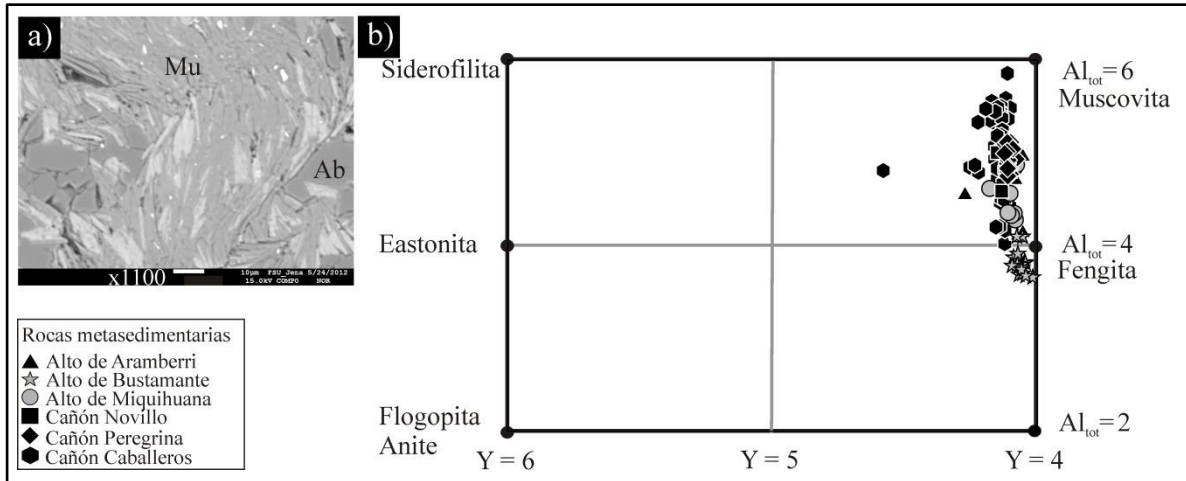


Fig. 4.45 Imagen de SEM retrodispersada de muscovita acicular (muestra A4b), Mu: muscovita, b) esquema de clasificación de las micas según Deer et al, 1992.

Clorita

Ocurre como cristales tabulares en todas las muestras analizadas. Se presenta asociado a la mica en los sectores lepidoblásticos de las muestras (Fig. 4.46a). La clorita se ha formado por la alteración de minerales detríticos como la biotita o bien por la alteración de minerales arillosos como la smectita y/o corrensite. En todas las muestras analizadas la clorita muestra colores anómalos de birrefringencia verde, café y violeta-azul.

La clorita analizada en las muestras del alto de Aramberri y Miquihuana tiene valores de 0.3- 0.6 para la relación de $Fe/(Fe+Mg)$ y un contenido de Al_{tot} de 2.3-2.6 átomos por unidad de fórmula (apfu). Mientras que el contenido de clorita en las rocas metapelíticas de los cañones Novillo, Peregrina y Caballeros tienen relaciones de $Fe/(Fe+Mg)$ con valores similares de 0.5-0.6 y distintos valores en el contenido de Al_{tot} de 2.6-2.9 apfu. Así, en las rocas metasedimentarias como en las rocas metavolcánicas, los colores de birrefringencia dependen principalmente del contenido Al_{tot} .

La clorita de las rocas metasedimentarias del alto de Aramberri y Miquihuana tiene valores aproximados de $Si= 2.7$ a 3.0 (apfu) que corresponden a ripidolita y picnoclorita (Fig. 4.46b), mientras que la clorita de las rocas metasedimentarias tienen valores de $Si= 2.5$ a 3.0 (apfu), que corresponden a ripidolita (Fig. 4.46b).

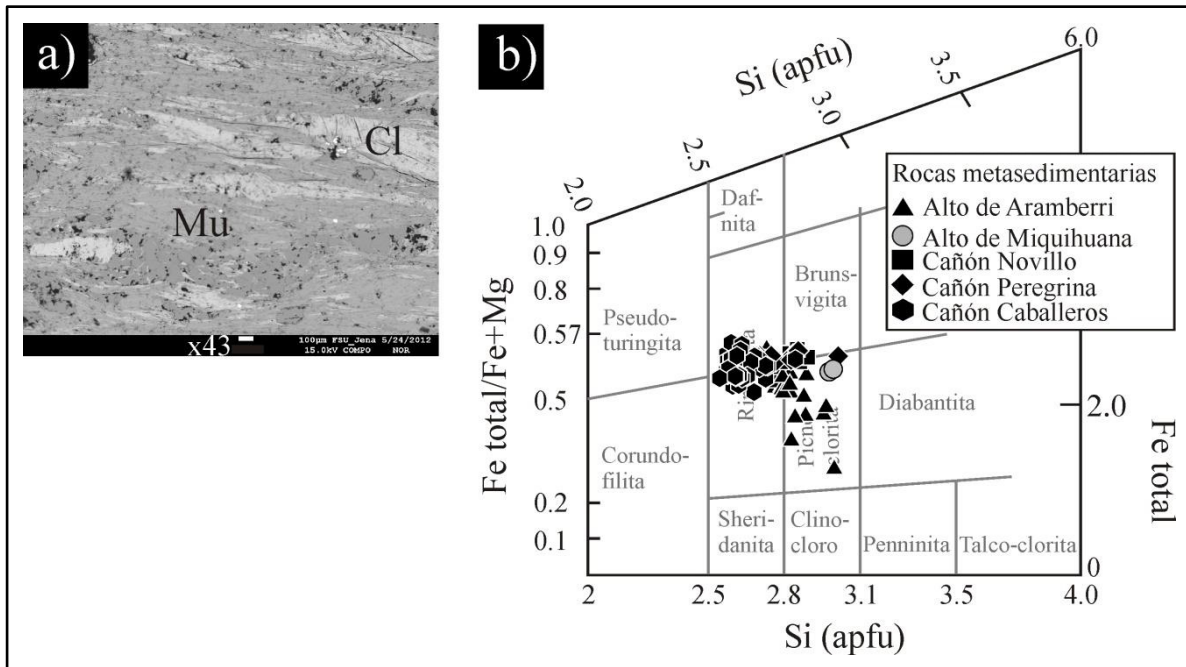


Fig. 4.46 a) Imagen de SEM retrodispersada de clorita con muscovita (muestra CNS12). Cl: clorita, Mu: muscovita b) representación de Si vs Fe total/(Fe+Mg) (apfu) de las cloritas en estudio según Hey (1954).

Geotermómetro de clorita

La clorita analizada en las rocas metasedimentarias del alto de Aramberri y Miquihuana tienen un contenido de Al (Al^{IV}) de 1.0-1.3 apfu. Esto concuerda con la temperatura de cristalización obtenida de 261-355 °C (apéndice; cf. Cathelineau, 1988). La clorita analizada en los cañones Novillo, Peregrina y Caballeros tiene un contenido de Al^{IV} de 1.0-1.5 apfu que corresponde a valores más altos de temperatura de 256-409 °C (apéndice).

La temperatura promedio del alto de Aramberri y Miquihuana es de: (319°C n= 24; con una diferencia de 94 °C) y de 265 °C (n= 2; con diferencia de: 6 °C), respectivamente. La temperatura de cristalización de clorita obtenida a partir de las muestras de los cañones Novillo, Peregrina y Caballeros es más alta que las registradas para las rocas metasedimentarias de los altos de Aramberri y Miquihuana. El contenido de clorita en estas rocas indica temperaturas de 331°C (n= 9; con una diferencia de: 78 °C), 339 °C (n= 12; con una diferencia de: 126 °C), respectivamente y 378 °C (n= 52; con una diferencia de: 98 °C)

El contenido de clorita en todas las muestras analizadas tiene relaciones de Fe/(Fe+Mg) con valores <0.6. Esta característica fue tomada en consideración para los cálculos de temperatura basados en Jowett (1991). De acuerdo a estos cálculos las temperaturas obtenidas para la cristalización de la clorita

son aproximadamente de 100 a 130 °C más altas que los valores de temperatura obtenidos por el termómetro de Cathelineau (1988).

Feldspato

En las rocas metasedimentarias el contenido de plagioclasa se presentan como porfidoblastos (Fig. 5.3.7 a). La composición de la plagioclasa en las muestras analizadas presenta una composición de albita (Ab_{98-100}) (Fig. 4.47b; apéndice).

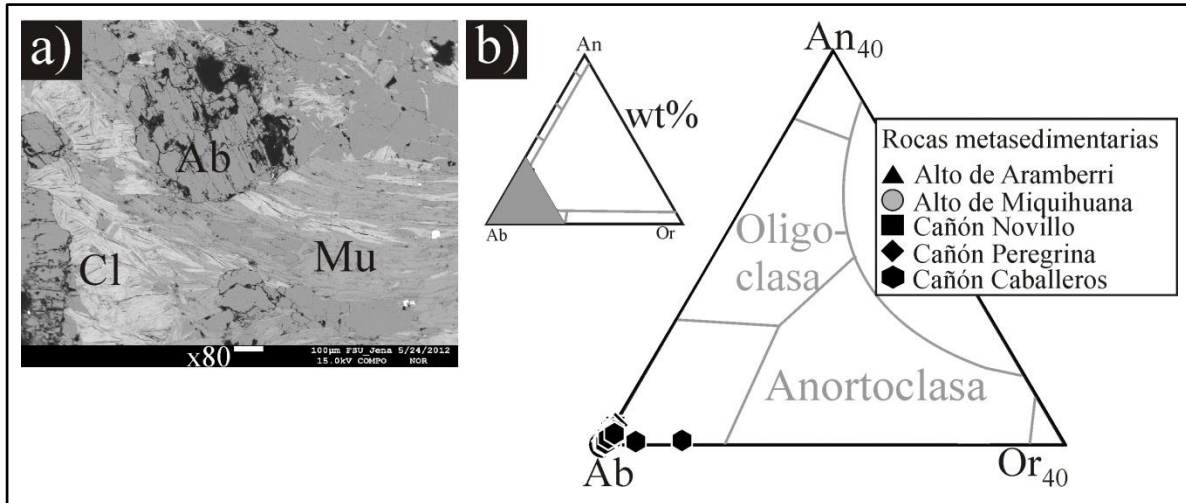


Fig. 4.47 a) Imagen de SEM retrodispersada de porfidoblasto de albita, Ab: albita, Cl: clorita, Mu: Muscovita, b) diagrama ternario de clasificación Albita (Ab) - Anortita (An) - Ortoclase (Or) para feldspato según Deer et al, 1992

4.4.3 Análisis de procedencia.

Cátodoluminiscencia de cuarzo

De acuerdo a los patrones de colores obtenidos por el análisis de cátodoluminiscencia en cuarzo, es posible caracterizar el área fuente que dio origen a las rocas siliciclásticas. Según los diferentes espectros de color en las rocas metamórficas es posible determinar si este mineral es detrítico, magmático o metamórfico (Zinkernagel, 1978; Götze et al., 2001, Augustsson & Bahlburg 2003; Ocampo-Díaz, 2011).

Götze et al. (2001) y Augustsson & Bahlburg (2003) sugirieron que los cuarzos que fueron enfriados de manera lenta a bajas temperaturas de cristalización (300-350 °C), y/o que fueron afectados por metamorfismo regional muestran luminiscencia de color azul oscuro y café. Mientras que aquellos cristales de cuarzo que cristalizaron a temperaturas altas muestran particularmente luminiscencia de color azul cielo. Autores como Zinkenagel (1978) y Walderhaug & Rykkje (2000) sugieren que el color de

luminiscencia azul marino está relacionado con rocas metamórficas de grado medio a alto, mientras que Zinkernagel (1978) y Augustsson & Bahlburg (2003) indican que el color café está relacionado con rocas metamórficas de grado bajo.

El espectro de color de los cuarzos en las rocas metasiliciclásticas se ha interpretado de acuerdo con el esquema de colores propuestos por Zinkenagel (1978); Augustsson (2003) y Götze et al. (2001). El análisis revela que en las muestras analizadas los cuarzos son de color café (Fig. 4.48a,c,e,g,i,k y m). Este resultado indica que el contenido de cuarzo fue afectado por metamorfismo de bajo grado. Es decir, no se encontró un solo cristal que no haya sido afectado por el metamorfismo que generó a los esquistos. Por lo tanto, por medio del análisis de cátodoluminiscencia en cuarzo no fue posible caracterizar el área fuente de las rocas metasiliciclásticas.

Sin embargo con el fin de caracterizar las posibles áreas fuente de los protolitos de las rocas metasedimentarias, se utilizaron herramientas como la petrología tradicional de minerales pesados así como análisis geocronológicos en circones detríticos.

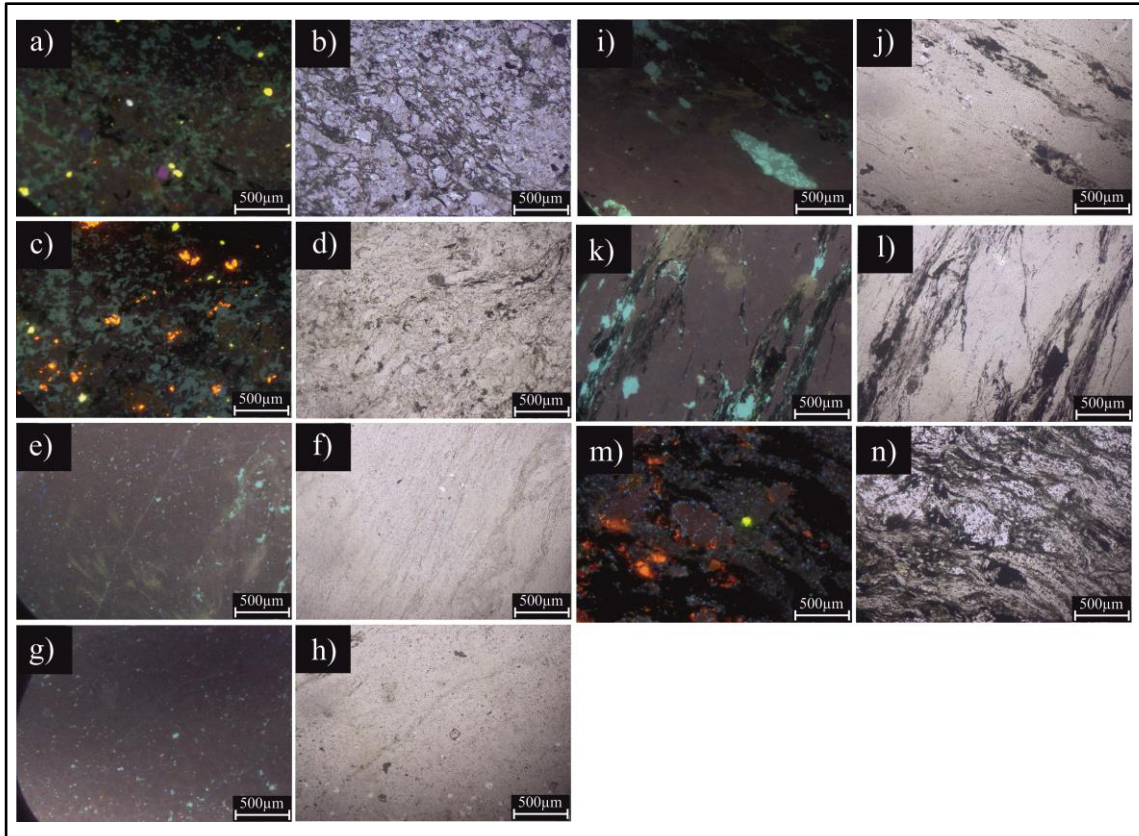


Fig. 4.48 Microfotografías de los cuarzos observados bajo luz polarizada con cátodo acoplado a) Muestra A7 (alto de Aramberri, cátodo acoplado), b) muestra A7 (luz polarizada, nícoles paralelos), c) muestra A11 (alto de Aramberri, cátodo acoplado), d) muestra A11 (luz polarizada, nícoles paralelos), e) muestra Bu12 (alto de Bustamante, cátodo acoplado), f) muestra Bu12 (luz polarizada, nícoles paralelos), g) muestra Mi1 (alto de Miquihuana, cátodo acoplado), h) muestra Mi1 (luz polarizada, nícoles paralelos), i) muestra CPS4 (cañón Peregrina, cátodo acoplado), j) muestra CPS4 (luz polarizada, nícoles paralelos), k) muestra CNS20 (cañón Nocillo, cátodo acoplado), l) muestra CNS20 (luz polarizada, nícoles paralelos), m) muestra CC7 (cañón Caballeros, cátodo acoplado), n) muestra CC7 (luz polarizada, nícoles paralelos).

Petrografía de minerales pesados

Las fases de minerales pesados en las muestras de metapsamita, metapelita y metaconglomerado del Esquisto Granjeno, así como, la muestra de arenisca de la secuencia Sedimentaria Paleozoica, consisten de cristales tabulares, redondeados y fracturados de distintas especies, que se mencionará en la continuación.

En su mayoría las rocas metapsamíticas presentan minerales opacos, principalmente de óxidos de hierro. Mientras que los minerales pesados más abundantes son la mica blanca y clorita, sin embargo estos minerales no fueron considerados en los análisis de procedencia ya que su origen metamórfico es bien

conocido. El arreglo de minerales ultra-estables circón, turmalina y rutilo está presente en todas las muestras de metapsamita (Fig. 4.49). Las asociaciones de minerales pesados en el esquisto varían en cada muestra más que en el tipo de unidad o localidad. Además de los minerales ultra-estables se reconocen minerales a) relativamente estables como clinozoisita y zoisita, b) de bajo grado metamórfico como cloritoide y pumpellita, c) de alto grado metamórfico como cianita, sillimanita, glaucofana, d) del grupo del anfíbol como la tremolita y e) del grupo del piroxeno como enstantita y diallagena (Fig. 4.49 y Fig. 4.50).

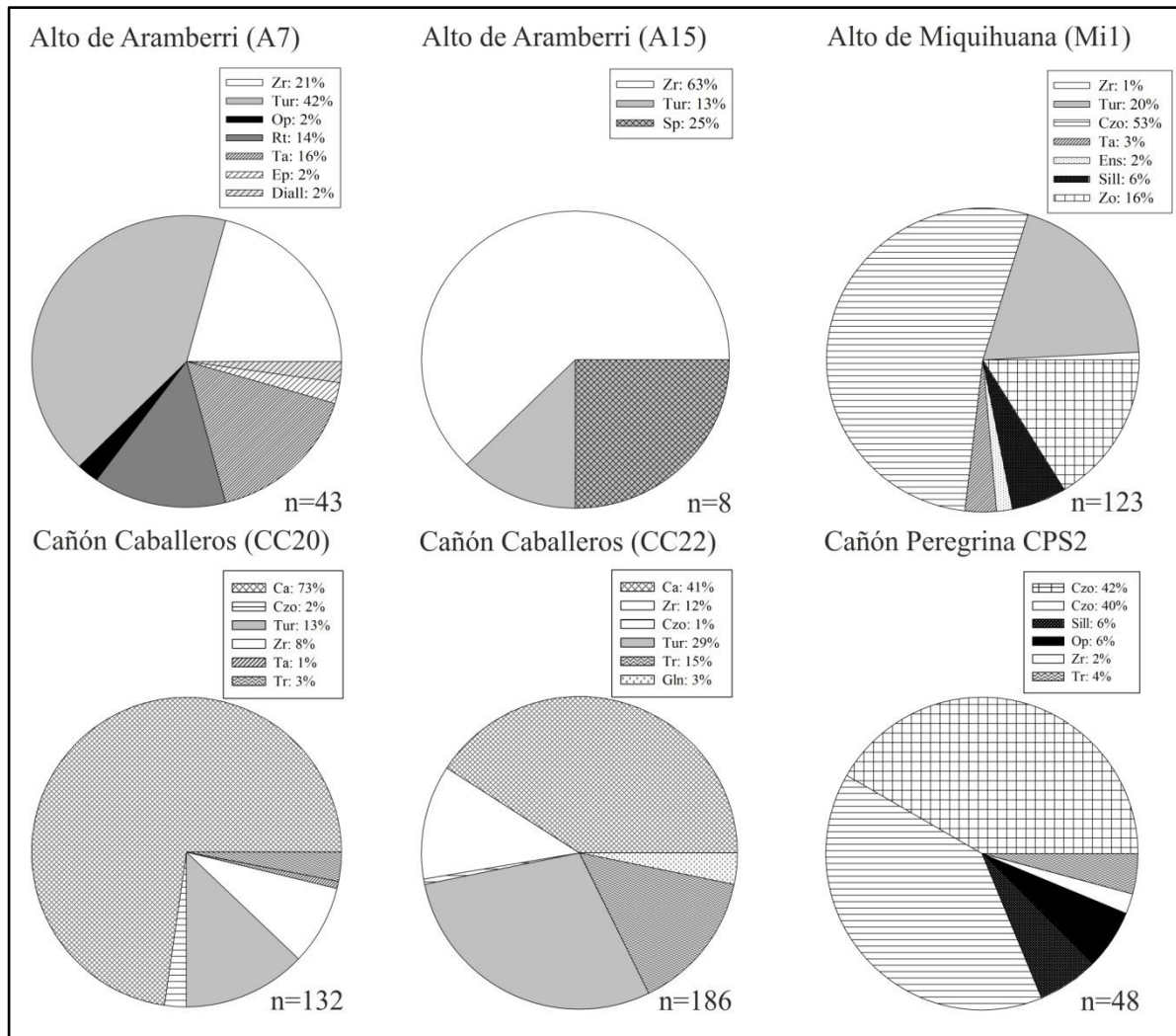


Fig. 4.49 Abundancia de minerales pesados en las rocas metapsamíticas del Esquisto Granjeno. Ca: calcita, Czo: clinozoisita, Diall: diallagena, Ens: enstantita, Ep: epidota, Gln: glaucofana, Op: opacos, Rt: rutilo, Sill: sillimanita, Sp: espinela, Ta: talco, Tr: tremolita, Tur: turmalina, Zo: zoisita, Zr: circón.

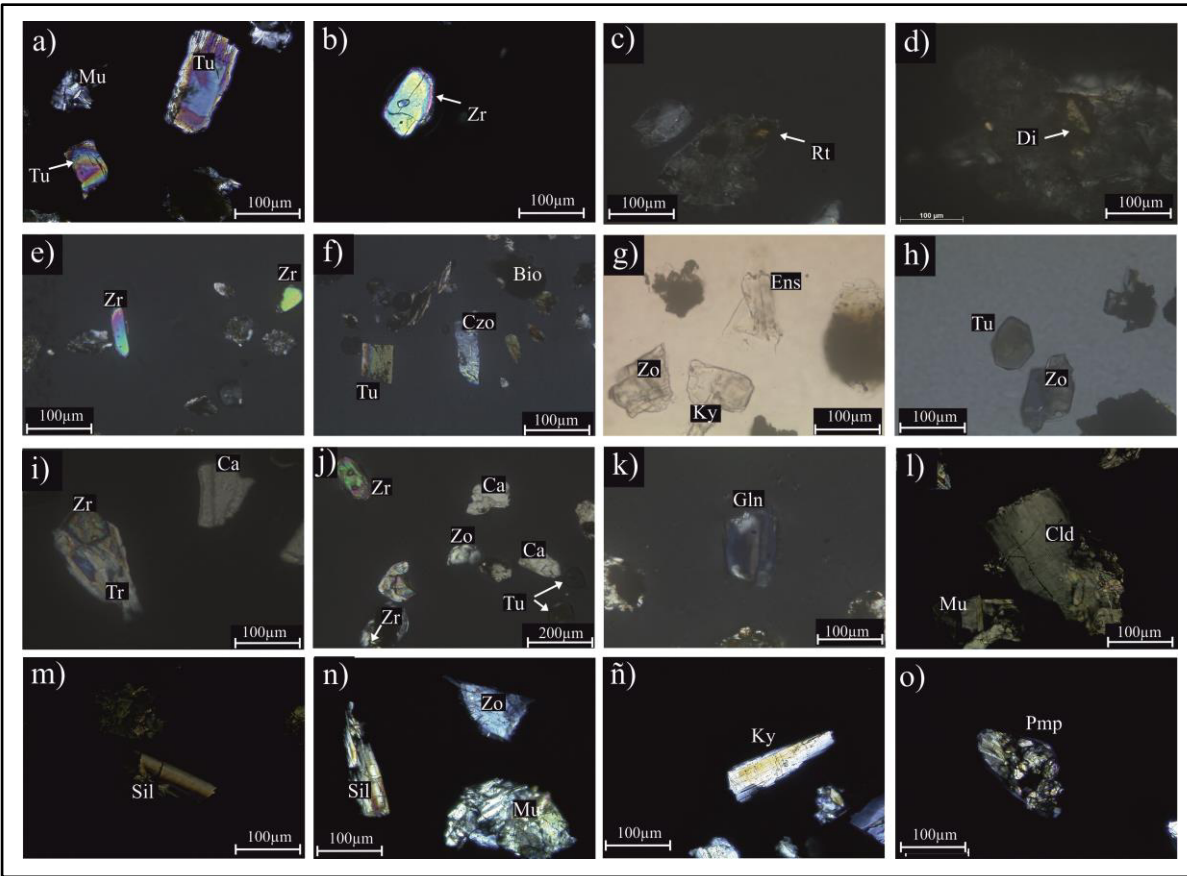


Fig. 4.50 Microfotografías de los arreglos de minerales pesados en las metapsamitas. *Bio*: biotita, *Ca*: calcita, *Cld*: cloritoide, *Czo*: clinozoisita, *Di*: diálagena, *Ens*: enstatita, *Gln*: glaucofana, *Ky*: cianita, *Mu*: muscovita, *Pmp*: pumpellita, *Rt*: rutilo, *Sil*: silimanita, *Tu*: turmalina, *Tr*: tremolita. *Zo*: zoisita, *Zr*: circón

Las rocas metapelíticas al igual que las rocas metapsamíticas, presentan minerales opacos, mica blanca y clorita. El arreglo de minerales ultra-estables circón, turmalina y apatito está presente en todas las muestras de metapelita (Fig. 4.51). Las asociaciones de minerales pesados en el esquistos pelítico además de los minerales ultra-estables mencionados consisten de minerales a) relativamente estables como epidota, clinozoisita, zoisita y allanita, b) de bajo grado metamórfico como talco y pumpellita, e) de alto grado metamórfico como sillimanita, y f) del grupo del anfíbol como tremolita y crossita (Fig. 4.51 y Fig. 4.52).

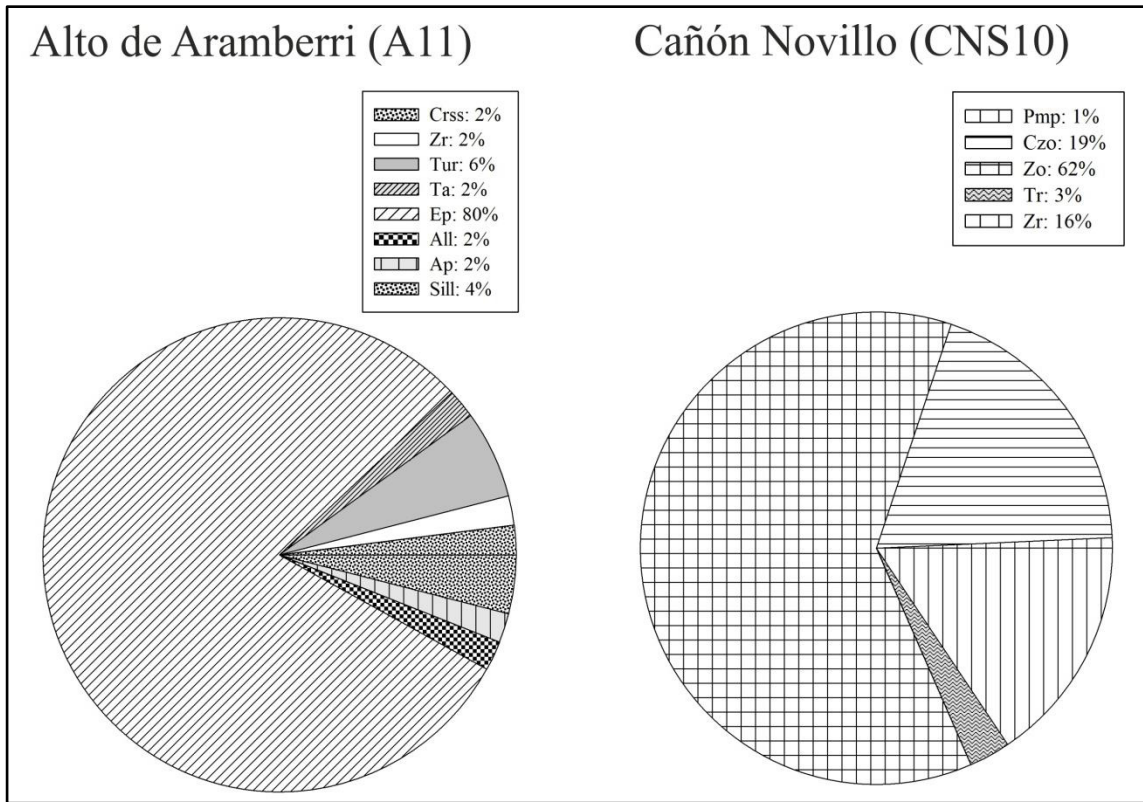


Fig. 4.51 Abundancia de minerales pesados en las rocas metapelíticas del Esquisto Granjeno. All: alanita, Ap: apatito, Crss: crossita, Czo: clinozoisita, Ep: epidota, Sill: silimanita, Ta: talco, Tr: tremolita, Tur: turmalina, Zr: circón.

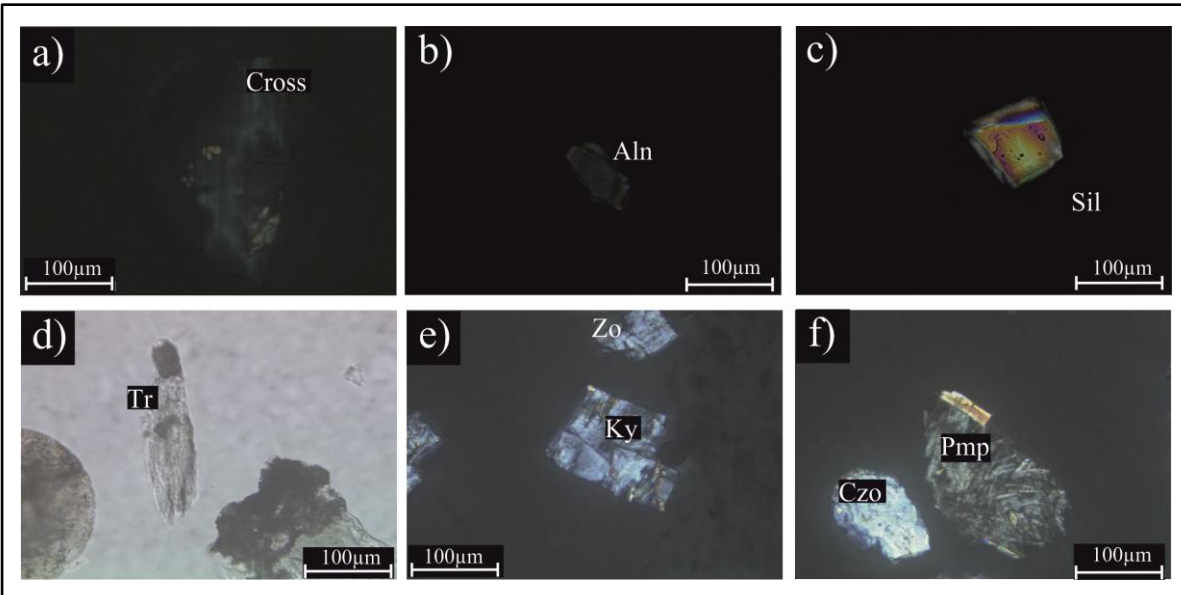


Fig. 4.52 Microfotografías de los arreglos de minerales pesados en las metapelitas. *Aln*: allanita, *Cross*: crossita, *Czo*: clinozoisita, *Gln*: glaucofana, *Ky*: cianita, *Sil*: silimanita, *Tr*: tremoilita. *Zo*: zoisita.

El metaconglomerado tiene una gran proporción de minerales opacos y mica blanca. El arreglo de minerales ultra-estables consiste de circón, turmalina y rutilo. Las asociaciones de minerales pesados en el metaconglomerado además de los minerales ultra-estables mencionados consisten de minerales a) relativamente estables como pietmontita y b) del grupo de la espinela (Fig. 4.53y Fig. 4.54). La arenisca de la secuencia sedimentaria paleozoica es la única muestra que no presente minerales ultra-estables, sin embargo se reconocieron minerales relativamente estables como clinozoisita, zoisita, minerales de bajo grado metamórfico como pumpellita, prehnita y cloritoide (Fig. 4.53)

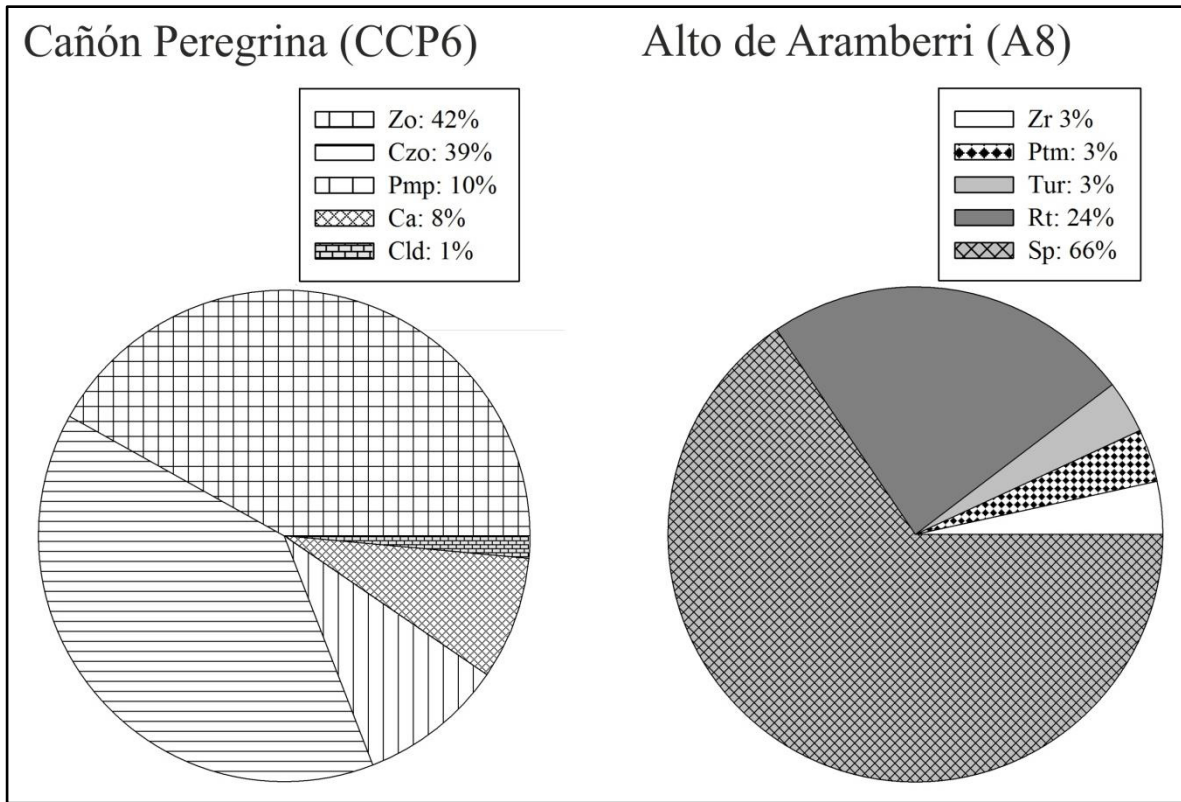


Fig. 4.53 Abundancia de minerales pesados en la arenisca del cañón Peregrina y el metaconglomerado del alto de Aramberri. Ca: calcita, Cld: cloritoide, Czo: clinozoisita, Pmp: pumpellita, Ptm: pietmontita, Rt: rutilo, Sp: espinela, Tur: turmalina, Zo: zoisita, Zr: circón

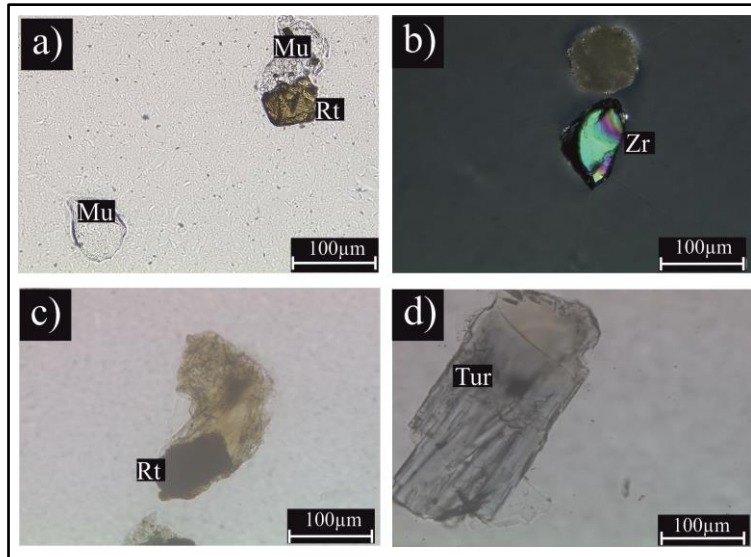


Fig. 4.54 Microfotografías de los arreglos de minerales pesados en el metaconglomerado. Mu: muscovita. Rt: rutilo, Tur: turmalina, Zr: circón

Espectro de energía dispersiva

Con el propósito de comparar los resultados obtenidos por medio de la caracterización de los minerales pesados con el microscopio de luz polarizada, se realizaron análisis de espectroscopia de energía dispersiva de rayos-X (EDS) en las muestras anteriormente mencionadas. Los espectros de emisión obtenidos confirman la presencia de facies minerales como turmalina (Fig. 4.55), clorita (Fig. 4.55), rutilo (Fig. 4.56), circón (Fig. 4.57), titanita (Fig. 4.56 y Fig. 4.57), epidota (Fig. 4.56, Fig. 4.57), piemontita, prehnita y pirita (Fig. 4.57) en las diferentes muestras.

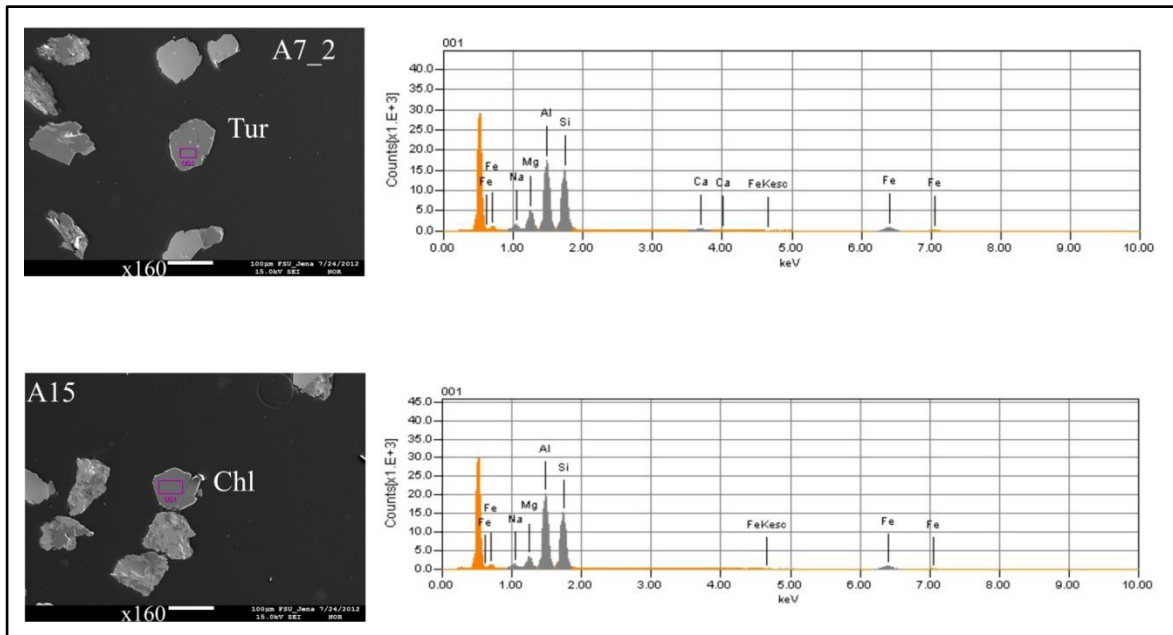


Fig. 4.55 Espectros de emisión de minerales pesados en psamita del alto de Aramberri. Chl: chlorita, Tur: turmalina.

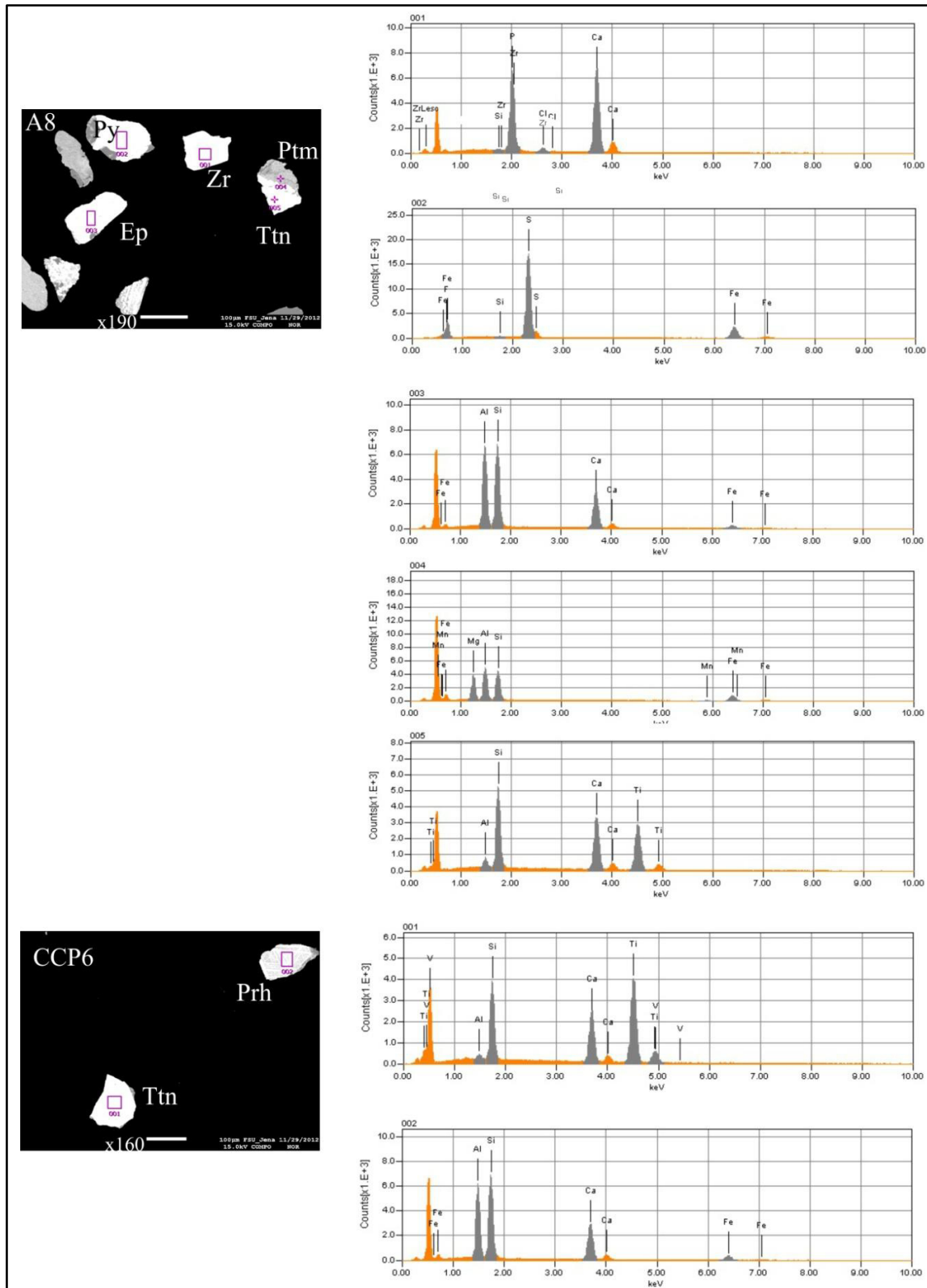


Fig. 4.56 Espectros de emisión de minerales pesados en psamita del cañón Peregrina. Bt: biotita, Ep: epidota, Qz: cuarzo, Rt: rutilo, Ttn: titanita.

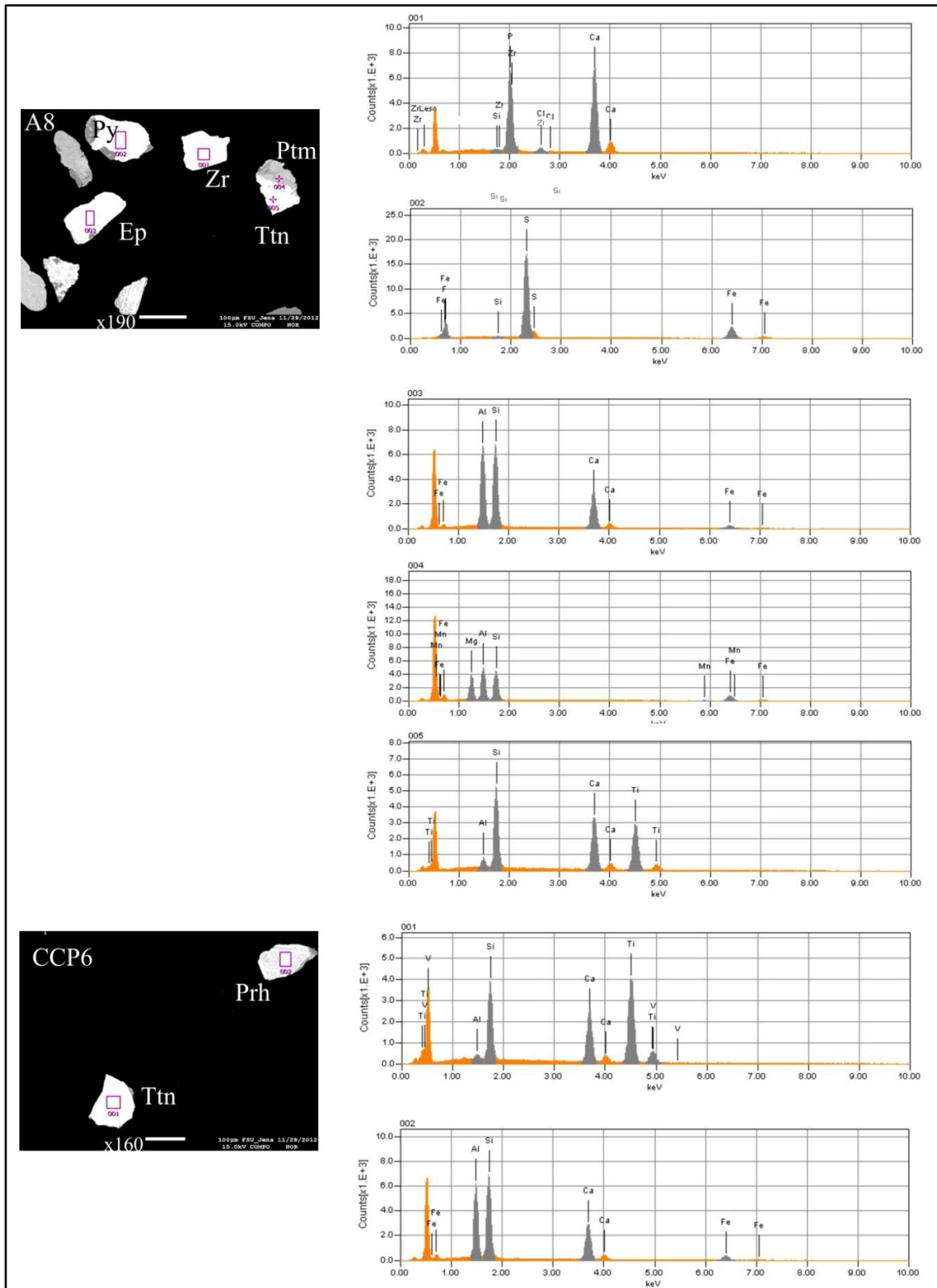


Fig. 4.57 Espectros de emisión de minerales pesados en metaconglomerado del alto de Aramberri y arenisca del cañón Peregrina. Ep: epidota, Ptm: piemontita, Py: pirita, Ttn: titanita.

Composición química de la turmalina

La turmalina es un mineral accesorio común en sedimentos ya que es resistente al intemperismo mecánico y químico (Morton & Hallsworth, 1999, Krynine, 1946, Henry & Guidotti, 1985). La composición química de la turmalina refleja la composición de la roca en la que se ha formado (Henry & Guidotti, 1985). Autores como Henry & Guidotti (1985), Henry & Dutrow (1990, 1996) han demostrado que la composición química de la turmalina es una herramienta bastante útil en el análisis de procedencia.

En rocas metamórficas la turmalina es estable a lo largo de un amplio espectro de condiciones termales y báficas, además de que se forma bajo condiciones de cualquier grado metamórfico (Henry & Dutrow, 1990). En metamorfismo de grado bajo a medio, la turmalina metamórfica exhibe zonación química que refleja las diferentes reacciones químicas que pudieron haber ocurrido durante el metamorfismo progresivo. Sin embargo, algunos cristales de turmalina detrítica son preservados como núcleos con intercrecimientos en rocas de grado metamórfico bajo y medio (Henry & Guidotti, 1985, Henry & Dutrow, 1990, van Hinsberg et al., 2011). En orden de conocer la composición original de los cristales de turmalina se analizaron solamente los núcleos de los cristales.

La turmalina en las rocas metapsamíticas del Esquisto Granjeno consisten de cristales principalmente sub-redondeados a euhedrales. Presentan colores de absorción máxima azul, verde, amarillo, rosa y café (Fig. 4.58). Los cristales tienen composición intermedia entre chorlo-buergerita y dravita (Fig. 4.59) con un alto contenido de Fe y Mg y un bajo contenido de Ca.

El diagrama de discriminación ternaria de Henry & Guidotti (1985) que comprende la relación del porcentaje molecular de Al-Fe-Mg, indica el tipo de roca donde los cristales de turmalina se formaron. El contenido de turmalina en todas las muestras analizadas tiene relaciones moleculares de Al de 6.6, de Fe de 1.7 y de Mg de 1.6 que indica que este mineral se formó en rocas metapelíticas (Fig. 4.59), indicando un origen metamórfico.

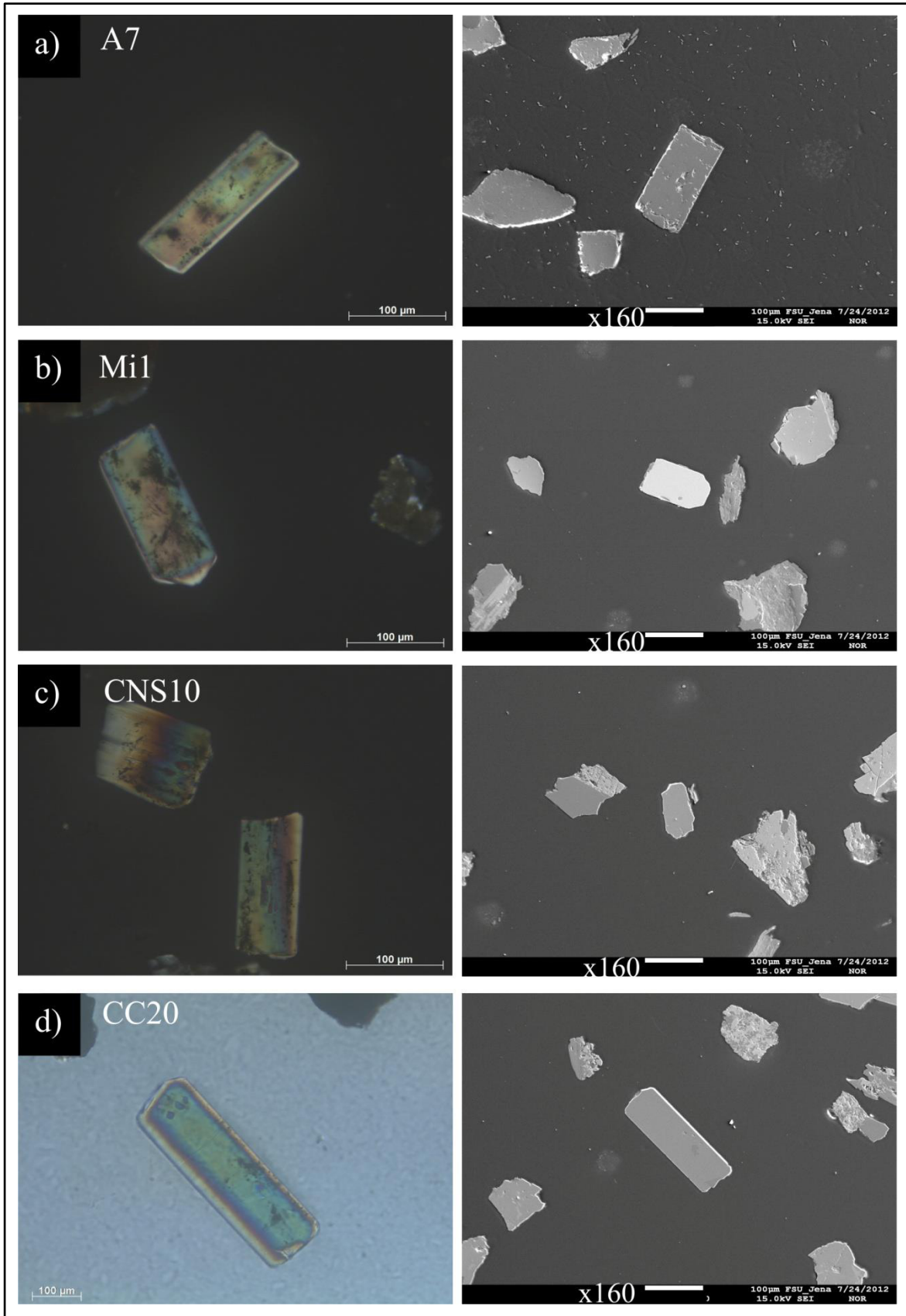


Fig. 4.58 Microfotografías tomadas con microscopio de luz polarizada de turmalina con su respectiva imagen SEM retrodispersada. a) alto de Aramberri, b) alto de Miquihuana, c) cañón Novillo y d) cañón de Caballeros.

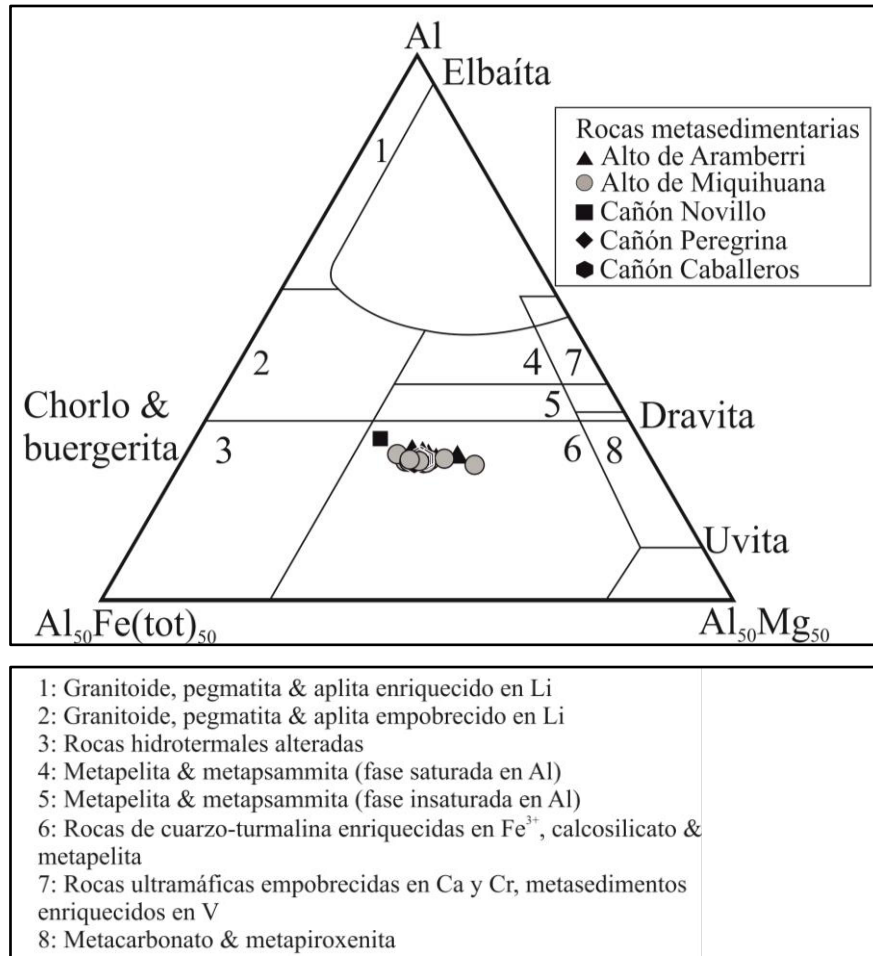


Fig. 4.59 Diagrama de clasificación y la relación de la turmalina con la roca portadora de acuerdo a la composición química de la turmalina (porcentaje molecular). Henry & Guidotti (1985).

4.4.4 Geocronología de circones detríticos

En combinación con técnicas tradicionales como el conteo de puntos con luz transmitida de minerales pesados, la catodoluminiscencia de cuarzo y la datación absoluta de circones detríticos por medio de LA-ICP-MS ha impulsado el análisis de procedencia (Dickinson & Suczek 1979; Dickinson 1985), ayudando a distinguir de forma significativa la diferenciación de las áreas fuentes (p. ej. Gehrels & Dickinson 1995; Gehrels 2000; Lawton et al. 2009).

En las muestras del cañón Peregrina se distinguieron circones hipidiomórficos, fragmentados y redondeados. Los cristales de circón presentan zonación (Fig. 4.60a), zonación oscilatoria, zonación con intercrecimiento (Fig. 4.60b), zonación irregular (Fig. 4.60c) y algunos cristales no presentan zonación (Fig. 4.60d).

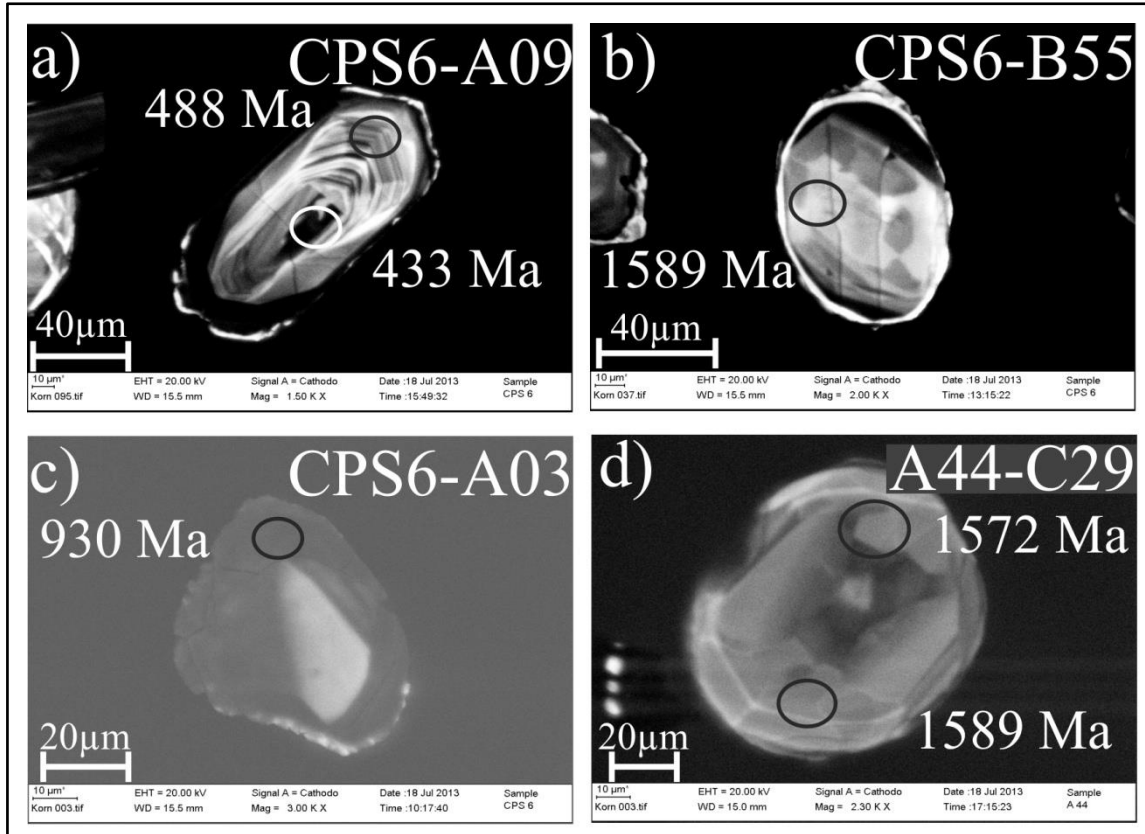


Fig. 4.60 Fotografías de textura de circones detríticos observadas con SEM-CL. a) circón hipidiomórfico con zonación, b) circón redondeado con intercrecimiento y zonación oscilatoria, c) fragmento de circón con zonación irregular, d) circón redondeado sin zonación.

En las muestras analizadas se distinguen cuatro poblaciones de circones a) un grupo que corresponde a circones del Neoproterozoico tardío - Cámbrico con edades de 500-780 Ma, b) circones del Mesoproterozoico temprano - Neoproterozoico con edades de 820-1300 Ma, c) circones del Mesoproterozoico temprano de 1.4-1.5 Ga y d) circones paleoproterozoicos de 1.8-2.5 Ga.

De los 150 circones que se analizaron, se encontraron circones aislados de edades que comprenden desde los 171 ± 16 - 345 ± 9 Ma no se consideraron por ser discordantes y poco representativos (Fig. 4.61a). Sin embargo otro intervalo de 459 ± 8.3 - 469 ± 11 Ma es considerado más confiable como edad máxima del depósito. Del total de 150 circones, 75 corresponden a edades grenvillianas, que forman un pico mayor a

los 1050 Ma, dos picos moderados a los 1000 y 1200 Ma, además de un pequeño pico asociado de 985 Ma (Fig. 4.61b). El siguiente pico en importancia en la muestra ocurre a los 522 Ma y está formado por 22 circones, estadísticamente ésta cantidad de granos es poco representativa, se podrían considerar conjuntamente con circones de hasta 709 Ma (Fig. 4.61b). Otro pico de importancia en la muestra ocurre a los 1562 Ma y está formado por 9 circones (Fig. 4.61b). Ocurren otros pequeños picos aislados asociados a circones de 1880-2549 Ma formado por 9 circones (Fig. 4.61b), estos picos abarcan un período muy amplio de tiempo en comparación con las edades entre los 1300 y 1500 Ma y son esencialmente discordantes y poco representativos en la muestra (Fig. 4.61a).

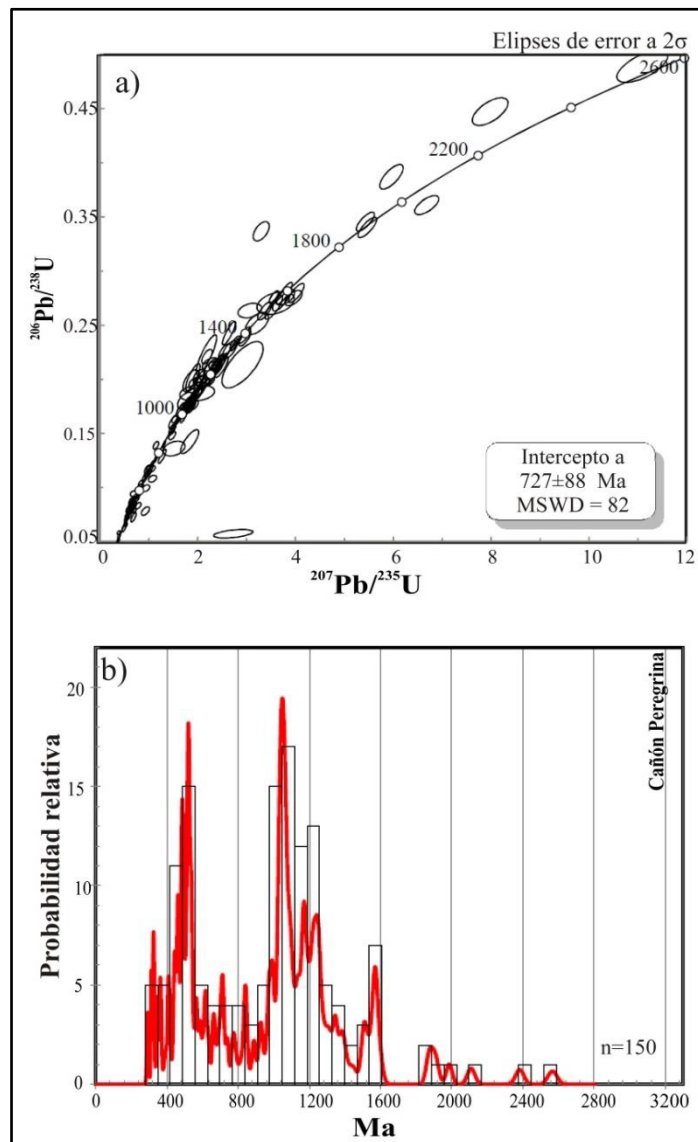


Fig. 4.61 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en circones de las muestras CPS6 y A44 del Esquisto Granjeno, b) diagrama de probabilidad relativa e histograma de las edades U-Pb obtenidas en la totalidad de los circones detríticos de las muestras analizadas.

4.4.5 Química de roca total

Elementos mayores

Grado de Intemperismo

El Índice de Alteración Química (CIA) es empleado para cuantificar de manera general el grado de intemperismo en las rocas (Nesbitt & Young, 1982). Durante el intemperismo químico de rocas ígneas, el contenido de Al_2O_3 tiende a incrementarse en los sedimentos, mientras que los elementos alcalinos y alcalinotérreos como CaO , Na_2O y K_2O tienden a disminuir (Nesbitt & Young, 1982); Fedo et al., 1995; Nesbitt, 2003). Los valores obtenidos para las relaciones del CIA en las rocas metasedimentarias varían desde 50 hasta 84 (Fig. 4.62a). Estos valores son similares a los valores del PIA que varían desde 50 hasta 94. Tanto los valores del Índice de Alteración Química como de Plagioclasa indican una alteración moderada por procesos de intemperismo químico en las rocas metasedimentarias del Esquisto Granjeno. Estos valores concuerdan con los bajos valores de K/Cs (Fig. 4.62a). Esta relación es utilizada como un indicador de intemperismo (McLennan et al., 1995) ya que la relación K/Cs disminuye con el incremento de este.

El Al y el Ti son usualmente considerados como los elementos mayores más estables al intemperismo. García et al. (1994) sugiere que la relación Al-Ti-Zr es útil para distinguir la influencia de los procesos de clasificación en las rocas. Las rocas metasedimentarias del esquisto Granjeno tienen una amplia variación en el contenido de TiO_2 - Zr lo que indica un sorteo extenso en los sedimentos (Fig. 4.62b)

De acuerdo a las relaciones molares $\text{CaO-Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ las rocas metasedimentarias presentan un enriquecimiento de Al_2O_3 . Este enriquecimiento representa la conversión en arcillas de materiales inestables como feldespatos y mica (McLennan et al., 1993). Sin embargo, además las rocas metasedimentarias presentan una tendencia afín con el componente de plagioclasa. Esto indica que la posible fuente de estas rocas puede relacionarse con una granodiorita.

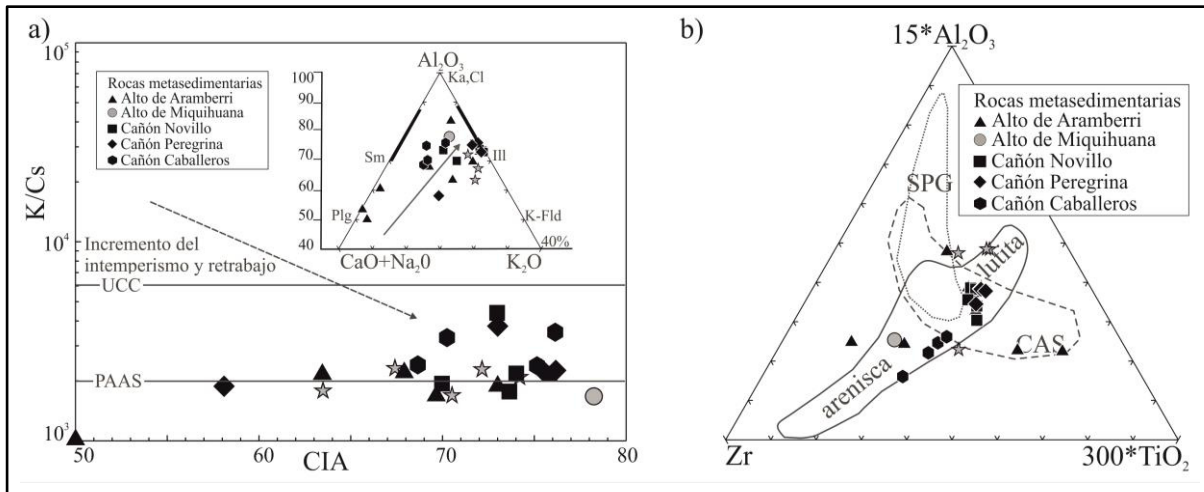


Fig. 4.62 a) Condiciones de intemperismo en las rocas metasedimentarias. UCC: Corteza Superior Continental por sus siglas en inglés, PAAS: Lutita australiana del Post-Arcáico por sus siglas en inglés, y diagrama ternario (Al_2O_3 - $CaO+NaO$ - K_2O) de Nesbitt & Young (1982.). Chl: clorita, Ill: illmenita, K-Fld: feldespato potásico, Plg: plagioclasa, Sm: esmectita, b) Diagrama ternario $Zr-Al_2O_3(x15)-TiO_2(x300)$ de García et al., 1994. CAS: granito calcoalcalino, SPG: granito peraluminoso.

Clasificación de las rocas metasedimentarias

Los metasedimentos del Esquisto Granjeno muestran una variación composicional entre pelita, grauvaca y arenita, con escasa presencia de composiciones equivalentes a arcosa (Fig. 4.63). Las metapelitas muestran los menores porcentajes de SiO_2 y son bastante homogéneas (69-78 %), mientras que en las variedades psamíticas y cuarcíticas los valores de SiO_2 son más elevados y variables (80-96 %; Fig. 4.63).

La composición mineralógica de las rocas estudiadas está en gran parte reflejada en la composición química de los elementos mayores. Así por ejemplo, la abundancia de cuarzo queda evidenciada por el alto contenido en SiO_2 de todas las rocas psamíticas y cuarcíticas y a su vez por el bajo contenido en Al_2O_3 (1-8%; Fig. 4.64). En los esquistos pelíticos el contenido de sílice disminuye notablemente, aumentando el contenido en Al_2O_3 (9-13%; Fig. 4.64) consecuencia de la mayor abundancia en filosilicatos. En las rocas psamíticas, cuarcíticas y pelíticas el contenido en Fe_2O_3 es de 0.7-8.48% (Fig. 4.64), este óxido, al igual que el MgO (0.05-3.1%; Fig. 4.64) se asociaría a la presencia de minerales ferromagnesianos, tales como filosilicatos. El contenido en CaO en general es bajo (0.01 - 0.9%; Fig. 4.64), excepto para dos muestras que tienen valores elevados (2.46%; Fig. 4.64), probablemente relacionados con la presencia de carbonatos secundarios y del grupo del epidoto. La mayor o menor participación de plagioclasas queda de manifiesto por el bajo contenido de Na_2O que presentan la mayoría

de las rocas psamíticas y cuarcíticas (0.01-1.16%: Fig. 4.64). La abundancia de TiO_2 es relativamente baja (0.02-1.04%; Fig. 4.64) con respecto al contenido de SiO_2 .

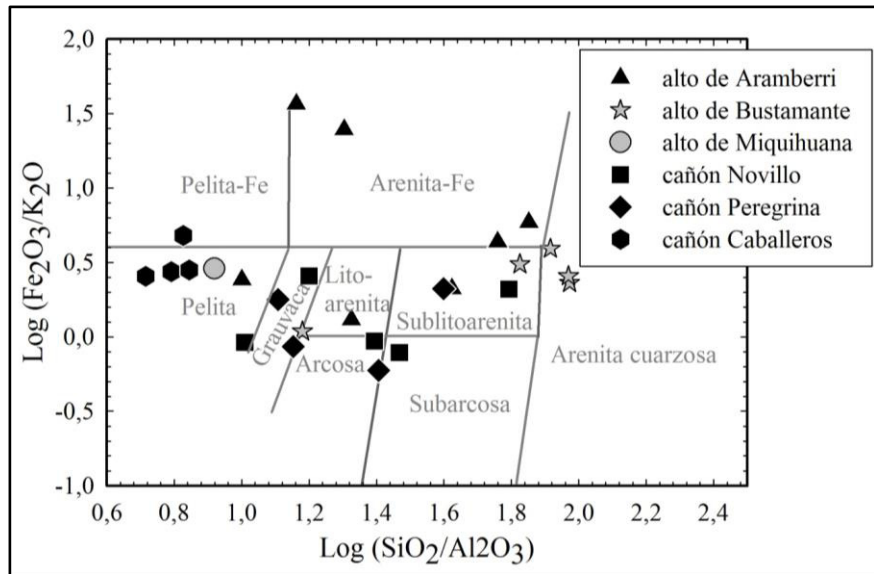


Fig. 4.63 Clasificación geoquímica de los metasedimentos del Esquisto Granjeno según Herron (1988).

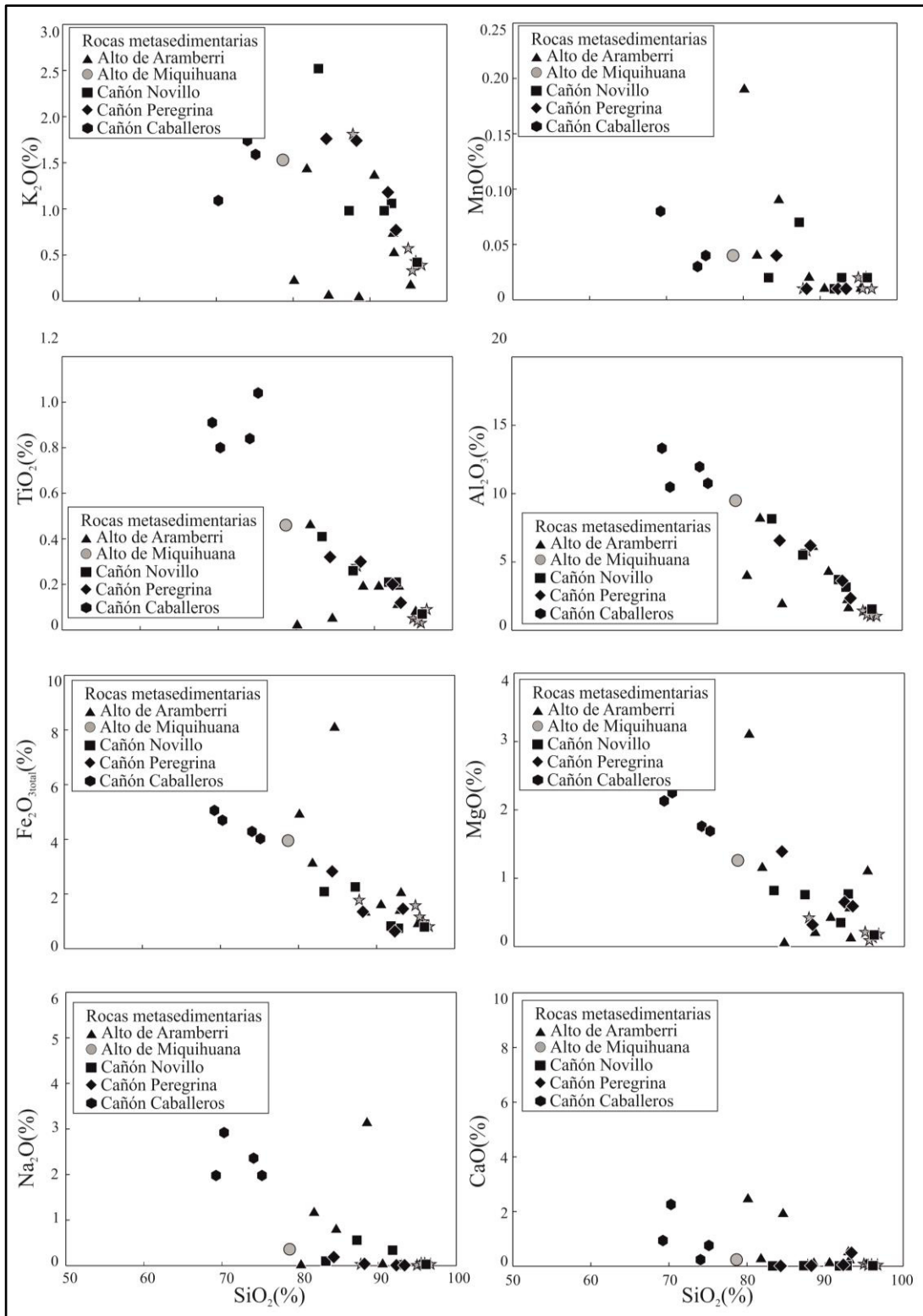


Fig. 4.64 Diagramas de tipo Harker que relacionan el contenido de SiO₂ con K₂O, MnO, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ (total), MgO, Na₂O y CaO.

Elementos traza y tierras raras

El cuarzo y el feldespato son los principales minerales formadores de la metapsamita y cuarcita, y no contribuyen significativamente con el contenido de elementos traza y tierras raras. El Ba (60-8649 ppm; apéndice) y el Sr (7.2-141 ppm; apéndice) pueden entrar en la composición de los feldespatos, reemplazando al Ca en la plagioclasa, o bien el Sr sustituyendo al Ca en los carbonatos. El alto contenido de Ba en las rocas metasedimentarias del alto de Aramberri puede asociarse con la presencia de vetas de barita.

Los bajos contenidos en tierras raras en las rocas metapsamíticas y cuarcíticas ($\Sigma\text{REE} = 8.95\text{-}151.32$ ppm; apéndice) son consistentes con un control por tamaño de grano, apoyando en que la roca original fue una arenisca rica en cuarzo. Por otro lado, en la metapelita aumenta notablemente el contenido en tierras raras ($\Sigma\text{REE} = 91.78\text{-}178.18$ ppm; apéndice), sugiriendo un protolito de grano más fino o menos reciclado. Los minerales pesados juegan un rol importante en la distribución de los elementos traza y tierras raras ya que entran en su composición aumentando así la concentración de los mismos (Taylor & McLennan 1985; Rollinson 1993). El circón, titanita, rutilo y apatito concentran especialmente tierras raras y torio. Otros minerales, como los ferromagnesianos, tienden a concentrar el Sc y Co. De lo anterior surge que tanto la composición mineralógica como la concentración de minerales pesados, producto del fraccionamiento sedimentario, van a regular las concentraciones relativas de elementos traza y sus relaciones.

En las rocas metapsamíticas, cuarcíticas y metapelíticas se observa que el contenido de Zr es variable con valores de 0.5 a 529 ppm (apéndice), siendo probable que responda a concentraciones variables de circón en el protolito. Por otro lado, el Hf entra en la red cristalina del circón, y junto con el Zr pueden ser reemplazados por Yb y Lu, lo que lleva a que este mineral pueda regular el contenido de tierras raras pesadas en los metasedimentos. Las muestras metapsamíticas y cuarcíticas son las que presentan los contenidos relativos más bajos en Zr (0.5-244 ppm) y Hf (0.1-6.8 ppm), y a su vez los menores contenidos en Yb y Lu (0.75-2.44 ppm y 0.02 y 0.59 ppm, respectivamente) sugiriendo un control del circón sobre estos elementos. A nivel microscópico las muestras metapelíticas son las que presentan la mayor cantidad de circones, y esto queda reflejada en el alto contenido de Zr (280-529 ppm), Hf (7.7-13.9 ppm), Yb (2.58-3.59 ppm) y Lu (0.36-0.59).

El comportamiento de los elementos traza y tierras raras en las rocas metasedimentarias soportan la idea de que su distribución actual se encuentra ligada a la abundancia relativa de las fases primarias de los protolitos. Además de que ha sido controlada por procesos de selección sedimentaria que generaron distintos tamaño de grano que sugieren un protolito sedimentario de tamaño de grano más grueso para las rocas metapsamítica y cuarcítica que para las unidades metapelíticas.

Ambiente tectónico y procedencia

Debido a que las rocas metasedimentarias presentan índices de alteración moderados que indican movilidad de los elementos mayores durante el intemperismo y/o metamorfismo, la discriminación del ambiente tectónico de formación y la caracterización del área fuente con funciones discriminantes basadas en elementos mayores no es confiable. Por lo tanto la discriminación del ambiente tectónico y la caracterización de las posibles áreas fuente se ha realizado basándose en las relaciones de elementos traza inmóviles y de elementos de tierras raras.

Las relaciones entre los elementos La-Th-Sc y Zr permiten diferenciar sedimentos de cuencas asociadas a diferentes ambientes tectónicos. Las relaciones La/Sc, Sc/Th y Zr/Th en las rocas metapelíticas, metapsamíticas y cuarcíticas presentan valores de 0.6-9.1, 0.28-5.00 y 0.5-61.4, respectivamente (Fig. 4.65a). Hemos considerado que la pérdida de Na₂O y K₂O (Fig. 4.63) disminuye el contenido de Th en minerales relacionados a estos óxidos. De esta manera se sugiere que las rocas metasedimentarias se formaron en un ambiente de margen continental activo y no en un arco de isla continental.

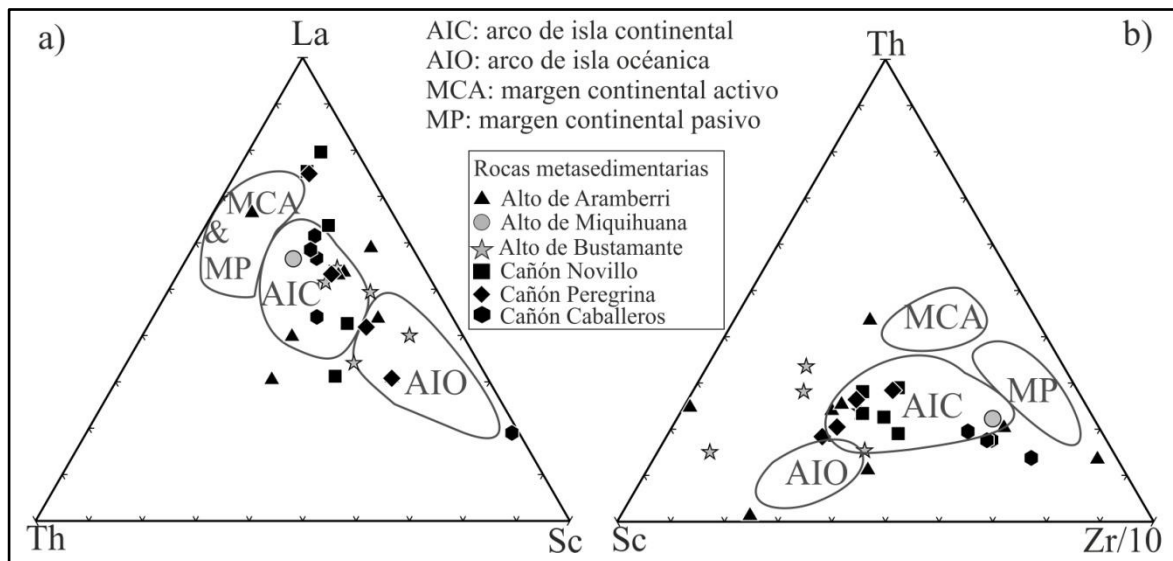


Fig. 4.65 Diagramas para discriminar ambientes tectónicos para rocas metasedimentarias basados en las relaciones a) La-Th-Sc y b) Sc-Th-Zr/10 según Bhatia & Crook (1986).

Autores como Cullers & Stone 1991; Cullers 1994, 1995; Cullers, 1998; Cullers & Berendsen, 1998 se basaron en las diferentes concentraciones que presentan las tierras raras y elementos traza en rocas ígneas básicas y ácidas, para discriminar las diferentes fuente de sedimentos. El La y el Th tienen mayores concentraciones en rocas ígneas silíceas, mientras que el Co, Sc y Cr se concentran mayormente en las rocas básicas. A su vez, el Th es altamente incompatible durante los procesos de fusión y fraccionamiento

ígneo, y el Sc (incorporado principalmente por los minerales ferromagnesianos) es más compatible que las tierras raras y que el Th. De allí que las relaciones La/Th y Th/Sc son indicadores sensibles de los procesos de diferenciación ígnea y reflejan la composición de la fuente (Cullers 2000).

Los valores en la relación La/Th para las metapsamitas y metacuarcitas varían entre 0.75-14 (Cullers 2000) con valores de Hf de 0.1-6.8. Mientras que los valores de La/Th para las metapelitas varían entre 1.73-3.62 con valores de Hf de 7.7-13.9 (Fig. 4.66a). La relación Th/Sc en las metapsamitas y metacuarcitas varían entre 0.2-3.6 y la relación Zr/Sc 0.2-220, mientras que para las metapelitas la relación Th/Sc varían entre 0.78-1.18 y la relación Zr/Sc 22.4-44.2 (Fig. 4.66b)

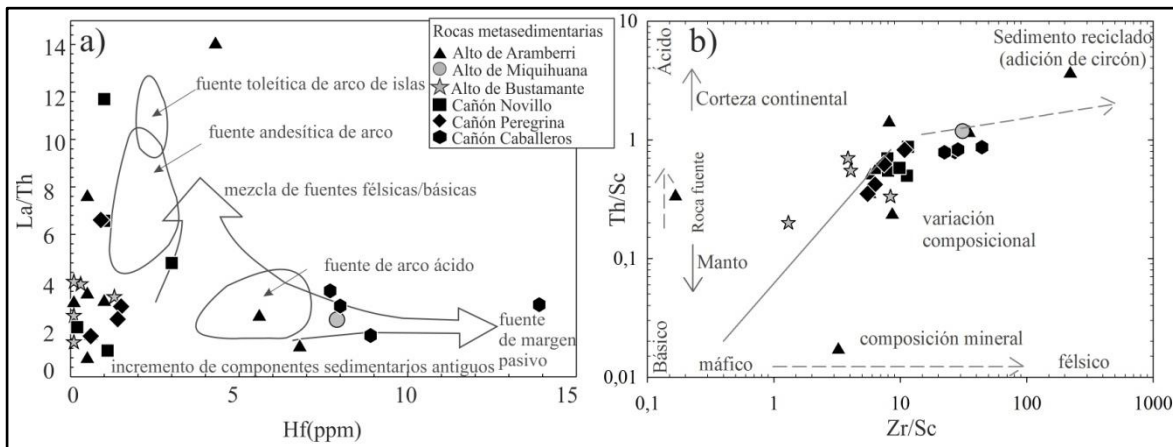


Fig. 4.66 Diagramas de discriminación de rocas fuente según las relaciones a) Hf y La/Th de Floyd & Leveridge, 1978, b) Th/Sc y Zr/Sc de McLennan et al., 1990, 1993.

En general, las metapelitas y metapsamitas presentan exhiben patrones muy similares entre sí. Ambas presentan un enriquecimiento preferencial en las tierras raras ligeras (LREE= 10-159; Fig. 4.67a,b,d ye), mientras que las tierras raras pesadas presentan un patrón plano con respecto a la condrita (HREE= 3-50; Fig. 4.67a,b,d y e). Todas las muestras presentan ligeras anomalías negativas de Eu. Las metapsamitas y metacuarcitas tienen un valor promedio de $Eu/Eu^* = 0.68$ y 0.63 , respectivamente (Fig. 4.67). La abundancia mayor de tierras raras ligeras y pesadas en las metapelitas ($\Sigma LREE = 116$ a 159 ppm, $\Sigma HREE = 36$ a 50 ppm; Fig. 4.67c y f) con respecto a las metapsamitas y metacuarcitas ($\Sigma LREE = 10$ a 138 ppm, $\Sigma HREE = 2$ a 53 ppm; Fig. 4.67c y f) indica un enriquecimiento relativo de REE en los metasedimentos.

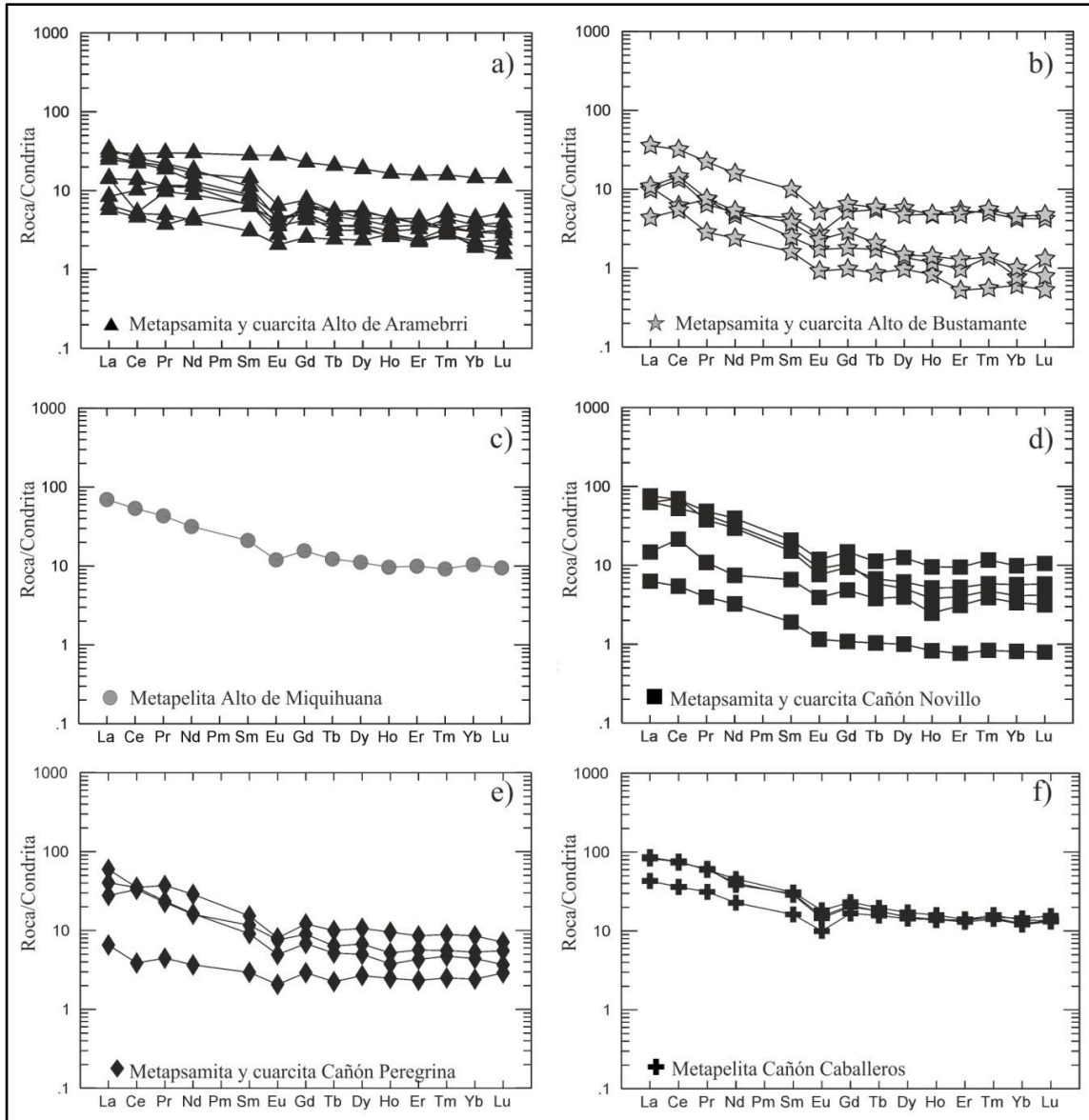


Fig. 4.67 Distribución de la concentración de elementos del grupo de las tierras raras normalizados a la composición del condrito (Taylor & McLennan, 1985).

5 Interpretación

5.1 Sedimentación

La variación de los elementos mayores y traza así como el cambio de la composición química mineral en las rocas metasedimentarias indican, indican diferentes fuentes y condiciones de metamorfismo. La petrografía y los altos valores de LOI en las rocas sugieren que la asociación mineral primaria cambió durante procesos de alteración y metamorfismo (cf. Dampere et al., 2008).

De acuerdo a la composición química mineral y de roca total, los metasedimentos del Esquisto Granjeno derivan de protolitos de composiciones similares a pelita, grauvaca y posiblemente arenita.

Los resultados obtenidos a través del análisis de circones detríticos indican un gran tiempo de depósito de toda la cuenca. Este factor aunado a algunas características geoquímicas como un enriquecimiento en las relaciones de La/Th y patrones bajos de REE sugieren un ambiente pasivo (Fig. 5.1a) de depositación para las rocas metasedimentarias.

Las relaciones Th/Sc y Zr/Sc en las rocas metasedimentarias indican una mezcla de una fuente continental enriquecida en elementos incompatibles. La relación en Th/Sc en metapsamitas y metacuarcitas indica una fuente de composición intermedia a félsica para estas rocas. Mientras que en las rocas metapelíticas la alta concentración de Hf y Zr/Sc indican un incremento de componentes sedimentarios antiguos reciclados.

La relación entre Th-La-Sc (Fig. 4.65a) indica que tanto las rocas metapsamíticas, cuarcíticas y metapelitas se formaron en un margen continental activo, donde los sedimentos pudieron depositarse en una cuenca de antearco (Fig. 5.1b).

El enriquecimiento preferencial de LREE y un patrón plano en HREE, sugiere que la fuente de las rocas metasedimentarias presenta una mayor concentración de minerales del grupo de las arcillas, óxidos e hidróxidos de hierro así como de minerales accesorios. Esto resulta consistente con las interpretaciones de McLennan (1989) y Condie (1991), quienes indican que los minerales del grupo de las arcillas son importantes reservorios de LREE, Y, U y Th. Además de que fuentes ígneas de composición félsica pueden aportar LREE. Esto resulta consistente con la ligera anomalía negativa de Eu. Los patrones de tierras raras en las rocas metasedimentarias indican que las rocas presentan fuentes mixtas y patrones similares a los de rocas que se han formado en un ambiente de margen continental activo (McLennan et al., 1990).

Según las características químicas es posible establecer que los protolitos de las rocas metasedimentarias evolucionaron desde un ambiente de margen pasiva a un ambiente de margen activa.

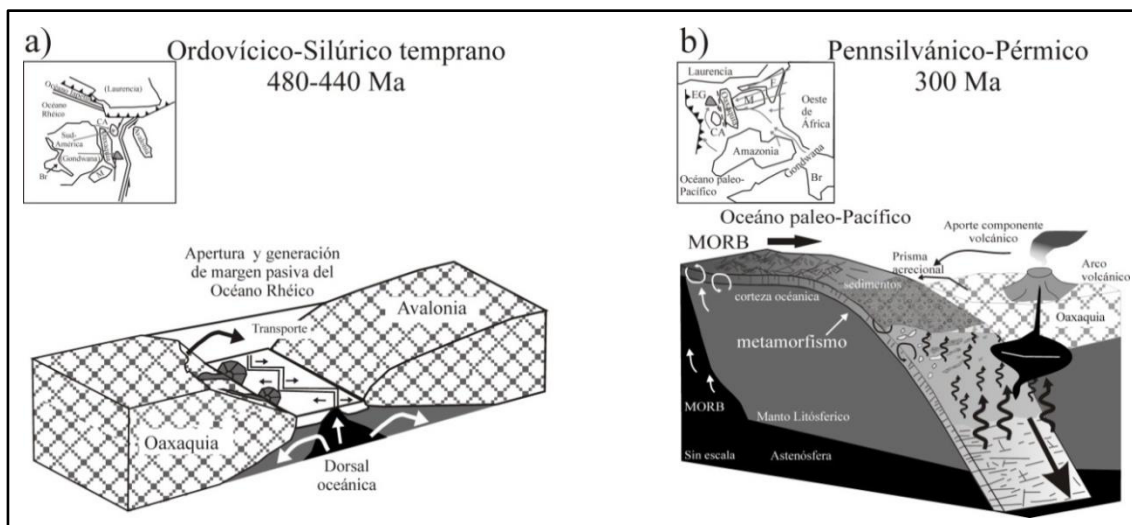


Fig. 5.1 Ambiente de depositación de los protolitos de las rocas metasedimentarias del Esquisto Granjeno. a) Depositación en margen pasiva relacionada a la apertura del Océano Rhéico, b) depositación en margen activa del Océano paleo-Pacífico.

5.2 Magmatismo

De acuerdo a los valores de índices de alteración en las rocas metavolcánicas las rocas presentan alteración de piso oceánico y por metamorfismo regional (Ishikawa, 1976; Nesbitt & Young, 1982; Gifkins et al, 2005). Según los bajos valores de Zr/Ti, los altos valores de Nb/Y y Ti/V se sugiere un origen de dorsal oceánica (MORB) para las rocas metavolcánicas del alto de Aramberri y Bustamante. Las bajas relaciones entre los elementos Hf-Th-Nb indican que una fuente enriquecida produjo basaltos de isla oceánica o MORB enriquecido (cf. Sun & McDonough, 1989; Frey et al, 2005). Los altos valores de LaN/SmN en las rocas metavolcánicas del alto de Aramberri y Bustamante corresponden a MORB enriquecido (cf. Mahoney et al., 2002). Sin embargo, los valores altos de Zr/Y y los valores bajos de Zr/Nb, además del valor positivo de $\Delta Nb\#$ coinciden con basaltos de intraplaca o bien con la composición de pluma del manto (Sun & McDonough, 1989).

La fusión parcial de granate y/o espinela pudieron haber generado los altos valores de Zr/Hf y Nb/Ta en las rocas del alto de Aramberri y Bustamante. Esto concuerda con el empobrecimiento de HREE en las rocas, causado por la fuerte retención de HREE en granate. Esto indica que también la fuente del basalto alcalino se generó a profundidades correspondientes a la zona de granate en el manto.

En contraste con las rocas de los altos de Aramberri y Bustamante, el metabasalto masivo y los flujos metabasálticos de los cañones Novillo y Peregrina son de composición subalcalina y afines a basaltos de dorsal oceánica normal (N-MORB). La fuente de estas rocas consiste de una fuente de magma empobrecido. Evidencia de esto son los bajos valores en las relaciones Zr/Ti, Nb/Y y Zr/Y así como, el valor negativo de $\Delta Nb\#$ y altos valores en las relaciones Hf/Th, Th/Nb, y Ti/V (cf. Winchester y Floyd, 1977; Wood, 1980; Shervais, 1982; Meschede, 1986; Fitton et al, 1997, 2003). Los bajos valores en la relación Hf/Zr y los patrones casi planos de REE (Fig. 4.27.) en los metabasaltos N-MORB, indican que la fusión parcial y fraccionamiento de la fuente se llevó a cabo en ausencia de granate residual. Esto indica niveles de fraccionación más somera que para aquellas con fuentes de granate-lherzolita.

Solamente el flujo metabasáltico del Cañón Peregrina (muestra CPS08) está enriquecido en REE y presenta valores altos en las relaciones Nb/Ta y Hf/Zr. Esta muestra corresponde a MORB enriquecido. Probablemente deriva de una fuente poco profunda sin fase de granate de espinela-lherzolita (Stern et al., 1995). Los altos valores en las relaciones Zr/Y y Nb/Y indican que la fuente de este flujo metabasáltico fue formada por fusión parcial de manto enriquecido en Nb en relación con N-MORB. Este enriquecimiento pudo haber ocurrido por: (1) adiciones de una pequeña fracción de magma de tipo pluma del manto a un manto-MORB (Fig. 5.2), (2) por la interacción con una pluma profunda o (3) por la intrusión de magma enriquecido a un manto empobrecido (Fitton, 2007; Fig. 5.2).

Los afloramientos de serpentina, talco y metacumulato en los cañones del anticlinorio Huizachal-Peregrina y en el alto de Aramberri indican la existencia de una secuencia máfica-ultramáfica de piso oceánico en el Esquistos Granjeno. La textura granular, de malla y la presencia de bastita, así como, el valor intermedio de la relación Ni/Co, la baja proporción molar de Al_2O_3 en las serpentinitas indican que sus protolitos corresponden a dunita y harzburgita. De acuerdo con los altos valores de REE y los patrones con pendientes positivas en todas las rocas ultramáficas estudiadas (Fig. 4.40), se sugiere una fuente de manto empobrecido para la serpentinita.

La cromita consiste en el mineral accesorio más abundante en la serpentina. Este mineral es utilizado como un indicador petrogenético (Irvine, 1967; Dick & Bullen, 1984; Arai, 1992) ya que es el único mineral ígneo que conserva la mayor parte de la química ígnea original en serpentinitas metamorfoseadas (Barnes, 2000; Proenza et al., 2004).

La cromita en las serpentinas de los cañones Novillo y Peregrina representan una fase mineral primaria, presentan valores altos de Cr# y Mg#. Estas espinelas son similares a espinelas crómicas de peridotitas derivadas del manto (por ejemplo, Roeder, 1994). De acuerdo con el bajo contenido de Al, en relación al contenido de Cr, Fe³⁺ y TiO₂% estas cromitas son comparables a cromitas podiformes y cromitas de peridotita abisal. Este tipo de cromitas son comúnmente asociadas a harzburgita (Leblanc & Violette, 1983). Las serpentinitas de los cañones Novillo y Peregrina presentan un segundo tipo de cromita, esta fase mineral se distingue por presentar altos valores de Cr#, Mg#, Fe³⁺ y TiO₂% y representan espinelas metamórficas (por ejemplo Aswad et al., 2011).

La composición de la cromita indica serpentización de las rocas ultramáficas en dos ambientes tectónicos. Los valores bajos de Cr# (< 0.6) en cromitas ricas en Al indica la cristalización a partir de magmas formados en dorsales oceánicas (por ejemplo Arai & Yurimoto, 1995; Zhou, et al., 1998; Proenza et al., 1999). Estas cromitas ocurren en los niveles más someros del manto superior, en la denominada Zona de Transición, cercana a la secuencia de gabro (por ejemplo Leblanc & Nicolas, 1992;. Proenza et al, 1999 y 2008). Mientras que la cromita con altos valores de Cr# (>0.65) indica un origen metamórfico asociado a un arco continental (Aswad et al., 2011; Niu & O'Hara, 2003; Proenza et al., 2004).

El metacumulato del Cañón Novillo muestra bajos valores en las relaciones Zr/Y, Nb/Y, Zr/Ti y empobrecimiento en REE que indica una directa relación con la formación de la serpentinita. La acumulación de ortopiroxeno y feldespato está marcando la anomalía positiva de Eu en el metacumulato e indica una fuente de magma indiferenciado. Los altos valores en la relación Th/Nb indica contaminación de la corteza continental. La anomalía negativa de Nb, la anomalía positiva de Th, así como los bajos valores en la relación Nb/Ta sugieren que el metacumulato está relacionado a un evento de subducción.

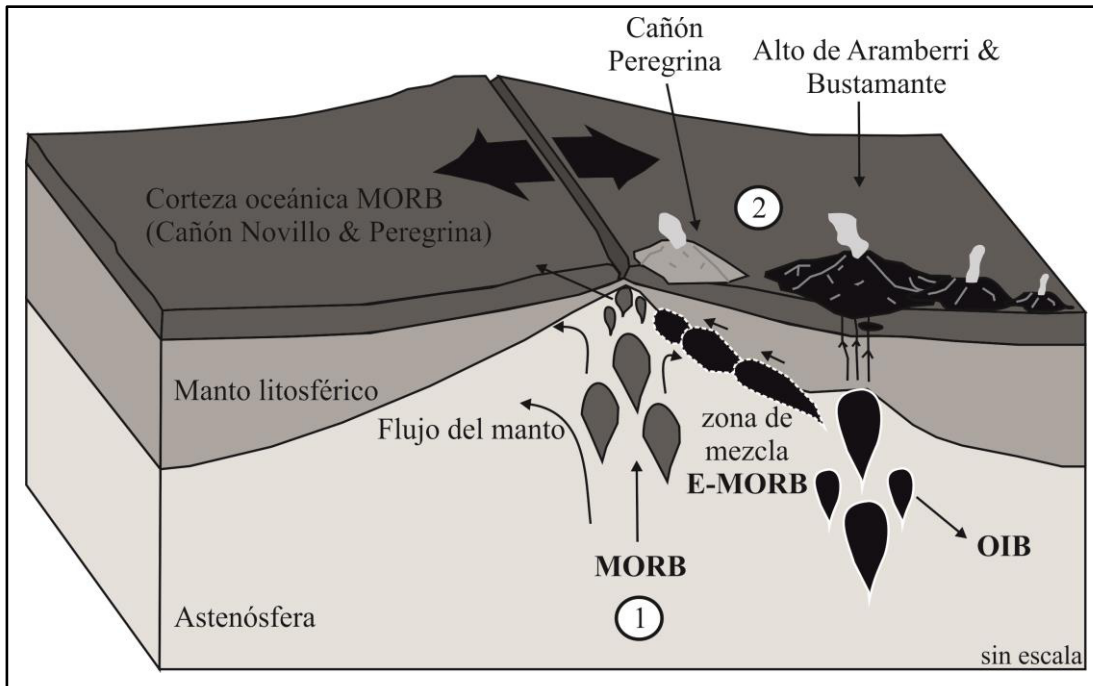


Fig. 5.2 Reconstrucción conceptual de los eventos magmáticos. AHP: anticlinorio Huizachal-Peregrina, CO: corteza oceánica, MORB: basalto de dorsal oceánica, OIB: basalto de isla oceánica.

5.3 Metamorfismo

La temperatura de metamorfismo calculada a partir del geotermómetro de clorita revela diferentes condiciones metamórficas en las distintas áreas. En general, las temperaturas que comprenden desde los 200 °C hasta 450 °C indican crecimiento mineral en condiciones de metamorfismo desde sub-facies de esquistos verdes hasta facies de esquistos verdes (cf. Bucher & Grapes, 2011; Fig. 5.3a).

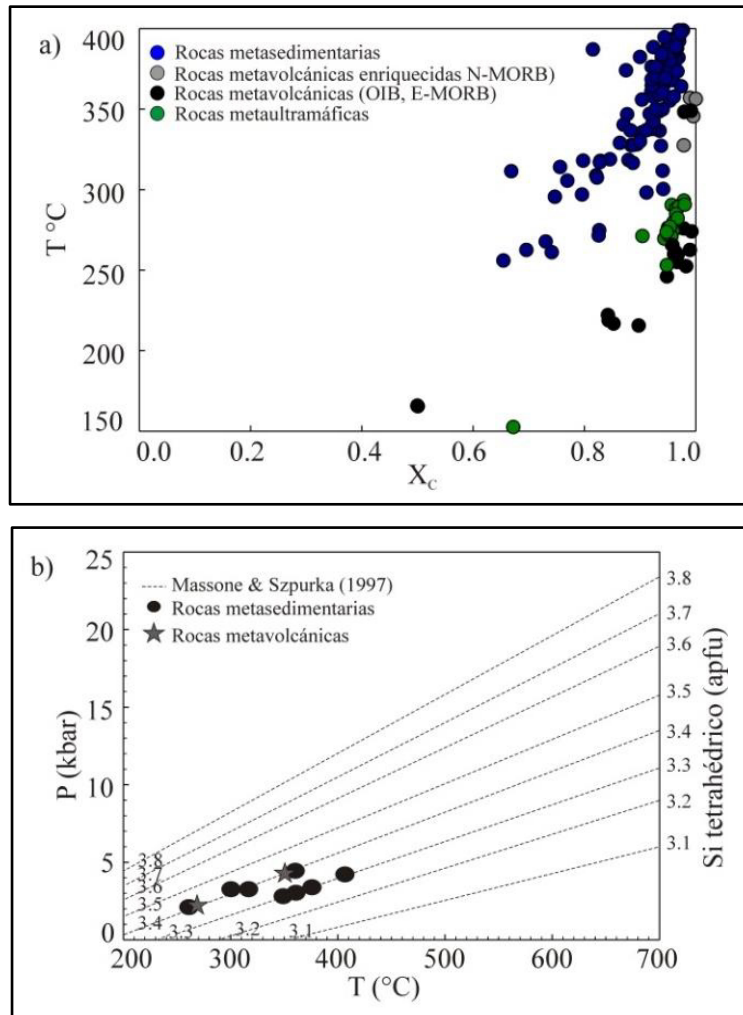


Fig. 5.3 Condiciones de metamorfismo del Esquistó Granjeno. a) Diagrama de temperatura vs el contenido de chlorita (X_c) basado en Cathelineau, 1988, b) diagrama P-T con isopletas para el contenido de Si a.p.f.u en fengita (Massonne & Szpurka, 1997).

Las rocas metasedimentarias de los cañones del anticlinorio Huizachal-Peregrina, así como del alto de Aramberri y Miquihuana, fueron afectadas por metamorfismo en facies de esquistos verdes. Esto se establece de acuerdo al rango de temperatura 250 °C - 400 °C (Fig. 5.3a) calculado con el geotermómetro de clorita propuesto por Cathelineau & Nieva (1985). Velde (1965) y Massonne & Schreyer (1987) describieron la correlación entre el contenido de Si y la presión metamórfica en mica. Por lo tanto, el contenido de Si de 3.4 apfu en la mica de las rocas metasedimentarias puede estar relacionado con presiones entre 2.5 y 4 kbar (Fig. 5.3b). Estas condiciones concuerdan con la presencia de las asociaciones mineralógicas cuarzo + albíta + muscovita / fengita + clorita + grafito

+ turmalina + circón y las asociaciones de prehnita + pumpellita + epidota + actinolita + aluminoceladonita / muscovita + clorita + albita en las rocas metasedimentarias (Fig. 5.4).

Las rocas metavolcánicas de los altos de Aramberri y Bustamante fueron afectadas principalmente por facies de metamorfismo de muy bajo grado, mientras que las rocas metavolcánicas de los cañones Novillo y Peregrina se vieron afectadas por metamorfismo en facies de esquistos verdes. El contenido de Si en la mica (fengita) de todas las muestras metavolcánicas es de 3.4 apfu y al igual que en las rocas metasedimentarias corresponde a presiones entre 2.5 y 4 kbar (Fig.6.3 b). Esto concuerda con metamorfismo de muy bajo grado y de facies de esquistos verdes. Las condiciones de temperatura están por encima de la temperatura de bloqueo para el sistema K-Ar en mica. Por lo tanto, la edad Ar-Ar de 300 ± 4 Ma obtenida en la muestra del cañón Peregrina representa una edad de cristalización metamórfica en lugar de una edad de enfriamiento.

La composición química mineral de los minerales en las rocas metavolcánicas indican que fueron formados por metamorfismo en facies de sub-esquistos y esquistos verdes. El clinopiroxeno recristaliza en condiciones de metamorfismo de facies de esquistos verdes. Este proceso es evidente para las rocas que presentan actinolita y ferroactinolita. Los cristales de diópsido relicto presentes en el metabasalto de los altos de Aramberri y Bustamante indican que las rocas estuvieron sometidas a temperatura de 300°C .

La presencia del arreglo mineral albita + clorita + epidota + prehnita + pumpellita y actinolita (Fig. 5.4) en diferentes combinaciones en el flujo basáltico y basalto masivo son un indicador de metamorfismo de bajo grado en facies de prehnita-pumpellita a pumpellita-actinolita (Bucher & Grapes, 2011). La composición de las pumpellita en las rocas metavolcánicas es típica para la transición de facies de subesquistos a esquistos verdes (cf. Coombs et al., 1976; Bucher & Grapes, 2011). El alto valor de la relación Si/Al y el bajo valor de $\text{Na}_2\text{O}\%$ y $\text{TiO}_2\%$ en el contenido de aluminoceladonita y muscovita del metabasalto masivo y el flujo metabasáltico de los altos de Aramberri y Bustamante y el cañón de Peregrina son comunes en facies de pumpellita-actinolita (Guidotti & Sassi, 1998).

La precipitación de calcita, filosilicatos máficos y calcosilicatos como prehnita, pumpellita y epidota en poros, venas y vesículas de las rocas metavolcánicas se generará a partir de la liberación de iones de Ca y Al durante la albitización de feldspatos. Mientras que, los filosilicatos pudieron haber sido el producto de la alteración por metamorfismo de olivino y ortopiroxeno.

La transición a facies de esquistos verdes es marcada por la presencia de arreglos minerales diagnósticos como actinolita + epidota + clorita + albita y cuarzo (Fig. 5.4) en el flujo metabasáltico del cañón Peregrina. Fases coexistentes como por ejemplo cuarzo, el Ca-Al silicato de plagioclasa, silicatos máficos (clorita, pumpellita), anfíbol y otros silicatos de Ca - Fe³⁺ como prehnita (Fig. 5.4) y/o vidrio volcánico sirvieron como dominios composicionales para la formación de epidota en el metabasalto de los cañones Peregrina y Novillo. El contenido de epidota en las rocas metavolcánicas se encuentra zonado, los cristales zonados son de ricos en aluminio (clinozoisita), la formación de estos cristales fue promovida por la albitización de feldespatos (Bishop, 1972; Grapes & Hoskin, 2004).

La zonación de la epidota revela dos grados de metamorfismo: 1) un área interna de zonación temprana de coloración amarilla (rica en Fe) que fue formada durante la transición del metamorfismo de facies de sub-esquistos a esquistos verdes y; 2) un área de zonación externa azul (empobrecida en Fe) relacionada al metamorfismo en facies de esquistos verdes. Esto concuerda con la temperatura de metamorfismo calculada para los cañones de Peregrina y Novillo.

Cathelineau & Nieva (1985) y Bevins et al (1991) establecen que la composición química de roca total controla la precipitación de clorita. Los valores bajos en la relación Fe/(Fe+Mg) y el alto contenido de Mg en las rocas metavolcánicas indujeron la formación de ripidolita, picnoclorita y clinocloro. Maruyama et al (1983) y Laird (1988) correlacionaron el contenido de Al_{tot} con la temperatura de metamorfismo, en facies de sub-esquistos verdes y esquistos verdes. La clorita con bajo contenido de Al_{tot} en la metalava almohadillada, el metabasalto masivo y el flujo metabasáltico del alto de Aramberri y Bustamante son afectados por metamorfismo de baja temperatura en facies de prehnita-pumpellita. El contenido alto de Al_{tot} en el metabasalto masivo y el flujo metabasáltico de los cañones Novillo y Peregrina son afectados por metamorfismo de más alta temperatura, que corresponde a metamorfismo en facies de esquistos verdes.

Cuerpos de serpentinita se encuentran asociados a las rocas metavolcánicas y metasedimentarias en los cañones del anticlinorio Huizachal-Peregrina. Los protolitos de estas rocas consisten en rocas ultramáficas oceánicas como dunita y harzburgita, que fueron afectadas por serpentinitización. Distintos eventos de serpentinitización son asumidos por la presencia de minerales del grupo de la serpentina y clorita, que sustituyeron el contenido mineral original de los protolitos. Lizardita es la fase mineral metamórfica más común en la serpentina (Fig. 5.4). El crisotilo es la fase que ocurre en venas y esta asociada con la lizardita. Ambas fases minerales pueden ser reemplazadas por antigorita. La fase de antigorita es escasa y se presenta solamente en venas, así

como en zonas de cizalla. Otras fases de alteración incluyen cromita, magnetita, pentlandita, talco, clorita, tremolita - actinolita y calcita (Fig. 5.4). Pseudomorfo de piroxeno conocidos como bastita, están presentes en algunas rocas de serpentina. En las muestras no se detectó la presencia de brucita. La ausencia de este mineral parece ser común en serpentinitas oceánicas más que en serpentinitas continentales (Aumento & Loubat, 1971).

La formación de serpentina pseudomórfica es el resultado de la alteración estática de minerales como el olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno en un ambiente del fondo oceánico. La presencia de crisotilo y lizardita indican serpentización a baja temperatura. Por lo general, se forman en condiciones de temperatura de hasta 450 °C y representan la zona media en facies de esquistos verdes (Bucher & Grapes, 2011). El mineral antigorita es formado por la recristalización de serpentina pseudomórfica debido al metamorfismo progresivo y dinámico (cf. Mohammadi & Ahmadipou, 2013). La antigorita se forma en condicionales de temperatura de hasta 550 °C y es un indicador de la transición entre facies de esquistos verdes y anfibolita (Bucher & Grapes, 2011; Fig. 5.5).

La presencia de cromita en las rocas de serpentinita refleja cambios en la evolución metamórfica. El contenido de Cr en la cromita aumenta con respecto al grado metamórfico, p.ej. a facies de anfibolita (Evans & Frost, 1975). En facies de anfibolita, la cromita conserva su química ígnea original (Barnes, 2000). De acuerdo al contenido de Fe³⁺, Cr y Al tanto de la cromita original y la cromita alterada, se sugiere que la serpentización se llevó desde facies de esquistos verdes hasta la parte más baja de las facies de anfibolita (Evans & Frost, 1975; Barnes & Roeder, 2001).

El contenido de ferrit-cromita en la serpentinita es el producto de alteración de espinela rica en aluminio. Se genera por la reacción entre Cr-espinela y el contenido de clorita en las rocas (Hébert, 1990). Esta reacción proporciona el exceso de aluminio necesario para formar los bordes de clorita alrededor de los cristales durante la precipitación de espinela de ferrit-cromita. La formación de ferrit-cromita aumenta el contenido de cromo disuelto que junto con el contenido de hierro, resulta en la precipitación de magnetita durante la serpentización de dunita y harzburgita (Page, 1968; Wicks, 1969; Coleman & Keith's, 1971). Moody (1976) propuso que la formación de magnetita está relacionada con el aumento de la temperatura. La ferrit-cromita se encuentra asociada con antigorita, clorita, tremolita y diópsido en las serpentinitas de todas las áreas. Esta asociación mineral indica serpentización en condiciones de alta presión y temperatura, en facies de esquistos verdes a anfibolita (Springer 1974, Ashley 1975, Bliss & MacLean 1975, Evans & Frost 1975)

La presencia de talco, clorita, ferrit-cromita y tremolita es útil para establecer condiciones de temperatura de formación en la serpentinita y los cuerpos de talco de los cañones Novillo-Peregrina

y alto de Aramberri. La presencia de talco indica una alta movilidad de sílice. Según Allen & Seyfried (2003) en temperatura de hasta 400°C la alteración de piroxenos genera fluidos enriquecidos en Ca, SiO₂, Fe y H⁺. Este proceso de alteración favorece la formación de silicatos tales como talco y tremolita (Fig.6.5), que se encuentran presentes en los cuerpos de talco del alto de Aramberri. La formación de talco también ha sido asociada a fallamiento.

Los cristales de ferrit-cromita están rodeados por bordes irregulares de clorita. Mellini et al. (2005) sugieren que la formación de clorita corresponde a la sustitución de cromo-espinela primitiva por ferrit-cromita (Fig. 5.5). Según la clorita analizada a partir del metacumulato del cañón Novillo, presenta una temperatura de cristalización de 253 - 276 °C. La clorita analizada en el talco del alto de Aramberri tiene un contenido de Al^{IV} de 0.67 - 1.32 apfu que corresponde a valores de temperatura de 271-293°C (Fig. 5.3a). Estos rangos de temperatura concuerdan con la presencia de clorita y tremolita, que sugieren metamorfismo en facies de esquistos verdes. Estos rangos de temperatura son similares a los rangos de temperatura de clorita calculada para las metavolcánicas y metasedimentarias (Torres-Sánchez et al., 2013; Torres-Sánchez et al., 2015).

La presencia de grosularia en el metacumulato del cañón Novillo indica rodingitización por metasomatismo de calcio. Según O'Hanley et al. (1992) la formación de rodingita se lleva a cabo durante eventos de serpentinización aproximadamente a 300 °C (Bucher & Grapes 2011; Hernández & Barra, 1997). Las fases accesorias como la pentlandita puede ser un indicador para estas condiciones de temperatura. Este mineral se forma como resultado de la recristalización de sulfuros primarios a temperaturas de hasta 450 °C durante procesos de serpentinización. La presencia de carbonatos ocurre principalmente en venas y matriz. Este mineral no está en equilibrio con los minerales de serpentina y corresponde a etapas de cristalización posteriores.

Mineral	Metapelita	Metapsamita	Metalava almohadillada	Metabasalto	Metaulttramáfica
Cuarzo					
Albita					
Feldespato-K					
Zeolita					
Prehnita					
Pumpellita					
Epidota					
Clinopiroxeno					
Glaucofana					
Actinolita					
Granate					
Clorita					
Muscovita					
Biotita					
Stilpnomelana					
Titanita					
Ilmenita					
Rutilo					
Cromita					
Calcita					
Aragonita					
Talco					
Lizardita					
Antigorita					

Fig. 5.4 Relación entre el tipo de roca y facies minerales.

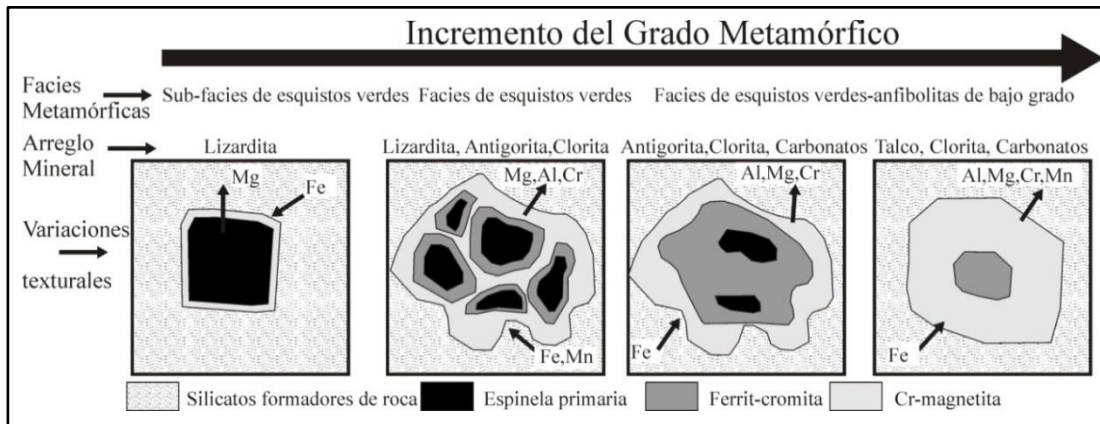


Fig. 5.5 Relación entre el grado metamórfico y las facies minerales en serpentinitas del Esquisto Granjeno.

De acuerdo a la composición mineralógica y a las condiciones de metamorfismo estimadas, se establece que el metamorfismo del Esquisto Granjeno tuvo lugar en el prisma acrecional de un margen de subducción. Las rocas con metamorfismo de facies de subesquistos verdes se generaron a muy poca profundidad en el canal de subducción. Esto es apoyado por el bajo grado metamórfico de los flujos basálticos y lava metalmohadillada del alto de Aramberri y Bustamante. Mientras que el metamorfismo que afectó a las rocas metasedimentarias de todas las áreas así como; los flujos de metabasalto de los cañones Novillo y Peregrina, se llevó a cabo en una zona más profunda del canal

de subducción, como indica el alto grado metamórfico de dichas rocas (Fig. 5.6). Sin embargo la mineralogía de la serpentinita sugiere dos ambientes de formación distintos. Un ambiente de metamorfismo en una zona de dorsal oceánica asociada al magmatismo que formó piso oceánico, y mismo que generó la formación de cromita rica en aluminio. Un segundo ambiente de serpentinitización relacionado con el evento de metamorfismo de facies de esquistos verdes principal. Evento durante el cual se generó la ferrit-cromita, magnetita y grosularia en las rocas metaultramáficas del Esquisto Granjeno (Fig.6.6).

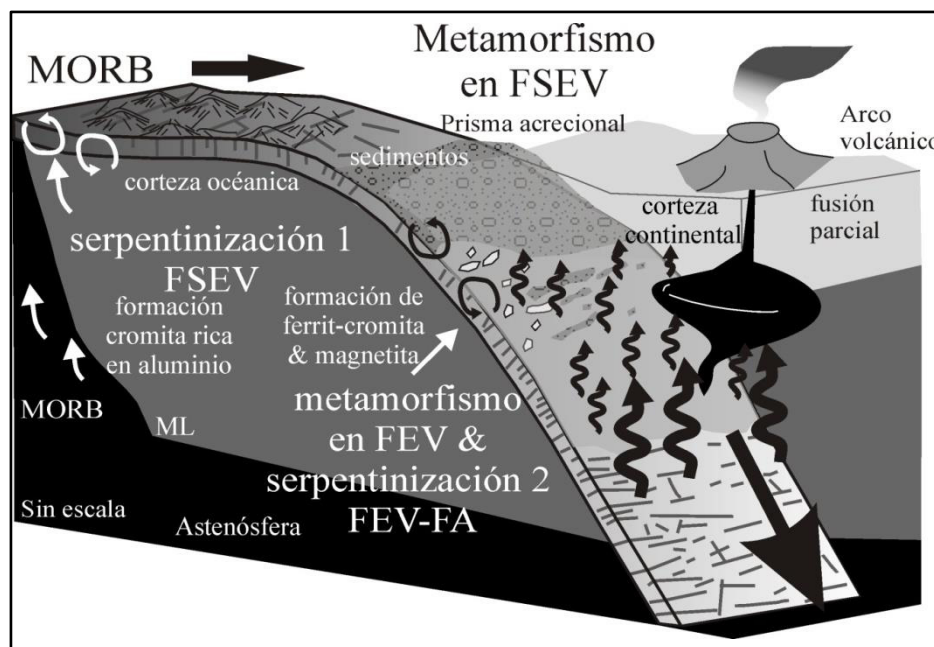


Fig. 5.6 Modelo de metamorfismo y serpentinitización del Esquisto Granjeno. FA: facies de anfibolita, FSEV: facies de sub-esquistos verdes, FEV: facies de esquistos verdes, ML: manto litosférico, MORB: basalto de dorsal oceánica.

6 Paleogeografía

Con base en la relación estratigráfica, la composición mineralógica y química así como la edad de las rocas metamórficas del Esquisto Granjeno, es posible establecer un origen y algunas implicaciones paleogeográficas durante la evolución occidental de Pangea. De acuerdo a los resultados, las rocas metavolcánicas tienen una afinidad geoquímica que indica extrusión tanto en una cuenca oceánica asociada a una dorsal (cañones Novillo y Peregrina) como una pluma del manto (altos de Aramberri y Bustamante). Estos procesos de extrusión tuvieron previo a un evento metamórfico.

Nance et al. (2009), Barboza-Gudiño et al. (2011) y Torres-Sánchez et al. (2013) sugieren que los protolitos del Esquisto Granjeno fueron depositados asociados a la evolución del Océano Rhéico, desde su apertura hasta su cierre con la consecuente colisión de Laurentia y Gondwana. Se asume que el Esquisto Granjeno se formó adyacente al microcontinente Oaxaquia y al noroeste del continente sudamericano durante el Paleozoico tardío. Esta posición paleogeográfica es apoyada por la presencia de circones detríticos de edad Grenvilleana en las rocas metasedimentarias del Esquisto Granjeno (Nance et al, 2009; Barboza-Gudiño et al., 2011; Fig. 6.1) Una posible fuente de circones grenvilleanos en el anticlinorio Huizachal-Peregrina es la unidad metamórfica conocida como Gneiss Novillo (ca. 1 Ga.) (Ortega-Gutiérrez, 1981; Ortega-Gutiérrez et al., 1995 Trainor et al., 2011). Por lo tanto, se sugiere un corto transporte desde la fuente.

Una edad de depósito de 530 Ma para los protolitos de las rocas metasedimentarias del alto de Aramberri fue estimada por Barboza-Gudiño et al. (2011). El inicio del proceso de rifting del Océano Rhéico comenzó durante el Cámbrico temprano (Murphy et al., 2004, 2006a, 2006b). Durante este tiempo rifting intra-continental, cuencas marinas y magmatismo asociado a procesos de rifting se desarrollaron a lo largo de la margen norte de Gondwana (Nance et al., 2002). La acumulación de los protolitos de las rocas metasedimentarias (Cámbrico) del alto de Aramberri se depositaron en cuencas marinas que se desarrollaron durante la apertura del Océano Rhéico (Fig. 6.2a). Ya que las rocas metasedimentarias del Cámbrico del alto de Aramberri están en contacto por falla con los metabasaltos OIB, se puede asumir que estos no son contemporáneos con los protolitos metasedimentarios. Probablemente fueron tectónicamente intercalados por un evento de subducción más tardío en el Pennsilvánico.

Edades máximas de depósito para los protolitos de las rocas metasedimentarias indican un período de sedimentación prolongado desde finales del Cámbrico-Silúrico hasta el Carbonífero-Pérmico (Barboza-Gudiño et al., 2011; Torres-Sánchez et al, 2013). Una transición entre rifting y drifting del Océano Rhéico es establecida desde la depositación de los protolitos metasedimentarios durante el Cámbrico Medio (Raumer & Stampfli, 2008). El drifting del Océano Rhéico generó el desarrollo de un margen pasivo en el norte de Amazonia (Gondwana) durante el Silúrico (Pérez-Estaún et al, 1990; Martínez-Catalán et al, 2009; Aramburu et al., 2002; Marcos et al., 2004; Fig. 6.2b). Los protolitos de edad silúrica de los cañones Peregrina y Novillo se pueden correlacionar con la edad del desarrollo de este margen pasivo. Además, de la presencia de circones detríticos de 660 Ma en las rocas metasedimentarias de ambos cañones (Barboza-Gudiño et al., 2011) que indican una procedencia de Gondwana (Fig. 6.2b).

Un centro de expansión oceánica es formado durante el desarrollo del margen pasivo en el noroeste de Gondwana. Esto dio lugar a la intrusión de meatrial precedente del manto empobrecido el cual generó corteza oceánica (cañones Peregrina y Novillo). Serpentinización del piso oceánico wa asociado al evento de expansión oceánica. La edad del vulcanismo en el Esquisto Granjeno no ha sido determinada, pero el contacto depositacional de los basaltos N-MORB con las rocas metasedimentarias del Ordovícico-Silúrico (Fig. 6.2b) indica que el vulcanismo es posiblemente de esta edad.

Ortega-Gutiérrez et al. (1999) reportó una edad de cristalización Rb-Sr de 452 ± 22 Ma para el metabasalto de la formación Cosoltepec en el sur de México. Esta edad se puede correlacionar con aquella de las rocas volcánicas y sedimentarias de los cañones Peregrina y Novillo. El régimen extensional del rift se extiende desde el Complejo Acatlán al sur de México hasta el Esquisto Granjeno al norte (Fig. 6.2c, d y b). Esta teoría concuerda en que los metabasaltos de la Formación Cosoltepec estuvieron relacionadas con una dorsal oceánica (Keppie et al. 2007).

Movimientos de placas asociadas con el cierre del Océano Rhéico causaron el movimiento y la migración de Gondwana. Durante estos las dorsales oceánicas asociadas migraron en dirección hacia el margen del Océano paleo-Pacífico durante el Paleozoico Tardío (Fig. 6.2e., 1992; Keppie et al., 2008). Tatsumi et al. (2000) describieron un evento de pluma asociado a una abundante producción de magmas basálticos enriquecidos por debajo de la corteza oceánica del Océano paleo-Pacífico durante el Carbonífero-Pérmico. No se ha registrado magmatismo de pluma activo a este tiempo en la zona norte de Gondwana (Torsvik & Cocks, 2013). Las rocas metasedimentarias del Cañón Peregrina se encuentran en contacto deposicional con el flujo de basalto enriquecido. Estas rocas tienen edades deposicionales Pensilvánico-Pérmico tardío que correlaciona con el evento de pluma (Torres-Sánchez et al., 2013). La presencia del metabasalto y la lava metalmoahadillada de los altos de Aramberri y Bustamante así como, el basalto enriquecido del Cañón Peregrina indican la fusión parcial de una fuente profunda enriquecida que puede ser adscrita a la interacción de una pluma con la dorsal oceánica. Así es se asume que el origen estas rocas esta relacionado con la actividad de pluma en el Océano Paleo-Pacífico y no en el Océano Rhéico.

El margen sud-occidental de Gondwana cambió de un ambiente tectónico pasivo a uno activo debido al desarrollo de un sistema de subducción oblicua durante el Pensilvánico (Nance et al, 2007;. Keppie & Ortega Gutiérrez, 2010;. Barboza-Gudiño et al., 2011). Considerando la actividad de este sistema de subducción y la edad metamórfica de 299.6 ± 4.1 Ma, es posible estimar, que las

rocas del Esquisto Granjeno fueron integradas y metamorfoseadas en un ambiente de prisma acrecional durante este tiempo. El metamorfismo de las rocas de los altos de Aramberri y Bustamante pudo haber tenido lugar a poca profundidad en el prisma de acreción. Esto se sugiere por el bajo grado metamórfico que experimentaron los flujos de lava basáltica y lava metaalmohadillada. Mientras que el metamorfismo de las rocas de los cañones Novillo y Peregrina pudo haberse llevado a cabo en una zona más profunda del canal de subducción, como indican sus características metamórficas. La presencia de antigorita y la cloritización de la serpentina indican serpentización en facies de esquistos verdes en los cañones Novillo y Peregrina. Durante este proceso el reemplazamiento progresivo de espinelas ricas en aluminio por ferrit-cromita y magnetita tuvo lugar. En las serpentinitas el alto ratio de Mg/Si implica un exceso de sílice, este exceso ocurrió durante la movilización de fluidos en la cuña del manto. Durante este proceso se formó la grosularia presente en el metacumulato por metasomatismo de calcio a 300 °C. Este grado metamórfico concuerda con la temperatura de formación de la clorita estimada para las rocas de los cañones Novillo y Peregrina.

Un proceso de subducción no es considerado como el ambiente tectónico de origen para las rocas de metavolcánicas ya que todas las rocas metavolcánicas tienen influencia oceánica. Sin embargo, la relación Th/Nb en el metacumulato que se encuentra en contacto directo con el cuerpo de serpentinita, sugiere serpentización en un ambiente de subducción activo. Esto también es apoyado por las relaciones La-Th-Sc, Sc-Th-Zr/10, los patrones de REE así como el enriquecimiento de Sc en las metapsamitas y metacuarcitas indican un ambiente de arco para la formación de los protolitos sedimentarios del Esquisto Granjeno.

Las asociaciones minerales de las rocas metavolcánicas y la ausencia de rocas metamórficas de alta presión en el Esquisto Granjeno indican un ambiente tectónico de baja presión para su formación. Estas condiciones no concuerdan con el ambiente típico de colisión continente-continente. Un margen activo se asume debido a la edad metamórfica del Esquisto Granjeno y la presencia de un cuerpo de plagiogranito que presenta características sin-colisionales y de arco volcánico (De León Barragán, 2012). El cuerpo de plagiogranito intrusionó al Gneis Novillo aproximadamente a los 350Ma. Por lo tanto, se asume un evento no colisional durante el Carbonífero. En contraste, con interpretaciones previas que sugieren que el metamorfismo del Esquisto Granjeno fue causado por la colisión entre Laurentia y Gondwana durante el Carbonífero (Garrison et al, 1980, Ramírez-Ramírez, 1992, Dowe et al., 2005, Nance et al., 2007b). Garrison et al. (1980), Ortega-Gutiérrez (1981) y Ramírez Ramírez (1992) describieron que las rocas volcánicas

en el Esquisto Granjeno fueron formadas a lo largo de un margen activo relacionado con el Océano Iapetus y que en este ambiente fueron afectadas por metamorfismo en facies de esquistos verdes metamorfismo durante el cierre de Pangea. En este trabajo se clasificó a las rocas volcánicas del Esquisto Granjeno como N-MORB con un origen de dorsal oceánica relacionada a la margen sur del Océano Rhéico (Fig. 7.1b) y como MORB y OIB relacionadas con una pluma en el Océano Paleo-Pacífico (Fig. 6.2e). Se sugiere que el metamorfismo del Esquisto Granjeno es el producto de un sistema de subducción oblicua que estuvo activo durante el Penilvánico-Pérmico (Fig. 6.2e y Fig. 7.1c).

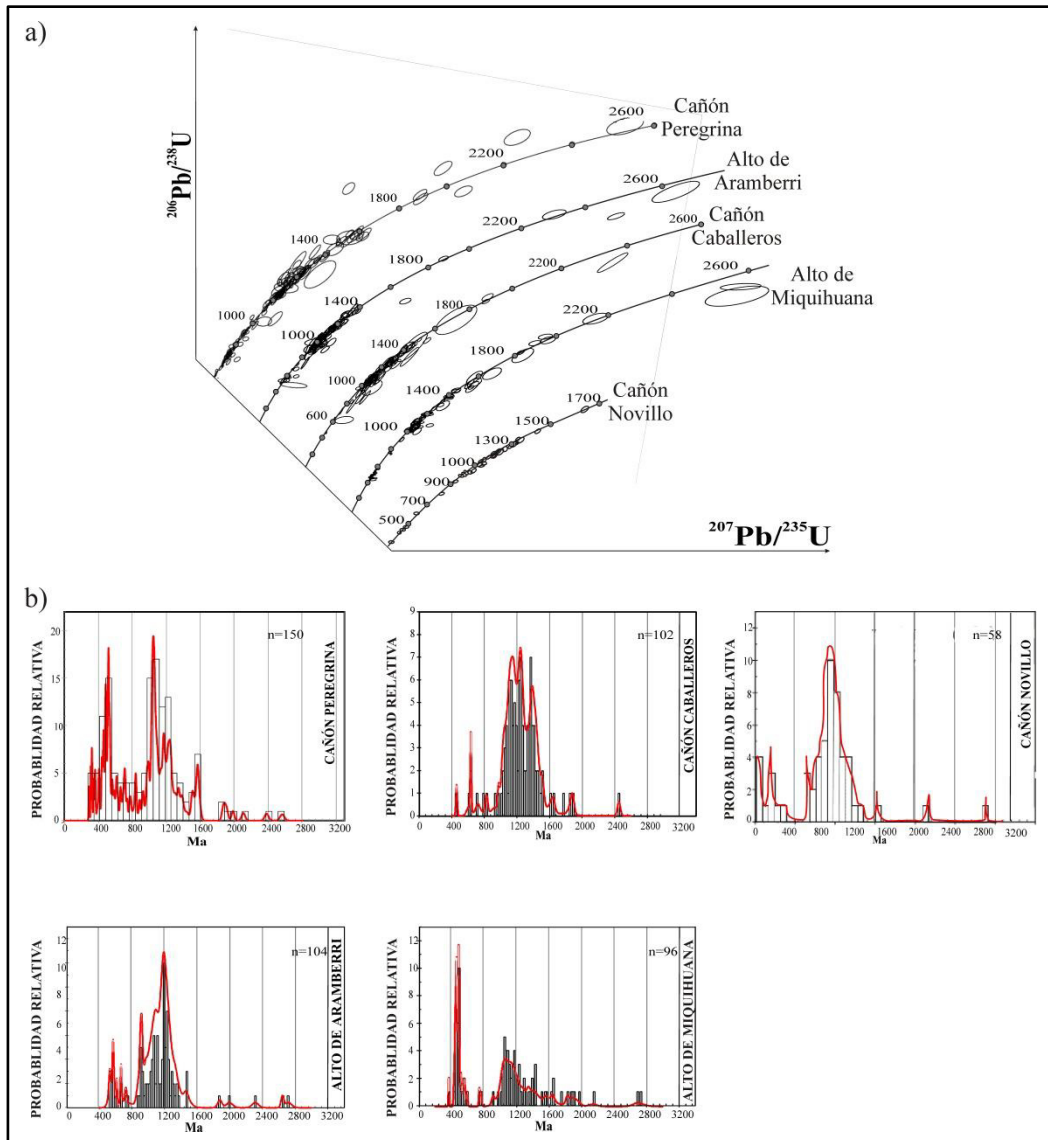


Fig. 6.1 a) Diagramas de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en circones de las diferentes localidades del Esquisto Granjeno, b) Diagramas de probabilidad relativa e histogramas de las edades U-Pb obtenidas en la totalidad de los circones detríticos en las rocas metasedimentarias del Esquisto Granjeno (los datos para los diagramas de los cañones Caballeros, altos de Aramberri y Miquihuana fueron tomados de Barboza-Gudiño et al., 2011, mientras que los datos del cañón Novillo fueron tomados de Nance et al., 2007).

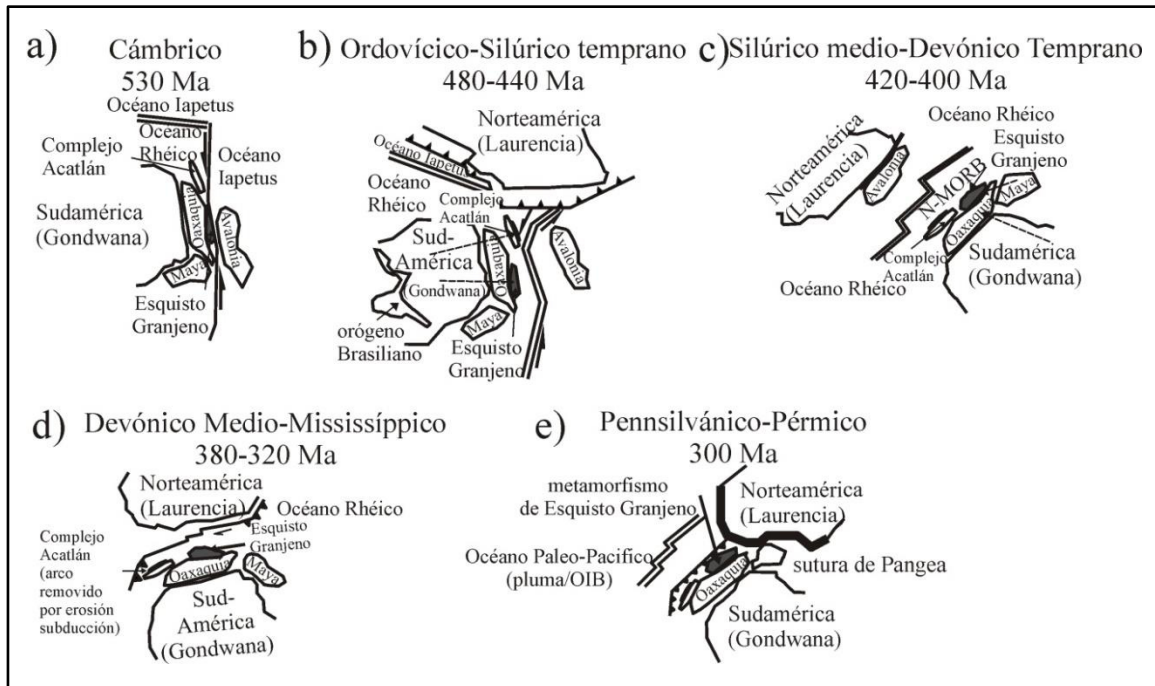


Fig. 6.2 Reconstrucción paleogeográfica del noreste de México durante el Paleozoico. *a) Inicio del rifting del Océano Rhéico, b) separación de terrenos neoproterozoicos, volcanismo bimodal y depositación en el sur del Océano Rhéico, c) margen pasivo en el norte de Gondwana, d) erosión por subducción del arco Devónico en el sur de México, e) pluma y subducción en el norte y sur de México a lo largo del Océano Paleo-Pacífico. Modificado de Murphy et al. (2006a); Nance et al. (2006, 2007, 2008, 2012); Keppie, 1997; Keppie et al. (2007, 2008, 2012); Barboza-Gudiño et al. (2008, 2010, 2011); Morales Gámez et al. (2008).*

7 Conclusiones

7.1 Origen de las rocas metavolcánicas

- 1) Las rocas metabasálticas presentan afinidad alcalina a sub-alkalina.
- 2) El #Mg en los metabasaltos indican una fuente primitiva a ligeramente evolucionada.
- 3) Debido a que no existen firmas geoquímicas que involucren a la corteza continental durante el volcanismo, se sugiere una evolución completamente oceánica para los protolitos de las rocas metabasálticas
- 4) Los valores elevados en las relaciones Hf/Th y Th/Nb, empobrecimiento en LREE y valores bajos de LaN/YbN y LaN/SmN indican protolitos MORB y E-MORB para los flujos de metabasalto de los cañones Peregrina y Novillo.

- 5) Los valores bajos en las relaciones Hf/Th y Th/Nb, el enriquecimiento en el contenido de LREE y los valores elevados en las relaciones LaN/YbN y LaN/SmN, indican protolitos con afinidades OIB para la metalava-almohadillada y los flujos de metabasalto de los altos de Aramberri-Bustamante.
- 6) Los basaltos MORB de los cañones Peregrina y Novillo representan piso oceánico que se generó en una dorsal asociada a la evolución del Océano Rhéico.
- 7) Los contactos directos de las rocas metabasálticas con las rocas metasedimentarias indican que parte del volcanismo fue contemporáneo con la depositación, posiblemente como efecto de la progradación de sedimentos continentales sobre la corteza oceánica.
- 8) El vulcanismo que generó los basaltos enriquecidos puede asociarse a un magmatismo de pluma establecido en la margen occidental de Oaxaquia o bien a componentes OIB que ascendieron como “burbujas” de material enriquecido hacia el manto superior, por medio de flujos convectivos durante el Silúrico-Devónico. Este magmatismo incluso podría relacionarse a un magmatismo de pluma establecido en el océano paleo-Pacífico durante el Mississippico-Pérmico.

7.2 Origen de las rocas metaultramáficas

- 9) Los protolitos de las serpentinitas de los cañones Novillo y Peregrina así como, del metacumulato del cañón Novillo corresponden a dunita y harzburgita, según sus proporciones modales de Al₂O₃, CaO y MgO.
- 10) Las serpentinas de todas las áreas presentan altos valores de #Mg que indican una fuente primitiva para sus protolitos.
- 11) Se reconocen dos tipos de cromita en las serpentinas de los cañones Novillo y Peregrina: a) cromita podiforme rica en Al con valores altos de Cr# y Mg#, bajo contenido de Fe³⁺ y TiO₂% y b) cromita metamórfica con valores altos de Cr#, Mg#, Fe³⁺ y TiO₂%.
- 12) La composición de la cromita indica dos ambientes tectónicos de formación: a) cromita rica en Al que cristalizó en un ambiente de dorsal. Estas cromitas ocurren en los niveles más someros del manto superior, en la denominada Zona de Transición, cercana a la secuencia de gabro y en donde ocurrió el primer evento de serpentización, b) mientras que la cromita de origen metamórfico pudo haberse formado en ambiente de arco continental donde ocurrió el segundo evento de serpentización
- 13) El metacumulato del Cañón Novillo presenta valores bajos en las relaciones Zr/Y, Nb/Y, Zr/Ti y empobrecimiento en REE que indica una relación directa con la serpentinita. La

anomalía positiva de Eu indica una fuente de magma indiferenciado. Los valores altos en la relación Th/Nb indica contaminación de la corteza continental, mientras que la anomalía negativa de Nb, la anomalía positiva de Th, así como los valores bajos en la relación Nb/Ta sugieren que el metacumulato está relacionado a un evento de subducción.

7.3 Origen de las rocas metasedimentarias

- 14) Los protolitos de las rocas metasedimentarias consisten de pelita, grauvaca, arenita y arcosa.
- 15) El enriquecimiento relativo en LREE, indica que la posible fuente de estas rocas se relaciona con la corteza continental.
- 16) Los altos valores en la relación La/Th, Th/Sc, Zr/Sc y el bajo valor de Hf indican una fuente continental enriquecida en elementos incompatibles para la metapsamita y metacuarcita.
- 17) Los bajos valores en las relaciones La/Th, Th/Sc, Zr/Sc y el alto valor de Hf indican un incremento en la componente sedimentaria antigua, así como el contenido de sedimento reciclado en la metapelita.
- 18) Los minerales pesados que conforman a las rocas metasedimentarias consisten de: a) minerales ultra-estables circón, turmalina y rutilo, b) relativamente estables como clinzoisita y zoisita, c) de bajo grado metamórfico como cloritoide y pumpellita, d) de alto grado metamórfico como cianita, sillimanita, glaucofana, e) del grupo del anfíbol como la tremolita y f) del grupo del piroxeno como enstantita y diallagena.
- 19) Se considera a los minerales minerales ultra-estables (excepto a la turmalina) como detríticos; a los minerales relativamente estables, de bajo grado metamórfico, del grupo del anfíbol y a la turmalina como autógenos del Esquisto Granjeno; mientras que, a los minerales de alto grado metamórfico y del grupo del piroxeno como autógenos del Gneis Novillo.
- 20) De acuerdo a los resultados de los circones detríticos se distinguen cuatro poblaciones a) un grupo que corresponde a circones del Neoproterozoico tardío-Cámbrico, con edades de 500-780 Ma; b) circones del Mesoproterozoico temprano-Neoproterozoico con edades de 820-1300 Ma; c) circones del Mesoproterozoico temprano de 1.4-1.5 Ga; y d) circones paleo-proterozoicos de 1.8-2.5 Ga.
- 21) La relación entre los elementos La-Th-Sc y Zr así como los valores de las relaciones La/Sc, Sc/Th y Zr/Th en las rocas metapelíticas, metapsamíticas y cuarcíticas sugieren que las rocas metasedimentarias se formaron en un ambiente de margen continental activo.

- 22) La principal fuente del Esquisto Granjeno corresponde al Gneis Novillo.
- 23) De acuerdo a los datos geocronológicos se propone un largo periodo de depositación desde el Cámbrico hasta el Devónico.

7.4 Condiciones y edad del metamorfismo

- 24) De acuerdo a los arreglos minerales: cuarzo + albita + muscovita/fengita + clorita + grafito + turmalina + circón y las asociaciones de prehnita + pumpellita + epidota + actinolita + aluminoceladonita/muscovita + clorita + albita, al contenido de $Si=3.4$ apfu en mica y de $Al^{IV}=1.0-1.5$ en clorita indican que las rocas metasedimentarias se formaron en condiciones de metamorfismo de esquistos verdes ($260^{\circ}C-410^{\circ}C$ y $2.5-4$ kbar).
- 25) El arreglo mineral albita + clorita + epidota + prehnita + pumpellita + actinolita, el contenido de $Si=3.4$ en mica y de $Al^{IV}=0.86-1.02$ en las rocas metabasálticas de los altos de Aramberri y Bustamante son indicadores de metamorfismo de bajo grado en facies de prehnita-pumpellita a pumpellita-actinolita ($165^{\circ}C-260^{\circ}C$ y $2.5-4$ kbar).
- 26) El arreglo mineral actinolita + clorita + albita +cuarzo, el contenido de $Si=3.4$ y de $Al^{IV}=1.04-1.30$ en las rocas metabasálticas de los cañones Peregrina y Novillo indican metamorfismo en facies de esquistos verdes ($328^{\circ}C-350^{\circ}C$ y $2.5-4$ kbar).
- 27) La presencia de los arreglos minerales ferrit-cromita + antigorita, clorita + tremolita + diópsido en algunas serpentinitas sugiere que el metamorfismo que afectó al esquisto Granjeno pudo alcanzar la zona más baja de las facies de anfibolita.
- 28) Según las condiciones de metamorfismo de las rocas metasedimentarias, metabasálticas así como la edad Ar-Ar (metabasalto), el ambiente de metamorfismo esta relacionado a un evento de subducción a los 300 ± 4 Ma. Mismo tiempo durante el cual se desarrolló la foliación sf2.
- 29) En este ambiente tectónico las rocas metabasálticas de los altos de Aramberri y Bustamante fueron metamorfoseadas a niveles someros del canal de subducción. Mientras que, las rocas metabasálticas de los cañones Peregrina y Novillo y las rocas metasedimentarias de todas las áreas fueron metamorfoseadas a niveles profundos en el canal de subducción. Asociado a este evento ocurrió una segunda serpentinización de piso oceánico.
- 30) Durante el evento de subducción las rocas del Esquisto Granjeno obducen para integrarse a Pangea. Debido a esto, las rocas son afectadas por un tercer evento deformacional que las deforma y falla intensamente generando estructuras de crenulación penetrativa y discreta,

así como, zonas de falla en donde se desarrollaron cuerpos de talco durante el Carbonífero tardío- Pérmico.

El modelo propuesto en este trabajo implica un esquema tectónico más complicado que los modelos previamente establecidos sobre la evolución tectónica del Esquisto Granjeno. El modelo actual implica que el noreste de México no formó parte del evento colisional entre los megacontinentes Laurentia y Gondwana. En su lugar se propone que una zona de subducción no-colisional causó metamorfismo prógrado de las rocas volcánicas y sedimentarias, así como la serpentización de manto litosférico en el noreste de México. Se propone que esta zona de subducción estuvo activa durante el Penssilvánico. Los procesos que generaron al Esquisto Granjeno representan los eventos finales del cierre más al sur del Océano Rhéico en el noreste de México y a su vez representa a los eventos tectónicos activos a lo largo de la margen del Océano Paleo-Pacífico después de la formación de Pangea (Fig. 7.1a-d).

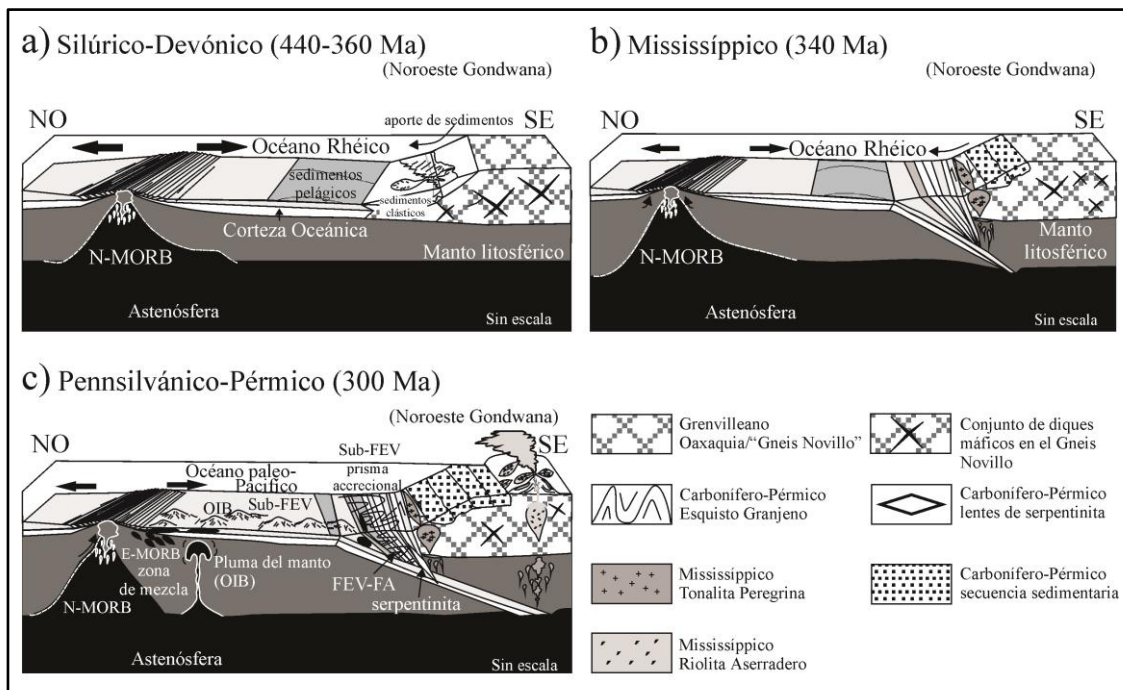


Fig. 7.1 Interpretación geodinámica de la evolución del Esquisto Granjeno durante el Silúrico al Pérmico. a) Depositación de los protolitos de las rocas metasedimentarias en un margen pasivo durante el Silúrico - Devónico, b) depositación y extrusión de los protolitos de las rocas metasedimentarias y metavolcánicas durante el Mississippico y c) el Carbonífero - Pérmico. E-MORB: basalto enriquecido de cresta oceánica, FA: Facies de anfibolita, FEV: facies de esquistos verdes, MORB: basalto de cresta oceánica, NO: noroeste, SE: sureste, Sub-FEV: facies de sub-esquistos verdes, OIB: basalto de isla oceánica.

8 Referencias

- Allen, D. E., & Seyfried, W. E., 2003. Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400°C, 500bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 67, no. 8, p. 1531-1542.
- Álvarez, M., 1949. Unidades tectónicas de la República Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 14, p. 1-19.
- Anderson, T. H., & Schmidt, V. A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 94, no. 8, 941-966 p.
- Anderson, T. H., & Silver, L. T. 1979. The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora. *Geology of northern Sonora: Geological Society of America Field Trip Guidebook*, no. 7, p. 59-68.
- Anderson, T. H., & Silver, L. T., 1977. U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora. *Economic Geology*, vol. 72, no. 5, p. 827-836.
- Anderson, T. H., & Silver, L. T., 2005. The Mojave - Sonora megashear. Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *Special Papers-Geological Society of America*, no. 393, p.1.
- Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine*, vol. 56, no. 383, p. 173-184.
- Arai, S., & Yurimoto, H., 1995. Possible subduction arc origin of podiform chromitites. *Island Arc*, vol. 4, no. 2, p. 104-111.
- Aramburu, C., Truyols, J., Arbizu, M., Méndez Bedia, I., Zamarreño, I., García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C., Valenzuela, M., 2002. El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. In: *El Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Rábano, I., Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. (eds.). Universidad de Extremadura; p. 397-421.
- Aranda-Gómez, J. J., & Ortega-Gutiérrez, F., 1987. Mantle xenoliths in México. *Mantle Xenoliths*, John Wiley & Sons, p. 75-85.
- Aranda-Gómez, J.J., 1982. Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central México, PhD. Thesis, Eugene, Oregon University of Oregon, 236 p.
- Ashley, P. M., 1975. Opaque mineral assemblage formed during serpentinization in the Coolac ultramafic belt, New South Wales. *Journal of the Geological Society of Australia*, vol. 22, p. 91-102.

- Aswad, K. J., Aziz, N. R., Koyi, H. A., 2011. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq. *Geological Magazine*, vol. 148, no. 5, p. 802-818.
- Augustsson, C., & Bahlburg, H., 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, no. 1, 15-26.
- Aumento, F., & Loubat, H., 1971. The Mid-Atlantic ridge near 45° N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, no. 6, p. 631-663.
- Ballard, M.M., van der Voo, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1989. Paleomagnetic results from Grenvillian-aged rocks from Oaxaca, Mexico: evidence for a displaced terrane. *Precambrian Geology*, vol. 42, p. 343-352.
- Barbosa, C.F.V, Silva, J.B.C., 2011. Reconstruction of geologic bodies in depth associated with a sedimentary basin using gravity and magnetic data. *Geophysical Prospecting*, vol 59, p. 1021-1034.
- 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.
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., & Barajas-Nigoche, L. D., 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, vol. 6, no. 5, p. 621-640.
- Barker, A., 1998 A key for identification of rock-forming minerals in thin-section. University of Southampton. Taylor & Francis, UK, 171 p.
- Barnes, J., 1995. *Basic Geological Mapping*. J. Wiley & Sons, New York. 133 p.
- Barnes, S.J., 2000. Chromite in komatiites, II. Modifications during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*, vol. 41, p. 387-409.
- Barnes, S.J. & Roeder, P.C., 2001. The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, vol. 42, p. 2279-2302.
- Bevins, R. E., Robinson, D., & Rowbotham, G., 1991. Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 9, no. 6, p.711-721.

- Bhatia, M. R., & Crook, K. A., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to mineralogy and petrology*, vol. 92, no.2, p. 181-193.
- Bishop, D. G., 1972. Progressive metamorphism from prehnite-pumpellyite to greenschist facies in the Dansey Pass area, Otago, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 83, no. 11, p. 3177-3198.
- Blackey, R.C., 2007. Carboniferous-Permian paleogeography of the assembly of Pangea. In Wong, T.E., (ed.). *Fifteenth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy*, Utrecht, the Netherlands, Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, p. 443–465.
- Bliss, N. W., & MacLean, W. H., 1975. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 39, no. 6, p. 973-990.
- Blount J.G., 1982. Geology of the Rancho Los Filtros area, Chihuahua, Mexico. M.Sc. Thesis, East Carolina University, 76 p.
- Blount, J. G., Walker, N. W., Carlson, W. D., 1988, Geochemistry and U-Pb zircon ages of mid-Proterozoic metaigneous rocks from Chihuahua, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 20, no. 7.
- Bose, E., 1921. On the Permian of Coahuila, northern Mexico, *American Journal of Science*, vol. 1, no. 4, p. 187-194.
- Brown, W.G. 1984. Basement involved tectonics, Foreland areas, AAPG Continuing Course Note Series 26, 92 p.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Berlin Heidelberg, 21-56.
- Burckhardt, C.H., 1930, Etudé synthétique sur le Mèsozoique Mexican. *Memoires de la Sociète Palèontologie Suisse*, vol. 49-50, p. 280.
- Cameron, K. L., Cameron, M., 1985. Trace element, $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ compositions of Cenozoic orogenic dacites from Baja California, northwestern Mexico, and adjacent west Texas: Evidence for the predominance of a subcrustal component. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 91, p. 1-11.
- Cameron, K. L., Robinson, J. V., Niemayer, S., Nimz, G. J., Kuentz, D. C., Harmon, R. S., Bohler, S. R., and Collerson, K. D., 1992. Contrasting styles of pre-Cenozoic and mid-Tertiary crustal evolution in northern Mexico: Evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, no.12, p. 353 - 376.
- Cameron, K.L., Lopez, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Keppie, J.D., Schulze, C., 2004. U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin

- and evolution of Grenville rocks from eastern and southern Mexico. *Geological Society of America Memoir*, vol. 197, p. 755-768.
- Campa, M. F., & Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 20, no. 6, p. 1040-1051
- Campa, M. F., Ramírez, J., Flores, R., Coney, P. J., 1981. Terrenos tectonoestratigraficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. *Universidad Autónoma de Guerrero, Servicio Técnico-Científico*, vol. 10, p. 28.
- Carlson, W. D., 1998. Petrologic constraints on the tectonic evolution of the Llano uplift. In *Basement Tectonics*. Springer, Netherlands, vol. 12, p. 3-27.
- Carpenter, D. L., 1997. Tectonic history of the metamorphic basement rocks of the Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 109, no. 10, p. 1321-1332.
- Carrillo-Bravo, J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 13, no. 1-2, p. 1-98.
- Castillo Rodríguez., H., 1988. Zur Geologie des kristallinen Grundgebirges der Sierra Madre Oriental-insbesondere des Granjeno-Schiefer-Komplexes im Südteil des Huizachal – Peregrina -Antiklinoriums (Raum Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexiko). Master thesis, University of Münster, 138 p.
- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Dórame-Navarro, M., Premo, W.R., Kunk, M.J., 2004a. Metamorphic evolution of the Bamuri Complex (Sonora, NW Mexico). New insights from field and petrographic data, IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes, p. 49.
- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Wooden, J.L., Dórame-Navarro, M., Premo, W.R., 2004b. Detrital zircon U-Pb SHRIMP geochronology of Proterozoic quartzites from the Bamuri Complex, NW Sonora, México. Evidence for a Mojave connection, IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes, p. 215.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, vol. 23, p. 471- 485.
- Cathelineau, M., & Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 91, no.3, p.235-244.

- Cawood, P. A., Mccausland, P. J. A. Dunning, G. R., 2001. Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin of Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, no. 113, p. 443–453.
- Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D., and Windley, B.F., 2009, Accretionary orogens through Earth history, in Cawood, P.A., and Kröner, A., eds., *Earth accretionary systems in space and time: Geological Society of London Special Publication* 318, p. 1–36.
- Centeno-García, E., & Keppie, J. D., 1999. Latest Paleozoic–early Mesozoic structures in the central Oaxaca terrane of southern Mexico: Deformation near a triple junction. *Tectonophysics*, vol. 301, no. 3, p. 231-242.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, vol. 21, no. 5, p. 419-422.
- Centeno-García, E., 2005. Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. *Geological Society of America Special Papers*, 393, 233-258.
- Coleman, R. G., & Keith's, T. E., 1971. A chemical study of serpentinization - Burro Mountain California. *Journal of Petrology*, vol.12, no. 2, p. 311-328.
- Compton, R. 1962. Manual of field geology. *Soil Science*, vol. 93, no. 4, p. 295.
- Condie, K. C., 1991. Another look at rare earth elements in shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 55, no. 9, p. 2527-2531.
- Coney, P. J. & Campa, M. F., 1987, Lithotectonic terrane map of Mexico. Geological Survey, Open-File report, no. 84, p. 523.
- Coombs, D.S., Nakamura, Y., Vuagnat, M., 1976. Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyanne Formation near Loèche, Valais, Switzerland. *Journal of Petrology* 17, p. 440-447.
- Cooper, G. A. & Arellano, A. R., 1946. Stratigraphy Near Caborca, Northwest Sonora, Mexico: *Geological Notes, AAPG Bulletin*, vol. 30, no. 4, p. 606-611.
- Cossío Torres, T., 1988. Zur Geologie der Sierra Madre Oriental-insbesondere des Novillo-Gneis-Komplexes-im Südteil des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums (Raum Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexiko). Master thesis, University of Münster, 99 p.
- Cullers, R.L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, vol. 58, no. 22, p. 4995-4972.

- Cullers, R. L., 1995. The controls on the major-and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, USA. *Chemical Geology*, vol. 123, no. 1, p. 107-131.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, vol. 51, p. 181-203.
- Cullers, R.L. & Berebsen, P., 1998. The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-Continent Rift System, U. S. A. *European Journal of Mineralogy*, vol. 10, no. 5, p. 987-1002.
- Cullers, R. L., & Stone, J., 1991. Chemical and mineralogical comparison of the Pennsylvanian Fountain Formation, Colorado, USA (an uplifted continental block) to sedimentary rocks from other tectonic environments. *Lithos*, vol. 27, no.2, p. 115-131.
- Dalrymple, G. B., & Lanphere, M. A., 1971. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K Ar dating: a comparison with the conventional technique. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 12, no. 3, p. 300-308.
- Dalziel, I.W.D., 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the brakeout of Laurentia: *GSA Today*, vol. 2, no. 11, p. 237, 240-241.
- Damon, P. E., & Guiletti, B. J., 1961. The age of the basement rocks of the Colorado Plateau and adjacent areas, *Annals of the New York Academy of Sciences*, vol. 91, p. 443-453
- Damon, P. E., Livingston, D. E., Mauger, R. L., Gilletti, B. J., Alor, P., 1962. Edad del Precámbrico Anterior y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca - Altar de la parte noroccidental del Estado de Sonora, *Boletín Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*, no. 64, p. 11-44.
- Dampare, S. B., Shibata, T., Asiedu, D. K., Osae, S., Banoeng-Yakubo, B., 2008. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications. *Precambrian Research*, vol. 162, no. 3, p. 403-423.
- De, C. P., Hutcheon, I., Walshe, J. L., 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, vol. 41, no. 2, p. 219-239.
- De Cserna, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico, *Geologische Rundschau*, vol. 50, no.1, p. 595-665.
- De Cserna, Z., 1971. Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico. *Geologische Rundschau*, vol. 60, no.4, p. 1488-1513.

- Cserna, Z., 1977. Bosquejo geológico de la región circundante de la planta hidroeléctrica “El Caracol”, Estado de Guerrero: México, DF. Informe inédito Comisión Federal de Electricidad.
- De Cserna, Z., Delevaux, M. H., Harris, D. C., 1977. Datos isotópicos, mineralógicos y modelo genético propuesto para los yacimientos de plomo, zinc y plata de Fresnillo. Zacatecas, México. Revista Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, vol. 1. no1, p. 110-116.
- De Cserna, Z. & Ortega-Gutiérrez, F., 1977. Alóctono del Paleozoico inferior en la región de Ciudad Victoria, estado de Tamaulipas. Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, vol. 1, p. 33-43.
- De León Barragán, L., 2012. Magmatismo ácido en el Basamento de la Sierra Madre Oriental, Anticlinorio – Huizachal - Peregrina, Tamaulipas, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León, 153 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals, Longman Scientific and Technical, London, vol. 696.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2013. An introduction to the rock forming minerals, 2nd ed. Longman Scientific and Technical, London, 696 p.
- Denison, R.E., Burke, W.H., Jr., Hetherington, Otto, J.B., 1971. Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico. In Seewald, K. y Sundeen, D., (eds.). The Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt: Midland, Texas. West Texas Geological Society Publications, p. 3-14.
- Denison, R. E., Kenny, G. S., Burke, W. H., & Hetherington, E. A., 1969. Isotopic ages of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas, and their significance. Geological Society of America Bulletin, vol. 80, no. 2, p. 245-256.
- Dick, H.J.B. & Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology, p. 86, 54-76.
- Dickin, A. P., 2005. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, UK, 492.
- Dickinson, W. R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Provenance of arenites. Springer Netherlands, pp. 333-361.
- Dickinson, W. R., & Lawton, T. F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico, Geological Society of America Bulletin, vol. 113, no.9, p. 1142-1160.

- Dickinson, W. R., & Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin*, vol. 63, no. 12, p. 2164-2182.
- Dórame-Navarro, M., Iriondo, A., Castiñeiras, P., Premo, W.R., 2004. Cartografía y geocronología del basamento Proterozoico metamórfico en los Cerros Tecolote, NW de Sonora. Libro de Resúmenes IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, p. 59.
- Dowe, D., 2004. Deformational history of the Granjeno Schist near Ciudad Victoria, Mexico: Department of Geological sciences and the College of Arts and Sciences of Ohio Univesrity, M.Sc. Thesis, 108 p.
- Dowe, D. S., Nance, R. D., Keppie, J. D., Cameron, K. L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., & Lee, J. W. K., 2005. Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Constraints on the closure of the Rheic Ocean?. *International Geology Review*, vol. 47, no. 9, p. 920-937.
- Edwards, J., 1966. The petrology and structure of the buried Precambrian basement of Colorado. *Colorado School of Mines Quart*, vol.61, no. 4, p. 2351-2380.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- Ehricke, C., 1998. Mafische und ultramafische Gesteine des Novillo-Canyons, Sierra Madre Oriental, Mexiko. Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Diplom Thesis, 93p.
- Elías-Herrera, M., & Ortega-Gutiérrez, F., 2002. Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, vol. 21, no.3, p. 4-1.
- Elliot, D. H., 1965. Geology of north-west Trinity Peninsula, Graham Land. *British Antarctic Survey Bulletin*, vol. 7, p. 1-24.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., Martens, U., 2007, Petrogenesis and P-T conditions of metamorphic rocks from the Chiapas Massif Complex in the Custepec area, Chiapas, Mexico, Abstract U51A-04. *EOS: Trans. American Geophysic Union* 88.
- Evans, B.W. & Frost, B.R., 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 39, p. 959–972.
- Farmer, V. C., 1974. *Infrared spectra of minerals*. The Mineralogical Society, London, U.K.
- Farmer, G.L., Bowring, S.A., Matzel, J., Espinosa-Maldonado, G., Fedo, C., Wooden, J., 2005. Paleoproterozoic Mojave province in northwestern Mexico? Isotopic and U-Pb zircon

- geochronologic studies of Precambrian and Cambrian crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora, en Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America, Special Paper, no. 393, p. 183-198.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., & Young, G. M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, vol. 23, no.10, p. 921-924.
- Fitton, J.G., 2007. The OIB paradox. In Foulger, G.R. and Jurdy, D.M. (eds.). *Plates, Plumes, and Planetary Processes*, Geological Society of America, Special Paper vol. 430, p. 387-415.
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Hardarson, B.S. 2003. Does depleted mantle form an intrinsic part of the Iceland plume?. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 4, no. 3, p. 1032.
- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S., Taylor, R. N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 153, no. 3, p. 197-208.
- Flawn, P.T. & Díaz, T., 1959. Problems of Paleozoic tectonics in north-central and northeastern México, American Association of Petroleum, *Geologist Bulletin*, vol. 43, p. 224-230.
- Flores, T., 1951. Geología, génesis y condiciones estructurales de los yacimientos de fierro de México, *Boletín del Instituto de Investigación de Recursos Minerales*, vol. 29, p. 1-8.
- Floyd, P.A., & Leveridge, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 144, no. 4, p. 531-542.
- Frey, F.A., Huang, S., Blichert-Toft, J., Regelous, M., Boyet, M., 2005. Origin of depleted components in basalt related to the Hawaiian hot spot: Evidence from isotopic and incompatible element ratios. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 6, no. 2.
- Fries, C., & Rincón-Orta, C., 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronología: Universidad Nacional Autónoma de México. *Boletín del Instituto de Geología*, vol. 73, p. 57-134.
- Fries, C., Schmitter, E., Damon, P.E., Livingston, D.E., Erickson, R., 1962. Edad de las rocas metamórficas de los cañones de la Peregrina y de Caballeros parte centro-occidental de Tamaulipas. *Boletín del Instituto de Geología*, vol. 64, p. 55-69.
- Galaz, G., Keppie, J. D., Lee, J. K., Ortega-Rivera, A., 2013. A high-pressure folded klippe at Tehuitzingo on the western margin of an extrusion zone, Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*, vol. 23, no. 2, p. 641-660.

- Galehouse, J. S., 1971. Sedimentation analysis. Procedures in sedimentary petrology, vol. 69, p. 94.
- García, D., Fonteilles, M., & Moutte, J., 1994. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *The Journal of Geology*, p. 411-422.
- Garrison, J.R., Jr., Ramírez-Ramírez, C., Long, L.E., 1980. Rb-Sr isotopic study of the ages and provenance of Precambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, Mexico. En: Pilger, R.H., Jr., (ed.). Symposium on the origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic ocean, Louisiana State University, Baton Rouge, p. 37-49.
- Gehrels, G.E. & Dickinson, W.R., 1995. Detrital zircon provenance of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata in Nevada. *American Journal of Science*, vol. 295, p.18-48.
- Gehrels, G.E., 2000. Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California. En: Paleozoic and Triassic Paleogeography and Tectonics of Western Nevada and Northern California (eds M.J. Soreghan and G.E. Gehrels). Geological Society of America, Boulder, Colorado Special Paper vol. 347, p. 1-17.
- Gifkins, C., Herrman, W., Large, R., 2005. Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation. Centre of ore deposits, Australia.
- González-León, C. M., 1986. Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, vol. 6, no.2, p.117-135.
- Götze, J., Plötze, M. & Habermann, D., 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz - a review. *Mineralogy and Petrology*, vol. 71, p. 225-250.
- Grapes, R. H., & Hoskin, P. W., 2004. Epidote group minerals in low–medium pressure metamorphic terranes. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, vol. 56, no. 1, p. 301-345.
- Gross, A., 2000. Geologische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des ChiapasMassivs, Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg y Universität München, Alemania, 106 p.
- Guerrero-Suástegui, M., 2004. Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur, with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico, Doctoral thesis. Memorial University of Newfoundland.
- Guidotti C.V., Sassi F.P., 1998. Petrogenetic significance of Na-K white mica mineralogy: Recent advances for metamorphic rocks. *European Journal Mineralogist*, vol.10, p.815-854.
- Gursky, H.-J., 1996. Paleozoic stratigraphy of the Peregrina Canyon area, Sierra Madre Oriental: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, Heft 7/8, p. 973–989

- Gursky, H. J., & Ramirez-Ramirez, C., 1986. Notas preliminares sobre el descubrimiento de volcanitas acidas en el Cañón de Caballeros (núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas, México). *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León*, vol. 1, no.1, p. 1-22.
- Hébert, H. K., 1990. P-T estimates estimates of metamorphism of palaeo-pacific oceanic crust, western New England, New South Wales. En *Pacific Rim Congress 87: An international congress on the geology, structure, mineralisation, and economics of the Pacific Rim*, 26-29 August 1987, Gold Coast, Queensland, Australia, vol. 3, p. 153.
- Heck, M., 2000. Zur Geologie, Petrographie und Geochemie des Pando-Tales, südwestlich Villa Flores, Chiapas, Mexiko. Diploma tesis. Universität Freiburg y Universität München, 132 p.
- Heim, A., 1940. The front ranges of Sierra Madre Oriental. Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 33, no. 2, p. 313-352.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J., & Hofmann, A. W. 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, vol. 410, p. 6829, 677-681.
- Henry, D. J., & Dutrow, B. L., 1990. Ca substitution in Li poor aluminous tourmaline. *Canadian Mineralogist*, vol. 28, p. 111-124.
- Henry, D. J., & Dutrow, B. L., 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 33, no. 1, p. 503-557.
- Henry, D. J., & Guidotti, C. V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral- An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American mineralogist*, vol. 70, no. 1, p. 1-15.
- Hernández, L., & Barra, F., 1997. Hidrogrosularia-uvarovita, vesuvianita y perovskita: productos de rodingitización de rocas ultramáficas del área de La Cabaña. En *Congreso Geológico Chileno*, no. 8, p. 1309-1313.
- Herrmann, U. R., Nelson, B. K., Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U-Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, vol. 13, no. 2, p. 455-474.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 58, p. 820-829.
- Hey, M. H., 1954. A new review of chlorites. *Mineralogical Magazine*, vol. 30, p. 277-292.
- Hiller, R., Weber, B., Hecht, L., Ortega-Gutiérrez, R, Schaaf, R, López-Martínez, M., 2004. The Sepultura unit - A medium to high grade metasedimentary sequence in the Chiapas Massif,

- SE México. En Libro de Resúmenes, Sociedad Geológica Mexicana IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Querétaro, México, p. 200.
- Howell, D.G., Jones, D.L., Schermer, E.R., 1985. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. En: Howell, D.G., ed., 1985, Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, Earth Sciences Series, no. 1, p. 3-33.
- Humphrey, W. E., 1954. Stratigraphy of the Cortinas Canyon Section, Sierra de los Muertos, Coahuila, Mexico. En Díaz, T., (ed.). 21st Field Trip Guide Book, South Texas Geological Society, p. 89-176.
- Imlay, R. W., 1937. Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. Geological Society of America Bulletin, vol. 48, no.5, 587-630.
- Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W., Jr., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004. Isotopic, geochemical and temporal characterization of Proterozoic basement rocks. En the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: Geological Society of America Bulletin, vol. 116, p. 154–170.
- Irvine, T.N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Part II, Petrologic applications. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 4, p. 71–103.
- Ishikawa Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting target for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. Mining Geology, vol. 26, p.105-117.
- Jones, D. L., & Silberling, N. J., 1979. Mesozoic stratigraphy: The key to tectonic analysis of southern and central Alaska. US Department of the Interior, Geological Survey p. 79-1200.
- Jowett, E. C., 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. En GAC/MAC/SEG, Joint Annual Meeting, 16, A62.
- Kawachi, Y., 1975. Pumpellyite-actinolite and contiguous facies metamorphism in part of Upper Wakatipu district, South Island, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol. 18, p. 401-41.
- Keppie, J. D, 1997. Plate tectonic interpretation of Paleozoic world maps (with emphasis on circum-Atlantic orogens and southern Nova Scotia), Nova Scotia Department of Mines, p. 77–3.
- Keppie, J. D., 2004. Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. International Geology Review, vol. 46, no. 9, p. 765-794.
- Keppie, J.D. & Ortega-Gutiérrez, F., 1995. Provenance of Mexican terranes: isotopic constraints, International Geology Review, vol. 37, p. 813–824.

- Keppie, J.D. & Ortega-Gutiérrez, F., 1999. Middle American Precambrian basement: a missing piece of the reconstructed 1 Ga orogen. In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America Special Paper vol. 336, p. 199–210.
- Keppie, J. D., & Ortega-Gutiérrez, F., 2010. 1.3-0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 29, no.1, p. 21-27
- Keppie, J. D. & Ramos, V.A.R., 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic, en Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia Gondwana Connections Before Pangea*, Geological Society of America Special Paper, vol. 336, p. 267-275.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications: *Precambrian Research*, vol. 120, p. 365-389.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Elías-Herrera, M., 2007. Ordovician-Devonian oceanic basalts in the Cosoltepec Formation, Acatlán Complex, southern México: Vestiges of the Rheic Ocean?. *Geological Society of America Special Papers*, vol. 423, p. 477-487.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B., Nance, R. D., 2008. Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, vol. 461, no.1, p. 277-290.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Nance, R. D., Miller, B. V., Ortega-Rivera, A., Lee, J. K., 2006. Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~1Ga Novillo Gneiss (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia. *Precambrian Research*, vol. 147, no. 3, p. 342-353.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2001. A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*, vol. 112, no.3, p. 65-181.
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., Lee, J. K. W., Ortega-Rivera, A., 2012. Constraints on the subduction erosion/extrusion cycle in the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico: geochemistry and geochronology of the type Piaxtla Suite. *Gondwana Research*, vol. 21, no. 4, p. 1050-1065.
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B. V., Fox, D., Lee, J. W. K., 2004. Mid-Jurassic tectonothermal event superposed on a Paleozoic geological record in the Acatlán Complex of southern Mexico: Hotspot activity during the breakup of Pangea. *Gondwana Research*, vol. 7, no. 1, p. 238-260.

- Keppie, J. D., Dostal, J., Norman, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Grajales-Nishimura, M., 2011. Study of melt and a clast of 546 Ma magmatic arc rocks in the 65 Ma Chicxulub bolide breccia, northern Maya block, Mexico: western limit of Ediacaran arc peripheral to northern Gondwana. *International Geology Review*, vol. 53, no. 10, p. 1180-1193.
- Koning, T. 2003. Remember Basement in your Oil and Exploration: Examples of Producing Basement Reservoirs in Indonesia, Venezuela and USA, Let it Flow: CPSPG/CSEG 2007 Convention, Abstract no. 038S0126, p. 319-321.
- Kranidiotis, P. and MacLean, W. H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec: *Economy. Geology*, vol. 82, p. 1898-1911.
- Krynine, P. D., 1946. The Tourmaline Group in Sediments. *Journal of Geology*, vol. 54, no. 65-87.
- Lahee, F.H. 1961. *Field Geology*. McGraw Hill, New York, 926 p.
- Lahee, F.H. 1970. *Geología Práctica*. Omega, Barcelona, 895 p.
- Laird, J., 1988. Chlorites: metamorphic petrology. En *Hydrous Phyllosilicates*, S. W. Bailey (ed.). *Reviews in Mineralogy*, vol. 19, p. 405-454.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., Sampson, D.E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of eastern Mexico: *Precambrian Research*, vol. 94. p. 73-100.
- Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Geherels, G.E. Amato, J.M., 2009. Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 121, p. 820-836.
- Lazarev, A. N. (1972). *Vibrational spectra and structure of silicates*. Consultant Bureau, New York, N.Y.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist*, vol. 35, p. 219-246.
- Leblanc, M. & Nicolas, A., 1992. Les chromitites ophiolitiques. *Chronique de la Recherche Minière*, vol. 507, p. 3-25.
- Leblanc, M. & Violette, J.F., 1983. Distribution of aluminum-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*, vol. 78, p. 293-301.

- Leon, L., 2012. The Llano Uplift, Central Texas. En Field Trip Book for Teachers and Geologists at Any Level. Geological Society of America, Geoscience Education Division, 12 p.
- Li, X.P., Rahn, M., Bucherk., 2004, Serpentinization of the Zermatt-Saas, ophiolite complex and their texture evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 22, no. 3, p. 159 – 177.
- Liou, J. G., & Ernst, W. G., 1979. Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan Ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 68, no. 3, p. 335-348.
- Ludwig, K. R., 2003. Isoplot 3.4, a geochronological toolkit for Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California, Special Publication, vol. 4, p. 2509-2520.
- Ludwig, K. R., 2001. Isoplot/Ex 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a. University of California, Berkeley, p. 55.
- Ludwig, K. R., 2012. Isoplot/Ex, v. 3.75. Berkeley Geochronology Center Special Publication, vol. 5.
- MacKenzie W. S., Adams A. E., 1997. Atlas en color de rocas y minerales en lámina delgada. Barcelona. Masson.
- Mahoney, J.J., Graham, D.W., Christie, D.M., Johnson, K.T.M., Hall, L.S., Vonderhaar, D.L., 2002. Between a hotspot and a cold spot: isotopic variation in the southeast Indian Ridge asthenosphere, 86° E-118° E. *Journal of Petrology*, vol. 43, p. 1155-1176.
- Mansilla, T.M., 1988. Metamorphes grundgebirge und Halotektonisch geprägte Deckschichten im Raum Aramberri, Sierra Madre Oriental, Mexiko, Diploma tesis, Fachbereich Geowissenschaften Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, 51 p.
- Mange, M. A., & Maurer, H. F., 1992. Heavy minerals in colour London: Chapman & Hall. vol. 147, p. 145.
- Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Pérez-Estaún, A., 2004. Estratigrafía y paleogeografía. En Vera, J.A. (ed.), *Geología de España*. S.G.E.-I.G.M.E, Madrid, p. 49-52.
- Marrett, R., & Aranda-García, M., 1999. Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico. En Wilson, JL, Ward, WC, Marrett, R., *Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental, a field book and related papers*, San Antonio, Texas, South Texas Geological Society, p. 69-98.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J., Martínez, S. S., García, F. D., Suárez, J. F., Carmona, A. L., 2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: the Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 341, no. 2, p. 114-126.

- Martini, M., Solari, L., Centeno-García, E., Mori, L., Camprubi, A., 2011. From Back-Arc Drifting to Arc Accretion: the Late Jurassic-Early Cretaceous Evolution of the Guerrero Terrane in Central Mexico (Sierra de Guanajuato). In AGU Fall Meeting Abstracts vol. 1, p. 2316.
- Maruyama S., Suzuhi, K., Liou, J. G., 1983. Greenschist–amphibolite transition equilibria at low pressures. *Journal of Petrology*, vol. 24, no.4, p. 583-604.
- Massonne, H. J., & Schreyer, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 96, no. 2, p. 212-224.
- Massonne, H. J., & Szpurka, Z., 1997. Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ and $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_3O$. *Lithos*, vol. 41, p. 229-250.
- Maurel, C. & Maurel, P., 1982. Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles. *Bulletin de Minéralogie*, vol. 105, p. 197–202.
- McDowell, F. W., Housh, T. B., Wark, D. A., 1999. Nature of the crust beneath west-central Chihuahua, Mexico, based upon Sr, Nd, and Pb isotopic compositions at the Tomóchic volcanic center, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 111, no. 6, p. 823-830.
- McLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 21, no 1, p. 169-200.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., & Hanson, G. N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geological Society of America Special Papers*, vol. p. 284, 21-40.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T., Maynard, J. B., 1990. Geochemical and Nd Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 54, no. 7, p. 2015-2050.
- Meiburg, P., Chapa-Guerrero, J.R., Grottehusmann, 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.
- Mellini, M., Rumori, C., Viti, C., 2005. Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: formation of “ferritchromit” rims and chlorite aureoles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 149, no. 3, p. 266-275.
- Mendoza, O. T. & Suástegui, M. G., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern

- North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 13, no. 4, p. 297-324.
- Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U. R. Ratschbacher, L., 1997. Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico. *Tectonophysics*, vol. 266, p. 81–100.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb - Zr - Y diagram. *Chemical geology*, vol. 56, no. 3, p.207-218.
- Meza-Figueroa, D. M., 1998. Geochemistry and characterization of intermediate temperature eclogites from the Acatlan Complex, southern Mexico, PhD. Thesis, University of Arizona, p. 201.
- Meza-Figueroa, D. M., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., Ortega-Gutiérrez, F., 2003. Tectonometamorphic evolution of the Acatlan Complex eclogites (southern Mexico). *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 40, no. 1, p. 27-44.
- Michalzik, D., 1988. Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexico: Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes, Technischen Hochschule Darmstadt, Darmstadt, Alemania, 247 pp.
- Mickus, K., Montana, C., 1999. Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data. In: C. Bartolini, J. Wilson and T. Lawton, (eds.). *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*, Geological Society of America, Special Paper, vol. 340, p. 357-372.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., Diaz, T.G., 1959. Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico. *Bulletin of American Association Petroleum Geologists*, vol. 43, no. 757-771.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, vol. 274, no. 4, p. 321-355.
- Mohammadi, N., & Ahmadipour, H., 2013. Chromespinel and Magnetite as Indicators for Recognition of Genesis and History of Serpentinites in Baft Ophiolite Mélange (Kerman Province in Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, vol. 24, no.1, p. 23-39.
- Möllinger, S., 2000, Zur Geologie, Petrologie und Geochemie des Las Mercedonas Tales südwestlich von Villa Flores, Chiapas, Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg y Universität München, Alemania, 76 pp.
- Moody, J. B., 1976. Serpentinization: a review. *Lithos*, vol. 9, no. 2, p. 125-138.
- Moore, E. M., 1991. Southwest U.S.–East Antarctica (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology*, vol. 19, p. 425-428.

- Mora, C. I., Valley, J. W., Ortega-Gutiérrez, F., 1986. The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite facies metamorphism of the Oaxacan Complex, southern México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, Revista, vol. 6, p. 222–242.
- Morales-Gámez, M., Keppie, J. D., Norman, M., 2008. Ordovician–Silurian rift-passive margin on the Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Carboniferous–Permian periarc rocks: evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, vol. 461, p. 291-310.
- Morán-Zenteno, D.J., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Geofísica Internacional*, vol. 25, no.1, p. 9-38.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Solís-Pichardo, G. N., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 12, no. 6, p. 513-535.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, vol. 39, no. 1, p. 55-76.
- Morton, A. C., & Hallsworth, C. R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, vol. 124, no. 1, p. 3-29.
- Mosher, S., 1993. Western extensions of Grenville age rocks: Texas. En *Precambrian Conterminous US, a decade of North American geology centennial volume*, Geological Society of America, vol. 2, p. 365-378.
- Müllerried, F. K. G., 1946. Geología del Estado de Nuevo León: Universidad Autónoma de Nuevo León, Inst. invs. Cient. *Annales*, vol. 1, no. 1, p. 167-199.
- Murillo-Muñetón, G., Anderson, J. L., Tosdal, R. M., 1994. A new Grenville-age granulite terrane in southern Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 26, no. 2, p. 76.
- Murphy, J. B., Fernández-Suárez, J., Keppie, J. D., Jeffries, T. E., 2004. Contiguous rather than discrete Paleozoic histories for the Avalon and Meguma terranes based on detrital zircon data. *Geology*, vol. 32, no. 7, p. 585-588.
- Murphy, J. B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J. D., Quesada, C., Dostal, J., 2006a. Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology*, vol. 34, no. 5, p. 325-328.
- Murphy, J. B., Keppie, J. D., Nance, R. D., Miller, B. V., Dostal, J., Middleton, M., Storey, C. D., 2006b. Geochemistry and U-Pb protolith ages of eclogitic rocks of the Asis Lithodeme, Piaxtla

- Suite, Acatlán Complex, southern Mexico: tectonothermal activity along the southern margin of the Rheic Ocean. *Journal of the Geological Society*, vol. 163, no. 4, p. 683-695.
- Nance, R. D., & Linnemann, U., 2008. The Rheic Ocean: origin, evolution, and significance. *GSA Today*, vol. 18, no. 12, p. 4-12.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* vol. 17, no. 2-3, p. 194-222.
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Woodcock, N. H., 2012. A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*, vol. 3, no. 2, p. 125-135.
- 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. *Geology*, vol. 34, no. 10, p. 857-860.
- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Dostal, J., 2007a. Vestige of the Rheic Ocean in North America: the Acatlán Complex of southern Mexico. *Special Papers Geological Society of America*, vol. 423, p. 437.
- Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J. D., Storey, C., Jeffries, T. E., 2007b. Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, México: Detrital zircon U-Pb age constraints and implications for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean. *Geological Society of America Special Papers*, vol. 423, p. 453-464.
- Nance, R. D., Keppie, J. D., Miller, B. V., Murphy, J. B., Dostal, J., 2009. Palaeozoic palaeogeography of Mexico: constraints from detrital zircon age data. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 327, no. 1, p. 239-269.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D., 2002. A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics*, vol. 352, p. 11-31
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'Lemos, R., Pisarevsky, S.A., 2008. Neoproterozoic-early Paleozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes. In Amazonian v. West African connections, the boundaries of the West African Craton. Ennih, N., and Liégeois, J-P., (eds.). *Geological Society of London Special Publication*, vol. 297, p. 345-383.
- Nelson, B. K., DePaolo, D. J., 1985. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 96, no.6, p. 746-754.

- Nesbitt, H. W., 2003. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*, Geological Association of Canada, *GeoText*, vol. 4, p. 39-51.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, vol. 299, no. 5885, p. 715-717.
- Neuendorf, K.K., Mehl, J.P., Jackson J.A., 2005. *Glossary of geology*, American Geological Institute, 5ta edición, Springer, 779 pp.
- Nimz, G.J., Cameron, K.L., Cameron, M., Morris, S.L., 1986. Petrology of the lower crust and upper mantle beneath southeastern Chihuahua, *Geofísica Internacional*, vol. 25, p. 85-116.
- Niu, Y. & O'Hara, M. J., 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 108, p. 1978-2012.
- Nourse, J. A., Premo, W. R., Iriondo, A., Stahl, E. R., 2005. Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, *Special Papers Geological Society of America*, vol. 393, p.123.
- Ocampo-Díaz, Y. Z. E., 2011. Implicaciones tectono-sedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico–Cretácico del noreste de México (fosa de Monterrey y cuenca de Sabinas). Tesis de Doctorado, Universidad Autónoma de Nuevo León, 272 pp.
- O'Hanley, D. S., Schandl, E. S., Wicks, F. J., 1992. The origin of rodingites from Cassiar, British Columbia, and their use to estimate T and P (H₂O) during serpentinization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 56, no. 1, p. 97-108.
- Orozco-Esquivel, M.T., 1991: Zur Petrologie des Kristallins im Huizachal-Peregrina-Fenster, Sierra Madre Oriental Mexiko. University of Karlsruhe, Tesis de Diploma, 133 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F. O., Proenza, J. A., Camprubí, A., i Cambra, J. T., Herrera, M. E., Salas, M. R., Solé, J., 2002. Cromititas ofiolíticas en condiciones metamórficas de alta presión: el ejemplo de Tehuitzingo, Complejo Acatlán, sur de México. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, vol. 25, p. 87-88.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978a, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, vol. 2, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978b. 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, Universidad Nacional Autónoma de México*, v 2, p. 19-30.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1984. Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico. *Precambrian Research*, vol. 23, no.3, p. 377-393.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of Southern México. En Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D. J., Gómez-Caballero, A., (eds.), *Terrane geology of southern Mexico. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 67-84.
- Ortega-Gutiérrez, F., Anderson, T. H., Silver, L. T., 1977. Lithologies and geochronology of the Precambrian craton of southern Mexico. En *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 22, p. 76.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999. Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, vol. 27, no.8, p. 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, vol. 23, no. 12, p. 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, vol. 20, no. 3, p. 177-202.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1985. Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 6, no. 1, 1-20.
- Page, N. J., 1968. Chemical differences among serpentine polymorphs. *American Mineralogist*, vol. 53, no. 1-2, p. 201.
- Pagé, P., & Barnes, S. J., 2009. Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford Mines ophiolite, Québec, Canada. *Economic Geology*, vol. 104, no. 7, p. 997-1018.
- Pantoja-Alor, J., Rincon-Orta, C., Fries Jr. C., Silver, L.T., Solorio-Munguia, J., 1974. Contribuciones a la geocronología de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 26, p. 207-223.
- Patchett, P. J., & Ruiz, J., 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 96, no. 4, 523-528 p.
- Pearce, J. A., Cann, J. R., 1983. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 19, no. 2, 290-300.

- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J. R., Gutiérrez-Marco, J. C., Marcos, A., Pulgar, J., 1990. Stratigraphy of the West Asturian-Leonese zone. In: Dallmeyer, R. and Martinez-Garcia, E., (eds.). Pre-Mesozoic Geology on Iberia. Springer, Berlin, p. 92-102.
- Peters, J.W., 2010. SAGE 2010 - REU Lecture: Density and susceptibilities, p. 1-7.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J., Bodinier, J. L. 1999. Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba); consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, vol. 94, no. 4, p. 547-566.
- Proenza, J. A., Ortega-Gutiérrez, F., Camprubí, A., Tritlla, J., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M. 2004. Paleozoic serpentinite-enclosed chromitites from Tehuiztingo (Acatlán Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, no. 8, p. 649-666.
- Proenza, J. A., Zaccarini, F., Escayola, M., Cávana, C., Schalamuk, A., Garuti, G., 2008. Composition and textures of chromite and platinum-group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. *Ore Geology Reviews*, vol. 33, no. 1, p. 32-48.
- Ramírez-Espinosa, J., 2001. Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system. PhD Thesis, University of Arizona.
- Ramírez-Ramírez, C., 1978. Reinterpretación tectónica del Esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Master thesis. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Ramírez-Ramírez, C., 1992. Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregrina anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico. PhD thesis, University of Texas, Austin, 318.
- Ramos, V.A. & Alemán, A., 2000. Tectonic Evolution of the Andes. In *Tectonic evolution of South America* (Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; editors). International Geological Congress, no. 31, p. 635-685.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill, 568 p.
- Raith, M.M., Reinhardt, J., Raase, P., 2012. *Guide to thin section microscopy*. 2nd Edition. Mineralogical Society of America, p. 127.
- Raumer, J. F. & Stampfli, G. M., 2008. The birth of the Rheic Ocean—Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. *Tectonophysics*, vol. 461, no.1, p. 9-20.
- Reed, S. J. B., 2005. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge: Cambridge University Press. vol. 158.

- Reese, J., 1995. Evolution of Grenville tectonic provinces, southeastern Llano Uplift, central Texas. En *Basement Tectonics 12: Central North America and Other Regions: Proceedings of the 12th International Conference on Basement Tectonics*, Springer, vol. 12, p. 279.
- Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. L., DePaolo, D. J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, vol. 145, no. 1, p. 117-152.
- Restrepo-Pace, P. A., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 150, no. 3, p. 427-441
- Roback, R. C., 1996. Characterization and tectonic evolution of a Mesoproterozoic island arc in the southern Grenville Orogen, Llano uplift, central Texas. *Tectonophysics*, vol. 265, no. 1, p. 29-52.
- Robison, R., & Pantoja-Alor, J., 1968. Tremadocian trilobites from Nochixtlán region, Oaxaca, Mexico, *Journal of Paleontology*, vol. 42, p. 767-800.
- Roeder, P. L., 1994. Chromite; from the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake. *The Canadian Mineralogist*, vol. 32, no. 4, p. 729-746.
- Rollinson, H. R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Routledge, 344 p.
- Rowley, D. B., & Pindell, J. L., 1989. End Paleozoic-Early Mesozoic western Pangean reconstruction and its implications for the distribution of Precambrian and Paleozoic rocks around Meso-America. *Precambrian Research*, vol. 42, no.3, p. 411-444.
- Rudnick, R.L., 2005. *The Crust: Treatise on Geochemistry*. Holland, H.D & Turekian, K.K., (eds), Elsevier, Oxford, U.K., 683 p.
- Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas, M. A., Rodríguez, J. L., Torres-Rivero, A. 1999. Palynostratigraphical method: Basis for defining stratigraphy and age of the Los San Pedros allogroup, Huizachal-Peregrina anticlinorium, Mexico. *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper*, vol. 340, p. 229-269.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 100, no. 2, p. 274-281.

- Ruiz, J., Tosdal, R. M., Restrepo, P. A., Murillo-Muñetón, G., 1999. Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connections in the Proterozoic, *Special Papers-Geological Society of America*, p. 183-198.
- Sala, O.; *Fundamentos de espectroscopia Raman e no infravermelho*, Ed. UNESP: São Paulo, 1995.
- Sánchez Zavala, J. L., Ortega Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., 2000. La orogenia Mixteca del Devónico del complejo Acatlán, sur de México. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes y Programa*, vol. 20, no. 3, p. 321-322.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Gross, A., Ortega-Gutiérrez, F., Kohler, H., 2002. The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, vol. 225, no. 3, p. 1-24.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, vol. 278, p. 1-153.
- Sheriff, R.E., 2006. *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*, 4th edition, Society of Exploration Geophysics, 429 pp.
- Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, no. 1, p. 101-118.
- Shurbet, D. H. & Cebull, S. E., 1987. Tectonic interpretation of the westernmost part of the Ouachita-Marathon (Hercynian) orogenic belt, west Texas-Mexico. *Geology*, vol. 15, no. 5, p. 458-461.
- Silver, L. T., Anderson, T. H., Ortega-Gutierrez, F., 1994. The “thousand million year” orogeny in eastern and southern Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 26, no. 7, p. A-48.
- Smithson, S. B., 1971. Densities of metamorphic rocks, *Geophysics*, vol. 36, no.4. p. 690-694.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., Hames, W. E., 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, vol. 365, no.1, p. 257-282.
- Solari, L.A., de León, R.T., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., 2007. Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 119, no. 9-10, p. 1265-1279.
- Solari, L.A., López, R., Cameron, K.L., Ortega-Gutierrez, F., Keppie, J.D., 1998. Reconnaissance U/Pb geochronology and common Pb isotopes of the northern part of the 1Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico. *EOS American Geophysical Union 1998 Fall Meeting*, vol. 79, p.45.

- Soto-Verdugo, L.C., 2006. El zócalo ígneo-metamórfico Sierrita Prieta, Sonora Norte Central, México: Características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas: Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, Tesis de Licenciatura, 113 pp.
- Springer, R. K., 1974. Contact metamorphosed ultramafic rocks in the Western Sierra Nevada foothills, California. *Journal of Petrology*, vol. 15, p. 160-195.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., Marchant, R., Mosar, J. 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer*, vol. 8, p. 77-106.
- Stern, R. A., Syme, E. C., Lucas, S. B. 1995. Geochemistry of 1.9 Ga MORB-and OIB-like basalts from the Amisk collage, Flin Flon Belt, Canada: evidence for an intra-oceanic origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 59, no. 15, p. 3131-3154.
- Stewart, J. H., 1988. Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico, *Geology*, vol. 16, no. 2, p. 186-189.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., 1993. Middle Paleozoic exotic terrane near Ciudad Victoria, Northeastern Mexico, and the southern margin of Paleozoic North America: Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane Conference: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, p. 147-149.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., López, R., 1999. Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico. *Geological Society of America Special Papers* p. 227-252.
- Sun, S. S. & McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 42, p. 313-345.
- Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 98, no 3, 249-264.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., Guerrero-Suástegui, M., 1995. Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc, *Geofísica Internacional*, no. 34, p.3-22.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza-Figueroa, D. M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M. F., 2005. U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 235, no. 3, p. 682-699.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Corona-Chavez, P., Gehrels, G. E., Sarmiento-Villagrana, A., García-Díaz, J. L., & Salgado-Souto, S. A., 2013. Origin and provenance of basement

- metasedimentary rocks from the Xolapa Complex: New constraints on the Chortis–southern Mexico connection. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 369, p. 188-199.
- Tardy, M., Longoria, J.F., Martínez-Reyes, J., Mitre, L.M., Patiño, M., Podilla, R., S., Ramírez, R.C., 1975. Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: la aloctonía del conjunto Cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón, Coah. y San Luis Potosí, S.L.P. México, *Revista de la Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología*, vol. 75, no. 1, p. 1-11.
- 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.
- Tatsumi, Y., Kani, T., Ishizuka, H., Maruyama, S., Nishimura, Y., 2000. Activation of Pacific mantle plumes during the Carboniferous: evidence from accretionary complexes in southwest Japan. *Geology*, vol. 28, no. 7, p. 580-582.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*: Oxford, UK, Blackwell Publishing, 312 p.
- Tolson, G., 2007. The Chacalapa fault, southern Oaxaca, Mexico. *Special Paper Geological Society of America*, vol. 422, p. 343.
- Torres-Sánchez, S.A., 2010. *Petrología e Interpretación Geodinámica del Esquisto Granjeno en el Cañón de Caballeros, Anticlinorio Huizachal-Peregrina, NE de México*: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de licenciatura, 186 p.
- Torres-Sánchez, S. A., Augustsson, C., Ramírez Fernández, J.A., Barboza Gudiño, J. R., Jenchen, U., Abratis, M., 2013. Geochemistry and metamorphism of the Paleozoic metasedimentary basement of the Sierra Madre Oriental, NE Mexico. Possible paths from their depositional environment?, in *Geological Society of America Abstract with programs* vol. 45, no.3, p.60
- Torres-Sánchez, S. A., Augustsson, C., Barboza Gudiño, J. R., Ramírez Fernández, J.A., Jenchen, U., 2015. Magmatic source and metamorphic grade of metavolcanic rocks from the Granjeno Schist-was northeastern Mexico a part of Pangea? *Geological Journal*, publicado en línea.
- Torsvik, T. H. & Cocks, L. R. M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, vol. 24, no. 3, p. 999-1030.
- Trainor, R., 2010, *Structural/kinematic and metamorphic analysis of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss, Tamaulipas, México*, Ohio University, MSc thesis, 117 p.
- Trainor, R. J., Nance, R. D., Keppie, J. D., 2011. Tectonothermal history of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss of eastern Mexico: support for a coherent Oaxaquia microcontinent. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 28, no. 3, p. 580-592.

- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hodkinson, D. G., Roldán-Quintana, J., 2001. A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 113, no. 11, p. 1409-1422.
- van Hinsberg, V. J., Henry, D. J., Marschall, H. R. 2011. Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. *The Canadian Mineralogist*, vol. 49, no. 1, p. 1-16.
- Vasconcelos, F. M., Verma, S. P., Vargas, B. R. C., 2001. Diagrama Ti-V: una nueva propuesta de discriminación para magmas básicos en cinco ambientes tectónicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 18, no. 2, p. 162-174.
- Velde, B., 1965. Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrences. *American Journal of Science*, vol. 263, p. 886-913.
- Walderhaug, O., & Rykkje, J. 2000. Some examples of the effect of crystallographic orientation on the cathodoluminescence colors of quartz. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 70, no.3.
- Walker, N., 1992. Middle Proterozoic geologic evolution of Llano uplift, Texas: Evidence from U-Pb zircon geochronometry. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 104, no. 4, p. 494-504.
- Weber, B. & Köhler, H., 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb isotope geochronology of a Grenville terrane in Southern Mexico: Origin and geologic history of the Guichicovi complex. *Precambrian Research*, vol. 96, p. 245-262.
- Weber, B., 1998. Die magmatische und metamorphe Entwicklung eines kontinentalen Krustensegments: Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen am Mixtequita-Komplex, Südostmexiko. *Münchener Geologie Hefte*, A24, 176 pp.
- Weber, B., Hecht, L. 2003. Petrology and geochemistry of metagneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. *Precambrian Research*, vol. 124, no. 1, p. 41-67.
- Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R. S., Köhler, H., 2002, El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: la "Unidad La Sepultura", *Geosphere*, vol. 22 p. 2-11.
- Weber, B., López, R., Köhler, H., 2001. Isotopic and chemical indications on the origin of the Mixtequita and the Chiapas Batholiths in SE Mexico: Evidences for inherited Grenville and Panafrican basement. *EUGXI Strasbourg, France*, p. 598.
- Weber, B., Scherer, E. E., Schulze, C., Valencia, V. A., Montecinos, P., Mezger, K., Ruiz, J., 2010. U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico—Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, vol. 182, no. 1, p. 149-162.

- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J. 2008. Significance of provenance ages from the Chiapas massif Complex (Southeastern México): redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a Peri-Gondwanan Realm. *The Journal of Geology*, No. 116, vol 6, p. 619-639.
- Weis, P., 2000. Geologische und isotopengeochemische Untersuchungen zur magmatischen und metamorphen Entwicklung des Chiapas Massivs, Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg y Universität München, Alemania, 127 pp.
- Wicks, F. J., 1969. X-ray and optical studies on serpentine minerals. Doctoral Thesis, University of Oxford.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, vol. 20, p. 325-343.
- Wood, D. A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50, no. 1, p. 11-30.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutierrez, F. Gehrels, G E., 1991. Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. In: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 103, p.817-828.
- Zhou, Y., Murphy, M. A., Hamade, A. 2006: Structural development of the Peregrina-Huizachal anticlinorium, Mexico. *Journal of structural geology*, 28, 3, 494-507.
- Zhou, M. F., Sun, M., Keays, R. R., Kerrich, R. W., 1998. Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 62, no. 4, p. 677-688.
- Ziegler, P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. En *Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV*, 2nd Ed., The Hague, Belgium Published by Geological Society of London, 239 pp.
- Zinkernagel, U., 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. En *Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, 69 pp.

9 Apéndice

Apéndice rocas metavolcánicas

Análisis de microsonda para piroxeno en rocas metavolcánicas. Fórmula estructural basada en 6 oxígenos.									
Litología	Metabasalto masivo		Flujo de metabasalto						
Muestra	B1_35	B1_36	Bu1_1	Bu1_3	Bu1_5	Bu1_6	Bu1_7	Bu1_8	Bu1_10
SiO ₂	50.90	51.91	49.08	47.35	46.78	47.31	45.17	49.16	44.93
TiO ₂	1.24	0.95	1.44	1.95	2.03	1.98	2.87	1.73	3.17
Al ₂ O ₃	3.70	2.44	4.90	6.58	6.49	6.67	8.43	4.99	8.10
FeO	6.00	5.76	5.58	6.03	5.94	5.96	7.20	6.39	8.09
MnO	0.12	0.11	0.09	0.05	0.06	0.07	0.08	0.10	0.09
MgO	15.02	15.92	14.82	13.76	13.69	13.70	12.69	14.58	12.13
CaO	22.74	22.60	23.03	23.11	23.12	23.26	22.65	22.69	22.70
Na ₂ O	0.40	0.29	0.33	0.36	0.36	0.32	0.34	0.32	0.45
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total %	100.13	99.99	99.27	99.19	98.47	99.27	99.43	99.97	99.66
Cationes ideales	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Oxígenos ideales	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si	1.87	1.91	1.82	1.76	1.87	1.91	1.88	1.82	1.76
Al	0.16	0.11	0.21	0.29	0.16	0.11	0.13	0.21	0.29
Ti	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05
Fe ³⁺	0.06	0.05	0.10	0.11	0.06	0.05	0.09	0.10	0.11
Mg	0.82	0.87	0.82	0.76	0.82	0.87	0.82	0.82	0.76
Fe ²⁺	0.13	0.13	0.07	0.08	0.13	0.13	0.14	0.07	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.90	0.89	0.91	0.92	0.90	0.89	0.87	0.91	0.92
Na	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo %	48.55	47.12	50.57	52.26	48.55	47.12	47.40	50.57	52.26

Apéndice rocas metavolcánicas

Análisis de microsonda para piroxeno en rocas metavolcánicas. Fórmula estructural basada en 6 oxígenos.									
Litología	Metabasalto masivo		Flujo de metabasalto						
Muestra	B1_35	B1_36	Bu1_1	Bu1_3	Bu1_5	Bu1_6	Bu1_7	Bu1_8	Bu1_10
En %	44.62	46.18	45.28	43.30	44.62	46.18	45.02	45.28	43.30
Fs %	6.82	6.70	4.15	4.44	6.82	6.70	7.58	4.15	4.44

Análisis de microsonda para clorita en rocas metavolcánicas. Fórmula estructural basada en 14 oxígenos.																	
Litología	Metalava almohadillada						Flujo de metabasalto										
Muestra	A12a	A12a	A12a	A12a	A12a	A12a	CNS11	CNS11	CNS11	CNS11	CNS11	CNS11	CNS11	Bu1	Bu1	CPS13	CPS13
SiO ₂	29.13	30.84	30.97	28.99	29.51	28.98	27.10	26.19	26.57	26.72	27.18	26.52	32.59	29.30	26.04	26.04	
TiO ₂	0.05	0.07	2.05	0.01	0.02	0.01	0.04	0.06	0.06	0.12	0.07	0.09	0.00	0.00	0.02	0.12	
Al ₂ O ₃	16.20	15.84	15.28	16.58	16.26	16.86	21.16	21.23	20.47	20.24	20.08	21.40	19.91	17.48	20.66	20.69	
FeO	20.44	20.42	19.37	22.07	21.92	21.82	20.94	22.29	22.67	22.26	22.51	21.04	16.63	20.40	26.66	26.20	
MnO	0.21	0.21	0.20	0.23	0.28	0.20	0.33	0.37	0.42	0.35	0.36	0.31	0.19	0.24	0.32	0.32	
MgO	19.89	20.35	19.04	19.85	20.24	19.39	19.62	18.36	18.29	18.47	18.21	19.11	15.86	20.54	15.14	15.14	
CaO	0.08	0.11	1.95	0.03	0.05	0.04	0.04	0.06	0.07	0.14	0.08	0.09	0.25	0.11	0.05	0.11	
Na ₂ O	0.00	0.01	0.08	0.04	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.16	0.00	0.01	0.00	
K ₂ O	0.03	0.12	0.16	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.05	0.02	0.02	
Total %	86.02	87.97	89.10	87.81	88.32	87.38	89.23	88.56	88.54	88.30	88.52	88.57	85.61	88.11	88.91	88.64	
Oxígenos ideales	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	
Si	3.04	3.14	3.12	2.99	3.02	3.00	2.73	2.69	2.73	2.75	2.79	2.70	3.29	2.98	2.72	2.73	
Al	1.99	1.90	1.81	2.02	1.96	2.06	2.52	2.57	2.48	2.46	2.43	2.57	2.37	2.10	2.55	2.55	
Ti	0.00	0.01	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	
Mg	3.10	3.09	2.86	3.05	3.09	2.99	2.95	2.81	2.81	2.83	2.79	2.90	2.39	3.12	2.36	2.36	
Fe	1.79	1.74	1.63	1.91	1.88	1.89	1.77	1.91	1.95	1.92	1.93	1.79	1.41	1.74	2.33	2.29	
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	
Ca	0.01	0.01	0.21	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	

Apéndice rocas metavolcánicas

Análisis de microsonda para clorita en rocas metavolcánicas. Fórmula estructural basada en 14 oxígenos.																	
Litología	Metalava almohadillada						Flujo de metabasalto										
Muestra	A12a	A12a	A12a	A12a	A12a	A12a	CNS11	CNS11	CNS11	CNS11	CNS11	CNS11	CNS11	Bu1	Bu1	CPS13	CPS13
Na	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Sum	9.96	9.92	9.84	10.00	10.00	9.98	10.00	10.02	10.02	10.01	9.99	10.01	9.54	9.97	10.00	9.99	
Al ^{IV}	0.96	0.86	0.88	1.01	1.07	1.00	1.27	1.31	1.27	1.25	1.21	1.30	0.71	1.02	1.28	1.27	
Al ^{VI}	1.04	1.04	0.93	1.01	1.05	1.06	1.25	1.26	1.22	1.21	1.22	1.27	1.67	1.08	1.27	1.28	
Al _{tot}	1.99	1.90	1.81	2.02	2.12	2.06	2.52	2.57	2.48	2.46	2.43	2.57	2.37	2.10	2.55	2.55	
Al ^{IV} c	1.14	1.04	1.05	1.20	1.25	1.19	1.44	1.50	1.46	1.44	1.40	1.48	0.85	1.19	1.51	1.50	
Fe/ (Fe+Mg)	0.37	0.36	0.36	0.38	0.40	0.39	0.37	0.41	0.41	0.40	0.41	0.38	0.37	0.36	0.50	0.49	
Mg/Mg+Fe	0.63	0.64	0.64	0.62	0.60	0.61	0.63	0.59	0.59	0.60	0.59	0.62	0.63	0.64	0.50	0.51	
Si tot	7.93	8.20	8.19	7.78	7.68	7.81	7.11	6.98	7.10	7.15	7.26	7.02	8.82	7.77	7.08	7.09	
T° Cathelineu, 1988	246	216	222	262	276	260	346	360	346	340	328	356	165	266	349	348	
T° Jowett, 1991	293	261	264	313	328	310	391	410	397	391	378	403	201	311	412	410	

Análisis de microsonda para pumpellita. Fórmula basada en 24.5 oxígenos.								
Litología	Metabasalto masivo					Flujo de metalava		
Muestra	CNS11_10	CNS11_12	B1_11	B1_12	B1_14	B1_15	B1_16	Bu1_26an
SiO ₂	37.76	38.03	36.99	36.58	37.40	37.19	35.72	37.32
TiO ₂	0.20	0.08	0.00	0.01	0.00	0.07	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	26.23	24.01	21.91	22.00	21.61	21.90	21.51	27.73
Fe ₂ O ₃	10.84	10.61	12.20	12.22	12.31	12.40	12.86	1.34
MnO	0.93	0.18	0.10	0.06	0.14	0.15	0.11	0.21

Apéndice rocas metavolcánicas

Análisis de microsonda para pumpellita. Fórmula basada en 24.5 oxígenos.								
Litología	Metabasalto masivo							Flujo de metalava
Muestra	CNS11_10	CNS11_12	B1_11	B1_12	B1_14	B1_15	B1_16	Bu1_26an
MgO	0.08	0.05	0.03	0.02	0.00	0.03	0.07	2.32
CaO	21.52	22.19	21.88	22.17	20.87	20.88	22.22	22.78
SrO	0.00	0.00					0.00	
Na ₂ O	0.02	0.15	0.06	0.00	0.00	0.02	0.02	0.20
K ₂ O	0.00	0.03	0.06	0.05	0.03	0.03	0.00	0.02
Total %	97.57	95.32	93.23	93.10	92.36	92.67	92.56	91.95
Si	6.30	6.35	6.17	6.11	6.24	6.21	5.96	6.23
Ti	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Al	5.16	4.72	4.31	4.33	4.25	4.31	4.23	5.46
Fe ³⁺	0.68	0.67	0.77	0.77	0.77	0.78	0.81	0.08
Mn	0.13	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
Mg	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.58
Ca	3.85	3.97	3.91	3.96	3.73	3.73	3.97	4.07
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.05	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.07
K	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	16.17	15.81	15.22	15.19	15.03	15.08	15.02	16.52
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al)	0.12	0.13	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.02
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.05	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.04	0.92

Apéndice rocas metavolcánicas

Análisis de microsonda para anfíbol. Fórmula estructural basada en 23 oxígenos.													
Litología	Metalava almohadillada			Metabasalto masivo			Metabasalto masivo		Flujo de metabasalto				
Muestra	A12a_1	A12a_34	A12a_37	B1_1	B1_5	B1_7	CNS11_22	CNS11_24	CPS10_34	CPS10_41	CPS10_45	CPS13_10	CPS13_20
SiO ₂	51.40	55.69	54.84	55.77	50.32	52.31	40.66	39.97	54.91	52.28	51.58	52.97	54.75
TiO ₂	0.99	0.13	0.05	0.00	1.32	0.86	2.40	2.42	0.00	0.03	0.06	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	2.81	0.73	1.46	0.61	3.20	3.59	14.08	14.38	0.58	2.01	3.36	4.05	1.66
FeO	5.34	11.17	14.37	11.48	6.56	17.64	10.54	11.71	13.98	13.67	16.29	14.97	15.71
MnO	0.09	0.22	0.16	0.22	0.13	0.23	0.16	0.08	0.40	0.27	0.41	0.28	0.47
MgO	15.60	17.06	14.70	16.80	15.22	6.07	14.68	13.92	15.63	15.75	12.06	13.75	14.19
CaO	22.81	11.59	9.80	12.44	22.35	9.35	11.73	12.01	11.65	12.12	10.33	11.06	10.08
Na ₂ O	0.36	0.97	1.92	0.58	0.35	8.23	1.99	1.98	0.33	0.28	1.15	1.00	0.94
K ₂ O	0.00	0.10	0.20	0.06	0.00	0.02	1.50	1.45	0.04	0.08	0.09	0.10	0.09
Total %	99.41	97.66	97.49	97.95	99.45	98.30	97.74	97.92	97.51	96.49	95.32	98.22	97.92
Cationes ideales	16.92	15.05	15.08	15.07	16.84	17.16	15.65	15.70	14.88	14.97	14.99	14.99	14.81
Oxígenos ideales	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
Al ^{IV}	-0.03	0.10	0.14	0.06	0.15	-0.38	2.12	2.18	0.10	0.34	0.34	0.44	0.21
Al ^{VI}	0.54	0.02	0.11	0.04	0.43	1.05	0.28	0.28	0.00	0.00	0.25	0.25	0.06
#Mg=(Mg/Mg+Fe ²⁺)	0.41	0.77	0.71	0.73	0.41	0.20	0.88	0.83	0.75	0.77	0.63	0.69	0.74

Análisis de microsonda para fengita en rocas metavolcánicas. Fórmula estructural basada en 22 oxígenos.								
Litología	Metabasalto masivo			Flujo de metabasalto				
Muestra	B1_41	B1_46	B1_48	Bu1_41	Bu1_43	CPS10_35	CPS10_39	CPS10_42
SiO ₂	52.80	54.66	49.14	49.49	50.47	50.57	48.65	51.15
TiO ₂	0.09	0.06	0.04	0.03	0.07	0.15	0.33	0.11
Al ₂ O ₃	21.46	18.97	20.76	23.37	27.22	26.91	26.84	27.55
FeO	4.01	3.11	4.32	4.60	2.40	3.39	3.60	2.34

Apéndice rocas metavolcánicas

Análisis de microsonda para fengita en rocas metavolcánicas. Fórmula estructural basada en 22 oxígenos.								
Litología	Metabasalto masivo			Flujo de metabasalto				
Muestra	B1_41	B1_46	B1_48	Bu1_41	Bu1_43	CPS10_35	CPS10_39	CPS10_42
MnO	0.03	0.07	0.04	0.04	0.06	0.04	0.03	
MgO	4.62	4.07	4.45	6.48	3.44	3.25	3.46	3.33
CaO	0.31	0.19	0.12	0.16	0.08	0.11	0.26	0.06
Na ₂ O	0.04	0.07	0.05	0.03	0.10	0.33	0.27	0.43
K ₂ O	9.93	9.81	10.10	8.97	10.48	9.83	9.50	9.77
BaO	0.22	0.15	0.27	0.59	0.49	0.12	0.11	0.13
Total %	93.29	91.02	89.02	93.17	94.32	94.58	92.93	94.74
Si	3.61	3.80	3.55	3.40	3.40	3.40	3.34	3.41
IV ^{Al}	0.77	0.40	0.89	1.20	1.21	1.19	1.31	1.17
VI ^{Al}	2.69	2.71	2.65	2.59	3.11	3.08	3.03	3.16
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01
Fe	0.46	0.36	0.52	0.53	0.27	0.38	0.41	0.26
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	-
Mg	0.94	0.84	0.96	1.33	0.69	0.65	0.71	0.66
Ca	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.01
Na	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.09	0.07	0.11
K	1.73	1.74	1.86	1.57	1.80	1.69	1.67	1.66
Ba	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01
Margarita%	2.54	1.60	0.97	1.44	0.65	0.90	2.13	0.49
Muscovita%	96.92	97.28	98.31	97.99	97.99	94.34	93.87	93.23
Paragonita%	0.54	1.11	0.72	0.58	1.35	4.76	4.00	6.29
$\text{VI Al} / (\text{VI Al} + \text{VI Fe}^{3+})$	0.85	0.88	0.84	0.83	0.92	0.89	0.88	0.92
$\text{VI R}^{2+} / (\text{VI R}^{2+} + \text{VI R}^{3+})$	0.31	0.28	0.32	0.37	0.22	0.23	0.24	0.21

Apéndice rocas metavolcánicas

Análisis de microsonda para feldspato. Fórmula estructural basada en 8 oxígenos.											
Litología	Metalava almohadillada				Flujo de metabasalto						
Muestra	A12a_2	A12a_10	A12a_38	A12a_40	B1_28	B1_32	B1_33	CNS11_19	CPS13_1	CPS13_5	CPS10_33
SiO ₂	68.81	67.56	67.70	68.53	69.08	68.64	65.74	65.26	68.03	67.34	68.33
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.04	0.02	0.00	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	19.44	18.38	19.22	19.57	19.61	19.48	18.93	20.98	19.30	19.39	19.42
FeO	0.02	1.12	0.31	0.14	0.02	0.09	1.52	0.27	0.05	0.07	0.03
CaO	0.00	0.50	0.11	0.01	0.03	0.03	0.07	1.76	0.11	0.20	0.11
Na ₂ O	11.53	11.32	11.53	11.68	11.48	11.71	11.71	10.60	11.49	11.55	11.48
K ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.06
Total%	99.82	98.89	98.90	99.94	100.22	99.99	98.04	98.93	99.02	98.63	99.44
Cationes ideales	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Oxígenos ideales	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	3.00	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00	2.96	2.90	3.00	2.98	3.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.00	0.96	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.10	1.00	1.01	1.00
Fe ²⁺	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.01	0.01	0.00
Na	0.98	0.98	0.99	0.99	0.97	0.99	1.02	0.91	0.98	0.99	0.98
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.98	5.01	5.00	5.00	4.98	5.00	5.05	5.01	4.99	5.01	4.99
Ab%	99.86	97.57	99.44	99.93	99.85	99.76	99.50	91.37	99.27	98.77	99.13
An%	0.00	2.37	0.51	0.05	0.13	0.13	0.31	8.38	0.53	0.94	0.50

Apéndice rocas metavolcánicas

Análisis de microsonda para feldspato. Fórmula estructural basada en 8 oxígenos.											
Litología	Metalava almohadillada				Flujo de metabasalto						
Muestra	A12a_2	A12a_10	A12a_38	A12a_40	B1_28	B1_32	B1_33	CNS11_19	CPS13_1	CPS13_5	CPS10_33
Kf%	0.14	0.06	0.05	0.02	0.02	0.11	0.20	0.25	0.20	0.29	0.36

Análisis de microsonda para prehnita. Fórmula estructural basada en 22 oxígenos.		
Litología	Metabasalto masivo	Flujo de metabasalto
Muestra	CNS11_8	Bu1_44pnh
SiO ₂	44.71	37.42
Al ₂ O ₃	23.12	27.36
FeO	7.90	2.38
MnO	0.23	0.53
MgO	0.02	1.23
CaO	21.52	23.45
Na ₂ O	0.06	0.09
K ₂ O	NA	0.01
Total %	97.55	92.46
Si	6.13	5.39
Al total	3.74	4.65
Fe	0.91	0.29
Mn	0.03	0.06
Mg	0.00	0.26
Ca	3.16	3.62
Na	0.02	0.03
K	NA	0.00

Apéndice rocas metavolcánicas

Fe/(Fe+Al)	0.20	0.06
NA = No analizado		

Geoquímica de roca total para rocas metavolcánicas.											
Muestra	A44	A58A	A58B	A58D	CPS8	CPS9	CPS11	BU9	BU11	BU11b	CNS11
SiO ₂	46.29	47.81	44.79	49.84	42.34	42.29	46.82	71.8	42.82	41.26	43.05
TiO ₂	3.263	2.778	2.428	2.812	1.82	1.65	1.6	0.64	2.38	1.76	1.546
Al ₂ O ₃	14.55	11.5	10.71	12.32	14.26	12.43	15.63	16.22	15.9	14.48	19
Fe ₂ O ₃	14.02	10.78	10.22	9.42	9.88	11.47	11.71	2.85	9.64	10.11	10.69
MnO	0.209	0.145	0.151	0.124	0.17	0.2	0.17	0.01	0.14	0.16	0.126
MgO	6.73	10.55	9.26	8.21	6.99	7.25	7.13	0.44	6.93	10.74	9.12
CaO	3.51	7.77	11.66	6.98	10.69	11.45	10.8	0.14	11.93	11.62	7.96
Na ₂ O	3.08	3.84	3.76	4.79	2.7	1.56	2.41	0.13	1.95	1.05	2.35
K ₂ O	0.03	0.02	0.01	0.04	0.19	0.03	0.15	1.84	1.5	1.12	0.3
P ₂ O ₅	0.41	0.45	0.46	0.47	0.24	0.13	0.12	0.07	0.29	0.23	0.05
Cr ₂ O ₃	NA	NA	NA	NA	0.045	0.021	0.045	0.026	0.005	0.075	NA
LOI	6.5	3.5	6.5	4.4	10.4	11.3	3.2	5.5	6.2	7.0	5.1
#Mg = (MgO mol)/(MgO mol + FeOtot)	48.75	65.98	64.23	63.33	58.37	55.61	54.68	23.43	58.76	67.80	62.83
Total	98.61	99.18	99.96	99.36	99.78	99.77	99.78	99.7	99.65	99.65	99.28
Elementos Traza											
Cr	60	650	650	600	307.89	143.682	307.89	177.892	34.21	513.15	930
Ni	90	250	270	220	137	67	91	72	92	212	300
Co	49	56	54	49	24.1	42.4	43.9	2.6	36.7	54.1	33
V	369	327	302	308	246	389	327	160	314	234	284
Cu	220	150	110	150	37.1	25.4	84.3	62.7	225.6	53	90
Pb	7	< 5	< 5	< 5	8.2	1.3	0.3	6	3.4	2.1	6
Zn	140	100	90	90	60	73	55	16	48	52	170
Rb	< 2	< 2	< 2	< 2	8.3	0.8	2.2	70.3	42.5	25.9	9

Apéndice rocas metavolcánicas

Geoquímica de roca total para rocas metavolcánicas.											
Muestra	A44	A58A	A58B	A58D	CPS8	CPS9	CPS11	BU9	BU11	BU11b	CNS11
Ba	23	131	46	16	46	45	30	2169	819	583	58
Sr	346	71	499	221	263.7	208.3	167.3	116.5	267.5	201.9	214
Ga	28	20	19	19	17	16.3	17	20.2	18.9	15.9	18
Ta	2	1.9	1.6	1.8	0.6	0.2	0.2	0.7	2.1	1.6	0.1
Nb	24	22	19	23	8.7	1.8	2.4	8.6	33.2	25.5	2
Hf	5.8	4.6	4.1	6.8	3.1	2.6	2.7	3.9	5.2	3.4	2
Zr	223	178	160	177	126.8	94.8	94.9	142.3	163.2	113.2	71
Y	30	23	22	23	23.6	36	34.6	13.4	24.7	18.3	29
Th	1.9	2	1.7	2.2	0.7	0.2	0.2	7.8	2.8	2.3	0.3
Elementos de Tierras Raras											
La	19.5	23.5	21.8	23.4	9.6	3.8	3.5	34.5	23.5	18.2	6.3
Ce	47.3	55.2	51.4	55.9	22.9	11.8	10.9	73.7	48.1	35.8	9.7
Pr	6.49	7.38	6.99	7.64	3.24	2.09	1.91	8.47	6.2	4.59	1.61
Nd	30.5	34.2	32.9	35.4	15.3	12.5	10.7	32.2	27.4	20.5	9
Sm	7.8	8	7.6	8	4.06	4.08	3.63	5.88	6.64	4.56	3.5
Eu	2.43	2.33	2.22	2.34	1.45	1.37	1.25	1.31	2.28	1.63	1.43
Gd	7.7	7.2	6.8	7.1	4.61	5.57	5.15	4.3	6.89	4.71	4.6
Tb	1.3	1.1	1	1.1	0.76	0.98	0.93	0.56	0.95	0.68	0.9
Dy	7	5.7	5.2	5.7	4.35	5.95	5.88	2.72	5.04	3.52	5.7
Ho	1.3	1	0.9	1	0.85	1.28	1.23	0.51	0.96	0.66	1.2
Er	3.4	2.6	2.3	2.5	2.46	3.8	3.58	1.44	2.56	1.72	3.3
Tm	0.47	0.35	0.31	0.33	0.36	0.57	0.55	0.23	0.34	0.25	0.48
Yb	2.9	2.1	1.8	1.9	2.17	3.47	3.4	1.51	1.95	1.61	3
Lu	0.43	0.3	0.26	0.27	0.31	0.52	0.53	0.23	0.29	0.21	0.46
CIA	56	36	28	37	63	61	41	NC	43	45	50
PIA	56	36	28	37	64	61	41	NC	43	44	50

Apéndice rocas metavolcánicas

Geoquímica de roca total para rocas metavolcánicas.											
Muestra	A44	A58A	A58B	A58D	CPS8	CPS9	CPS11	BU9	BU11	BU11b	CNS11
Al	60	57	46	50	69	70	45	NC	50	63	56
Ti/V	53.03	50.94	48.21	54.75	44.36	25.44	29.34	NC	45.45	45.10	32.64
Nb/Y	0.80	0.96	0.86	1.00	0.37	0.05	0.07	NC	1.34	1.39	0.07
Zr/Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	NC	0.01	0.01	0.01
LaN/SmN	1.61	1.90	1.85	1.89	1.53	0.60	0.62	NC	2.28	2.58	1.16
$\Delta Nb\# = 1.74 + \log(Nb/Y) - 1.92 \times \log(Zr/Y)$	-0.03	0.01	0.02	0.04	-0.10	-0.37	-0.26	NC	0.29	0.36	-0.17
LaN/SmN	1.61	1.90	1.85	1.89	1.53	0.60	0.62	NC	2.28	2.58	1.16
Zr/Y	7.43	7.74	7.27	7.70	5.37	2.63	2.74	NC	6.61	6.19	2.45
LaN/YbN	4.82	8.03	8.69	8.83	3.17	0.79	0.74	NC	8.64	8.11	1.51
Eu/Eu*	0.96	0.94	0.94	0.95	1.02	0.88	0.88	NC	1.03	1.08	1.09
NC = no calculado											

Análisis radiométrico $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ en muscovita para el flujo de metabasalto CPS11.												
Muestra: CPS11 Muscovita-Metalava-Meset -299.6±1.7 Ma, J = 0.004339 ± 7.400000 x 10⁻⁶, MSWD: 1.67												
ID	Watts	%³⁶Ar(Ca)	Mol ³⁹Ar	% Step	Cum. %	³⁶Ar/³⁹Ar	Ca/K	Cl/K	%⁴⁰Ar*	⁴⁰Ar/³⁹Ar	Edad (Ma)	± Edad
2143-01A	1.8	0.1	0.0421	5.5	5.5	0.032709	0.14304	0.0028	81.1	41.59084	299.31	4.16
2143-01B	2	0.1	0.0602	7.9	13.5	0.007277	0.0506	0.00168	95.3	43.1734	309.77	2.86
<u>2143-01C</u>	2.2	0.3	0.1987	26.2	39.7	0.001284	0.0278	0.00118	99.1	41.8559	301.06	1.35
<u>2143-01D</u>	2.3	0.2	0.1167	15.4	55.1	0.004042	0.06308	0.00162	97.2	41.45951	298.44	1.40
<u>2143-01E</u>	2.4	0.1	0.1369	18.1	73.2	0.001695	0.02152	0.00146	98.8	41.84195	300.97	1.24
<u>2143-01F</u>	2.5	0.3	0.0862	11.4	84.6	0.00267	0.0628	0.00487	98.1	41.4727	298.52	1.77
<u>2143-01G</u>	2.6	0.7	0.0404	5.3	89.9	0.006791	0.38804	0.00391	95.4	40.88005	294.59	4.36
<u>2143-01H</u>	2.8	2.6	0.0243	3.2	93.1	0.008318	1.88532	0.01162	94.5	41.23088	296.92	7.50
<u>2143-01I</u>	3.4	11.2	0.0426	5.6	98.7	0.011403	10.93079	0.01812	93.1	40.24005	290.33	4.09
2143-01J	5	2.1	0.0098	1.3	100	0.055507	10.10067	0.01378	69.6	36.94261	268.22	14.14

Apéndice rocas metavolcánicas

Análisis radiométrico $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ en muscovita para el flujo de metabasalto CPS11.												
Muestra: CPS11 Muscovita-Metalava-Meseta 302.3±1.9 Ma, J = 0.004339 ± 7.400000 x 10⁻⁶, MSWD: 0.51												
ID	Watts	% ³⁶ Ar(Ca)	Mol ³⁹ Ar	% Step	Cum. %	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Cl/K	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ *Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	± Edad
2143-02A	1.8	0.1	0.0143	2.5	2.5	0.121124	0.71766	0.00713	51.5	37.94029	274.94	11.14
<u>2143-02B</u>	2	0.1	0.0677	11.9	14.4	0.006864	0.06123	0.00195	95.4	42.24131	303.62	2.22
<u>2143-02C</u>	2.1	0.2	0.148	26	40.5	0.003778	0.07981	0.00024	97.4	41.92494	301.52	1.11
<u>2143-02D</u>	2.2	5.8	0.1218	21.4	61.9	0.000753	0.37822	0.00154	99.5	42.13273	302.90	1.43
2143-02E	2.3	2.9	0.039	6.9	68.7	0.006103	1.51409	0.00436	96.2	44.85094	320.80	3.40
2143-02F	2.4	2.9	0.0197	3.5	72.2	0.014798	3.66206	0.01398	91.6	46.22579	329.78	6.50
2143-02G	2.5	20.1	0.0244	4.3	76.5	0.006097	10.51165	0.0056	97.3	51.90419	366.43	5.08
2143-02H	2.6	1.2	0.0152	2.7	79.2	0.021551	2.20962	0.00982	88.8	49.74009	352.55	9.79
Muestra: CPS11 Muscovita-Metalava-Meseta 302.3±1.9 Ma, J = 0.004339 ± 7.400000 x 10⁻⁶, MSWD: 0.51												
ID	Watts	% ³⁶ Ar(Ca)	Mol ³⁹ Ar	% Step	Cum. %	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Cl/K	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ *Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	± Edad
2143-02I	2.8	30	0.0507	8.9	88.1	0.000702	1.81116	0.0007	99.7	48.53343	344.77	3.03
2143-02J	3.4	1.3	0.031	5.5	93.5	0.004302	0.47904	0.00083	97.1	42.48178	305.21	4.82
2143-02K	5	0.5	0.0367	6.5	100	0.01414	0.57394	0.01315	90.8	40.80747	294.11	4.10
Muestra: CPS11 Muscovita-Metalava-Meseta 298.7±1.1 Ma, J = 0.0043013 ± 4.700000 x 10⁻⁶, MSWD:1.11												
ID	Watts	% ³⁶ Ar(Ca)	Mol ³⁹ Ar	% Step	Cum. %	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	Ca/K	Cl/K	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ *Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	± Edad
2144-01A	1.8	0.1	0.0144	1.2	1.2	0.106047	0.73599	0.00784	52.4	34.45582	249.32	10.03
2144-01B	2	0.3	0.117	9.7	10.9	0.006431	0.15346	0.00247	95.6	40.96949	292.82	1.48
<u>2144-01C</u>	2.1	0.8	0.3841	31.8	42.7	0.00248	0.1783	0.0004	98.3	41.93804	299.19	0.64
<u>2144-01D</u>	2.2	18.1	0.1463	12.1	54.8	0.000505	0.78806	0.00294	99.7	41.96185	299.35	1.10
<u>2144-01E</u>	2.3	1.1	0.1687	14	68.8	0.001499	0.14034	0.0045	99	41.51118	296.39	2.26
<u>2144-01F</u>	2.4	3.2	0.0791	6.6	75.4	0.002185	0.601	0.00011	98.5	41.59312	296.93	1.95
<u>2144-01G</u>	2.5	12.3	0.1296	10.7	86.1	0.00407	4.30156	0.00297	97.5	41.59001	296.90	1.41
2144-01H	2.6	10.6	0.0569	4.7	90.9	0.0072	6.57798	0.00273	95.5	40.4937	289.67	2.85
2144-01I	2.8	15.2	0.0821	6.8	97.7	0.009764	12.7875	0.00263	94.3	40.45746	289.43	2.05
2144-01J	3.4	2.6	0.0282	2.3	100	0.037772	8.47687	0.00974	76.4	35.32449	255.18	5.68

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de microsonda de serpentina en rocas ultramáficas. Fórmula estructural basada en 14 oxígenos.													
Litología	Serpentinita								Talco				
Muestra	MS10_2	MS10_12	MS10_20	MS10_30	MS6_2	MS6_10	MS6_12	MS6_30	MT6_2	MT6_4	MT6_6	MT6_8	MT6_13
SiO ₂	42.51	42.45	41.70	41.99	37.32	37.64	41.77	41.70	29.21	30.71	30.61	30.55	32.11
TiO ₂	0.02	0.01	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	1.42	1.18	1.42	1.59	4.30	3.76	1.03	1.13	14.57	16.54	16.58	16.71	14.38
Cr ₂ O ₃	0.23	0.62	0.15	0.29	2.00	1.97	0.17	0.21	4.90	1.41	1.24	1.15	2.86
FeO	6.38	6.55	6.00	6.69	4.03	3.91	2.75	2.77	11.13	11.47	11.51	11.74	11.70
MnO	0.06	0.06	0.06	0.05	0.01	0.00	0.02	0.02	0.10	0.12	0.14	0.13	0.09
MgO	36.36	36.43	36.93	36.67	37.57	37.73	40.09	39.99	25.93	26.05	26.24	26.44	26.03
CaO	0.04	0.01	0.04	0.42	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	0.09	0.06	0.12	0.11
Na ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.04	0.02	0.02	0.00	0.01
H ₂ O	12.95	12.69	13.65	12.29	14.68	14.93	14.12	14.06	14.05	13.59	13.59	13.11	12.69
Total %	87.05	87.31	86.35	87.71	85.32	85.07	85.88	85.94	85.95	86.41	86.41	86.89	87.31
Cationes ideales	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Oxígenos ideales	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14
Si	4.03	4.03	3.99	3.97	3.63	3.66	3.68	3.95	2.96	3.05	3.04	3.02	3.17
Al	0.16	0.13	0.16	0.18	0.49	0.43	0.40	0.13	1.74	1.94	1.94	1.95	1.67
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.02	0.05	0.01	0.02	0.15	0.15	0.16	0.02	0.39	0.11	0.10	0.09	0.22
Mg	5.14	5.15	5.27	5.17	5.44	5.47	5.47	5.65	3.92	3.86	3.89	3.90	3.83
Fe	0.51	0.52	0.48	0.53	0.33	0.32	0.32	0.22	0.94	0.95	0.96	0.97	0.97
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de microsonda de serpentina en rocas ultramáficas. Fórmula estructural basada en 14 oxígenos.													
Litología	Serpentinita								Talco				
Muestra	MS10_2	MS10_12	MS10_20	MS10_30	MS6_2	MS6_10	MS6_12	MS6_30	MT6_2	MT6_4	MT6_6	MT6_8	MT6_13
Total	9.88	9.88	9.92	9.93	10.05	10.05	10.04	9.98	9.98	9.93	9.94	9.96	9.88
Mg#	91.63	91.63	91.63	91.63	91.63	91.63	91.63	91.63	91.63	91.63	91.63	91.63	91.63
Al tot	0.30	0.25	0.31	0.34	0.93	0.82	0.77	0.24	3.31	3.69	3.70	3.71	3.20
Cr tot	0.04	0.09	0.02	0.04	0.31	0.30	0.31	0.03	0.79	0.22	0.19	0.18	0.45
Fe tot	0.51	0.52	0.48	0.53	0.33	0.32	0.32	0.22	0.94	0.95	0.96	0.97	0.97
Mg/Si	1.28	1.28	1.32	1.30	1.50	1.49	1.49	1.43	1.32	1.26	1.28	1.29	1.21

Análisis de microsonda para clorita en rocas ultramáficas. Fórmula basada en 14 oxígenos.											
Litología	Metacumulato			Talco							
Muestra	MC1_34	MC1_35	MC1_37	MT5_18	MT5_20	MT5_22	MT5_24	MT5_26	MT5_28	MT5_30	
SiO ₂	31.86	31.00	31.33	29.15	29.60	28.73	29.26	29.65	29.50	29.81	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	
Al ₂ O ₃	18.17	19.44	19.21	19.07	18.78	18.44	18.82	17.94	18.28	18.37	
Cr ₂ O ₃	0.12	0.08	0.07	0.23	0.25	0.23	0.20	0.29	0.34	0.27	
FeO	3.85	3.66	3.70	15.85	14.99	16.60	15.74	15.15	15.15	15.24	
MnO	0.07	0.04	0.08	0.19	0.16	0.16	0.20	0.14	0.16	0.18	
MgO	32.25	31.78	31.89	23.24	22.89	22.46	23.66	23.91	23.78	23.89	
NiO	0.09	0.05	0.07	0.10	0.08	0.11	0.12	0.11	0.11	0.13	
CaO	0.18	0.13	0.19	0.00	0.09	0.08	0.03	0.02	0.01	0.00	
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04	
Total%	86.60	86.21	86.54	87.85	86.92	86.87	88.07	87.25	87.38	87.95	
Cationes ideales	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de microsonda para clorita en rocas ultramáficas. Fórmula basada en 14 oxígenos.										
Litología	Metacumulato			Talco						
Muestra	MC1_34	MC1_35	MC1_37	MT5_18	MT5_20	MT5_22	MT5_24	MT5_26	MT5_28	MT5_30
Oxígenos ideales	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14
Si	3.02	2.95	2.97	2.91	2.97	2.91	2.91	2.97	2.95	2.96
Al	2.03	2.18	2.15	2.24	2.22	2.20	2.21	2.12	2.15	2.15
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Mg	4.56	4.51	4.51	3.45	3.42	3.40	3.51	3.57	3.54	3.53
Fe	0.31	0.29	0.29	1.32	1.26	1.41	1.31	1.27	1.27	1.26
Mn	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Ni	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Suma	9.96	9.96	9.95	9.96	9.92	9.97	9.98	9.97	9.97	9.96
Al ^{IV}	0.98	1.05	1.03	1.09	1.03	1.09	1.09	1.03	1.05	1.04
Al ^{VI}	1.05	1.13	1.12	1.15	1.18	1.12	1.11	1.08	1.10	1.11
Al _{tot}	2.03	2.18	2.15	2.24	2.22	2.20	2.21	2.12	2.15	2.15
Fe/ (Fe+Mg)	0.06	0.06	0.06	0.28	0.27	0.29	0.27	0.26	0.26	0.26
Mg/Mg+Fe	0.94	0.94	0.94	0.72	0.73	0.71	0.73	0.74	0.74	0.74
Si total	7.88	7.69	7.75	7.57	7.75	7.59	7.57	7.73	7.68	7.71
T° Cathelineu, 1988	253	276	270	290	271	288	289	271	277	274

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de microsonda para piroxeno en ultramáfica. Fórmula estructural basada en 6 oxígenos.											
Litología	Metacumulato										
Muestra	MC1_1	MC1_2	MC1_3	MC1_4	MC1_10	MC1_26	MC1_27	MC1_28	MC1_29	MC1_38	MC1_40
SiO ₂	53.56	53.21	55.05	54.62	54.35	54.37	54.75	55.29	53.88	56.16	55.46
TiO ₂	0.43	0.31	0.06	0.05	0.12	0.26	0.14	0.06	0.11	0.02	0.07
Al ₂ O ₃	1.73	2.95	0.88	0.33	1.10	1.07	0.78	0.50	0.52	0.17	0.65
Cr ₂ O ₃	0.34	0.35	0.23	0.13	0.20	0.33	0.10	0.14	0.13	0.05	0.11
FeO	3.13	3.45	1.63	2.63	2.97	2.83	2.15	2.79	1.81	1.06	1.55
MnO	0.12	0.12	0.03	0.14	0.10	0.09	0.05	0.09	0.05	0.04	0.07
MgO	16.84	16.68	17.69	17.47	17.23	17.18	17.47	17.30	17.48	18.28	17.51
NiO	0.02	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.01	0.00	0.03	0.00
CaO	24.01	22.88	25.44	25.02	24.17	24.47	25.02	24.72	25.56	26.22	25.59
Na ₂ O	0.25	0.39	0.17	0.03	0.16	0.21	0.12	0.15	0.09	0.05	0.31
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total %	100.43	100.38	101.22	100.42	100.43	100.81	100.63	101.04	99.63	102.08	101.34
Cationes ideales	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Oxígenos ideales	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.94	1.93	1.97	1.98	1.97	1.96	1.98	1.99	1.96	1.99	1.98
Al	0.07	0.13	0.04	0.01	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₃₊	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.05	0.01	0.02
Mg	0.91	0.90	0.94	0.94	0.93	0.92	0.94	0.93	0.95	0.97	0.93
Fe ²⁺	0.07	0.09	0.03	0.06	0.08	0.07	0.05	0.09	0.00	0.02	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.93	0.89	0.98	0.97	0.94	0.95	0.97	0.95	1.00	1.00	0.98

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de microsonda para piroxeno en ultramáfica. Fórmula estructural basada en 6 oxígenos.											
Litología	Metacumulato										
Muestra	MC1_1	MC1_2	MC1_3	MC1_4	MC1_10	MC1_26	MC1_27	MC1_28	MC1_29	MC1_38	MC1_40
Na	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
W _o %	48.04	46.81	49.54	48.59	47.82	48.31	49.01	48.43	49.79	49.93	49.96
En %	46.88	47.49	47.93	47.21	47.43	47.19	47.62	47.16	47.38	48.43	47.57
Fs %	5.08	5.70	2.53	4.20	4.75	4.50	3.37	4.41	2.84	1.64	2.47

Análisis de microsonda para granate rocas ultramáficas. Fórmula estructural basada en 12 oxígenos.									
Litología	Metacumulato								
Muestra	MC1_4	MC1_12	MC1_16	MC1_18	MC1_20	MC1_22	MC1_24	MC1_32	
SiO ₂	37.21	37.05	37.28	37.74	37.82	37.36	37.17	37.54	
TiO ₂	0.58	0.17	0.17	0.18	0.23	0.16	0.27	0.13	
Al ₂ O ₃	16.58	17.98	17.85	17.75	18.05	18.09	18.28	18.14	
Cr ₂ O ₃	0.13	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	
MgO	2.91	2.82	2.84	2.67	2.94	2.71	2.42	2.98	
FeO	3.27	2.24	2.15	2.00	1.86	2.04	1.81	2.06	
MnO	0.04	0.08	0.12	0.07	0.10	0.09	0.02	0.06	
CaO	36.51	36.44	36.64	36.99	36.55	36.78	36.74	36.19	
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total%	97.25	96.80	97.09	97.44	97.56	97.26	96.72	97.14	
Cationes ideales	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	
Oxígenos ideales	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de microsonda para granate rocas ultramáficas. Fórmula estructural basada en 12 oxígenos.								
Litología	Metacumulato							
Muestra	MC1_4	MC1_12	MC1_16	MC1_18	MC1_20	MC1_22	MC1_24	MC1_32
Si	5.75	5.72	5.74	5.80	5.79	5.74	5.75	5.77
Ti	0.07	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01
Al	3.02	3.27	3.24	3.21	3.26	3.28	3.33	3.29
Cr	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.67	0.65	0.65	0.61	0.67	0.62	0.56	0.68
Fe	0.42	0.29	0.28	0.26	0.24	0.26	0.23	0.26
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	6.04	6.03	6.05	6.09	6.00	6.06	6.09	5.96
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
Piropo %	9.38	9.30	9.33	8.78	9.70	8.93	8.11	9.87
Almandino %	5.92	4.15	3.96	3.69	3.44	3.77	3.40	3.83
Espesardita%	0.07	0.15	0.23	0.14	0.19	0.17	0.03	0.12
Grosularia %	84.62	86.40	86.48	87.39	86.67	87.12	88.46	86.18

Appendix 15. Análisis de microsonda para talco en rocas ultramáficas. Fórmula estructural basada en 22 oxígenos.		
Litología	Talco	
Muestra	MT5_1	MT5_2
SiO ₂	59.15	59.20
TiO ₂	1.21	0.72
Al ₂ O ₃	21.08	20.67
FeO	3.47	3.99

Apéndice rocas metaultramáficas

Appendix 15. Análisis de microsonda para talco en rocas ultramáficas. Fórmula estructural basada en 22 oxígenos.		
Litología	Talco	
Muestra	MT5_1	MT5_2
MnO	0.02	0.03
MgO	0.34	0.46
CaO	0.34	0.76
Na ₂ O	14.05	13.63
K ₂ O	0.02	0.15
Total%	99.69	99.60
Cationes ideales	6.00	6.00
Oxígenos ideales	22.00	22.00
Si	7.70	7.73
Ti	0.12	0.07
Al	0.05	0.07
Fe	0.37	0.43
Mn	0.00	0.00
Mg	4.09	4.02
Ca	0.05	0.11
Na	3.55	3.45
K	0.00	0.03
Suma	15.93	15.90

Análisis de microsonda para anfíbol en rocas ultramáficas. Fórmula estructural basada en 23 oxígenos.									
Litología	Talco								
Muestra	MT2_2	MT2_4	MT2_6	MT2_10	MT2_15	MT2_17	MT2_32	MT2_34	MT2_37
SiO ₂	58.43	58.53	53.35	57.90	58.47	52.35	58.52	58.29	58.33

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de microsonda para anfíbol en rocas ultramáficas. Fórmula estructural basada en 23 oxígenos.									
Litología	Talco								
Muestra	MT2_2	MT2_4	MT2_6	MT2_10	MT2_15	MT2_17	MT2_32	MT2_34	MT2_37
TiO ₂	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	0.02	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	0.04	0.02	4.47	0.00	0.00	4.90	0.01	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	0.12	0.08	0.50	0.09	0.09	0.42	0.06	0.12	0.06
FeO	3.65	3.50	3.45	3.59	3.43	3.40	3.81	3.76	3.49
MnO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.06	0.02
MgO	22.54	22.48	21.81	22.28	22.69	22.05	22.60	22.31	22.59
CaO	13.19	13.36	11.29	13.52	13.41	11.35	13.24	13.34	13.50
Na ₂ O	0.17	0.16	2.37	0.35	0.19	2.56	0.24	0.20	0.16
K ₂ O	0.05	0.04	0.08	0.06	0.04	0.07	0.07	0.07	0.05
Total%	98.24	98.23	97.36	97.86	98.37	97.19	98.62	98.21	98.22
Cationes ideales	15.05	15.08	17.38	16.94	17.16	16.89	17.03	17.49	15.01
Oxígenos ideales	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
Si	8.01	8.04	8.33	8.96	9.12	7.93	9.04	9.29	7.97
Al	0.01	0.00	0.82	0.00	0.00	0.88	0.00	0.01	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.05	0.01	0.02	0.01
Mg	4.60	4.60	5.08	5.14	5.27	4.98	5.21	5.30	4.60
Fe	0.49	0.59	4.02	6.17	6.96	4.25	6.57	8.02	0.32
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	1.94	1.97	1.89	2.24	2.24	1.84	2.19	2.28	1.98
Na	0.04	0.04	0.72	0.10	0.06	0.75	0.07	0.06	0.04
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Suma	15.05	15.08	17.38	16.94	17.16	16.89	17.03	17.49	15.01
Mg#	0.90	0.89	0.56	0.45	0.43	0.54	0.44	0.40	0.94

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de microsonda para cromita en rocas ultramáficas. Fórmula basada en 4 oxígenos.													
Litología	Serpentinita												
Muestra	MS10_2	MS10_4	MS10_6	MS10_7	MS6_12	MS6_14	MS6_23	MS6_36	SE_2	SE_6	SE_8	SE_12	SE_14
TiO ₂	0.48	0.20	0.42	0.22	0.17	0.21	0.20	0.18	0.35	0.29	0.28	0.27	0.31
Al ₂ O ₃	0.16	0.07	0.26	0.02	0.18	0.17	0.21	0.69	26.27	25.60	25.90	27.28	26.74
Cr ₂ O ₃	30.61	13.35	26.03	13.55	31.76	34.90	33.05	31.41	41.26	41.83	41.93	42.14	41.77
FeO	59.66	80.29	63.93	79.80	46.43	50.03	46.12	49.18	16.81	15.50	15.57	15.43	16.73
MnO	1.27	0.45	1.07	0.45	10.11	7.02	9.15	5.53	0.38	0.19	0.00	0.00	0.00
NiO	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.15	0.09	0.08	0.10
MgO	0.63	0.34	0.67	0.43	4.20	1.99	3.21	5.44	13.30	15.88	14.97	14.99	14.14
ZnO	1.04	0.29	0.91	0.26	0.82	0.58	0.63			0.00	0.22	0.21	0.12
Total%	93.85	94.99	93.29	94.74	93.68	94.90	92.57	92.44	98.37	99.44	98.96	100.40	99.91
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.95	0.90	0.92	0.95	0.95
Cr	0.94	0.40	0.80	0.41	0.94	1.05	1.00	0.93	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99
Fe ³⁺	1.03	1.58	1.16	1.58	1.04	0.93	0.98	1.02	0.04	0.10	0.07	0.05	0.05
Fe ²⁺	0.91	0.96	0.91	0.96	0.42	0.65	0.51	0.52	0.39	0.29	0.33	0.34	0.37
Mn	0.04	0.01	0.04	0.01	0.32	0.23	0.30	0.18	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.04	0.02	0.04	0.02	0.24	0.11	0.18	0.31	0.61	0.71	0.67	0.66	0.63
Zn	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.04	0.02	0.04	0.03	0.36	0.15	0.27	0.37	0.61	0.71	0.67	0.66	0.63
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.48	0.45	0.46	0.48	0.48
Cr/(Cr+Al)	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.97	0.51	0.52	0.52	0.51	0.51

Apéndice rocas metaultramáficas

Na: No analizado, SE: datos tomados de Ehrlicke, 1998

Análisis de microsonda para magnetita en rocas ultramáficas. Fórmula estructural basada en 4 oxígenos.										
Litología	Serepentinita									
Muestra	MS10_1	MS10_9	MS10_10	MS6_2	MS6_4	MS6_8	MS6_10	MS6_16	MS6_19	MS6_20
TiO ₂	0.19	0.20	0.12	0.04	0.09	0.11	0.17	0.02	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	0.02	0.14	0.00	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	0.16	0.05
Cr ₂ O ₃	13.23	13.22	11.09	5.40	9.73	13.76	19.51	11.47	9.99	4.16
FeO	80.84	80.15	81.42	86.75	80.71	76.34	69.72	78.71	68.46	84.00
MnO	0.45	0.42	0.33	0.40	1.20	2.05	3.00	2.43	2.96	0.70
MgO	0.21	0.40	0.93	0.73	1.14	1.28	1.49	1.56	3.62	1.64
ZnO	0.28	0.27	0.25	0.00	0.12	0.14	0.23	0.11	0.39	0.02
Total%	95.23	94.79	94.15	93.33	93.00	93.69	94.16	94.30	85.62	90.59
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.40	0.40	0.33	0.16	0.30	0.42	0.59	0.34	0.32	0.13
Fe ³⁺	1.59	1.59	1.66	1.83	1.70	1.58	1.40	1.66	1.67	1.87
Fe ²⁺	0.97	0.96	0.93	0.95	0.89	0.86	0.82	0.83	0.67	0.88
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.07	0.10	0.08	0.10	0.02
Mg	0.01	0.02	0.05	0.04	0.07	0.07	0.08	0.09	0.22	0.10
Zn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Suma	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.01	0.02	0.05	0.04	0.07	0.08	0.09	0.10	0.25	0.10
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr/(Cr+Al)	1.00	0.98	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	0.98

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de microsonda para pentlandita en rocas ultramáficas.						
Litología	Serpentinita					
Muestra	MS10_14	MS10_16	MS10_17	MS6_32	MS6_33	MS6_34
SiO ₂	3.38	3.36	1.81	0.05	0.00	0.17
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.06	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00
FeO	36.73	37.13	39.66	31.77	32.06	32.21
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	4.65	4.80	2.40	0.03	0.01	0.08
Na ₂ O	0.01	0.04	0.06	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total%	44.87	45.48	44.00	31.86	32.08	32.47

Análisis de roca total para rocas ultramáficas.															
Litología	Serpentinita										Metacumulato	Talco			
Muestra	MS1	MS2	MS3	MS4	MS5	MS7	MS8	MS9	MS10	MS11	MC1	MT1	MT2	MT3	MT4
SiO ₂	41.46	43.44	45.06	40.92	40.16	36.17	39.43	5.87	38.18	42.76	40.32	42.85	29.41	61.35	30.79
TiO ₂	0.03	0.03	0.01	0.13	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.11	0.01	0.03	0.01	0.94
Al ₂ O ₃	1.23	1.38	0.76	13.42	1.14	1.01	1.14	0.05	1.51	0.97	13.80	1.17	0.84	0.08	18.81
Fe ₂ O ₃	7.58	3.85	3.05	2.93	5.83	12.47	5.28	0.87	7.46	8.31	2.66	7.20	5.44	4.12	10.89
MnO	0.03	0.23	0.10	0.12	0.08	0.05	0.05	0.55	0.11	0.05	0.13	0.09	0.18	0.03	0.21
MgO	35.39	36.48	37.55	15.70	37.38	35.78	39.11	23.95	34.83	33.87	15.41	33.31	19.52	25.84	26.02
CaO	0.01	0.01	0.01	21.57	0.10	0.07	0.20	25.67	2.34	0.01	22.19	0.96	20.50	2.03	0.25
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.07	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.19
Cr ₂ O ₃	0.42	0.81	0.02	0.10	0.30	0.47	0.13	0.01	0.35	0.44	0.09	0.28	0.34	0.00	0.01

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de roca total para rocas ultramáficas.															
Litología	Serpentinita										Metacumulato	Talco			
Muestra	MS1	MS2	MS3	MS4	MS5	MS7	MS8	MS9	MS10	MS11	MC1	MT1	MT2	MT3	MT4
LOI	13.00	12.70	12.90	4.80	14.20	12.90	13.70	42.60	14.40	12.70	5.00	3.37	0.02	0.34	0.03
Mg#	90.25	94.94	96.06	91.39	92.70	85.04	93.62	98.20	90.25	88.98	68.88	90.17	87.67	92.55	82.56
Suma	99.41	99.34	99.39	99.73	99.39	99.39	99.33	99.57	99.39	99.39	99.74	99.44	99.64	99.59	99.43
Elementos Traza															
Cr	2846.7	5542.8	130.02	684.30	2073.4	3195.7	903.28	95.80	2408.7	3017.7	588.41	1895.5	2319.7	13.69	82.12
Ni	0.42	0.81	0.02	0.10	0.30	0.47	0.13	0.01	1988.0	2610.0	210.00	2094.0	1337.0	234.00	159.00
Co	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00	3.00	2.00	91.40	100.10	17.60	93.40	61.30	18.80	26.60
V	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	1.00	48.00	44.00	89.00	25.00	35.00	11.00	210.00
Cu	0.10	0.30	0.10	0.10	0.10	0.20	0.20	0.30	13.90	23.90	36.70	5.40	24.10	9.70	2.70
Pb	4.70	12.30	45.30	26.10	0.10	1.90	1.50	0.20	0.50	0.80	1.00	13.80	0.70	0.10	1.30
Zn	1.10	3.80	0.10	0.40	0.10	1.20	1.20	0.20	29.00	35.00	8.00	24.00	14.00	1.00	101.00
Rb	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	1.60	1.80	0.40	1.00	0.40	0.20	0.10	0.20	0.10	0.30
Ba	99.41	99.34	99.39	99.73	99.39	99.39	99.33	99.57	9.00	5.00	5.00	1.00	3.00	1.00	5.00
Sr	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	23.00	1.50	7.40	24.90	184.00	4.00	8.70
Ga	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	1.70	2.20	4.70	2.10	1.30	0.50	16.60
Nb	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	1.10	0.70	0.10	1.80	2.50	0.10	0.40	0.10	0.10	14.80
Hf	1.00	1.80	0.60	4.50	0.90	1.30	1.20	0.80	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	5.80
Cs	98.90	280.50	24.20	20.70	80.50	140.00	62.30	4.90	0.40	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Ta	0.60	0.50	0.50	7.50	0.50	1.90	13.50	231.60	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	1.00
Th	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	1.60	0.50	0.40	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	20.90
U	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	2.80
Zr	3.00	0.80	0.50	0.50	3.60	6.70	1.30	0.90	0.10	0.10	2.60	0.20	1.70	0.30	216.80
Y	0.30	2.40	0.10	3.30	0.10	59.60	13.20	2.60	0.50	2.50	2.80	1.50	4.60	0.80	31.40
Elementos de Tierras Raras															
La	0.80	0.90	0.20	3.80	0.80	1.10	0.30	1.10	0.20	0.40	0.70	0.20	0.80	0.10	95.10

Apéndice rocas metaultramáficas

Análisis de roca total para rocas ultramáficas.															
Litología	Serpentinita										Metacumulato	Talco			
Muestra	MS1	MS2	MS3	MS4	MS5	MS7	MS8	MS9	MS10	MS11	MC1	MT1	MT2	MT3	MT4
Ce	0.10	0.30	0.10	0.80	0.20	0.90	0.80	1.30	0.30	1.10	1.30	0.40	1.60	0.30	181.20
Pr	0.30	0.80	0.10	1.90	0.20	1.00	1.00	1.60	0.08	0.20	0.20	0.08	0.27	0.07	19.40
Nd	0.06	0.10	0.02	0.30	0.02	0.12	0.04	0.22	0.30	0.80	1.20	0.60	1.90	0.30	67.50
Sm	0.30	0.30	0.30	1.20	0.30	1.00	0.70	1.10	0.05	0.14	0.32	0.17	0.41	0.11	11.30
Eu	0.09	0.15	0.05	0.43	0.05	0.06	0.13	0.35	0.02	0.08	0.53	0.04	0.13	0.02	1.95
Gd	0.04	0.03	0.03	0.58	0.03	0.02	0.02	0.10	0.05	0.21	0.39	0.19	0.60	0.13	8.70
Tb	0.08	0.24	0.10	0.56	0.10	0.09	0.05	0.30	0.01	0.01	0.08	0.04	0.11	0.03	1.06
Dy	0.02	0.03	0.01	0.10	0.01	0.02	0.01	0.04	0.05	0.25	0.48	0.18	0.68	0.23	6.00
Ho	0.15	0.30	0.05	0.66	0.09	0.16	0.05	0.27	0.03	0.06	0.10	0.05	0.15	0.05	0.95
Er	0.03	0.03	0.02	0.10	0.03	0.07	0.02	0.03	0.03	0.18	0.30	0.16	0.38	0.12	2.79
Tm	0.07	0.11	0.07	0.34	0.10	0.07	0.06	0.03	0.01	0.01	0.05	0.03	0.06	0.02	0.48
Yb	0.01	0.03	0.01	0.06	0.01	0.03	0.01	0.02	0.05	0.25	0.29	0.20	0.39	0.12	3.42
Lu	0.14	0.23	0.05	0.35	0.08	0.07	0.05	0.05	0.01	0.02	0.04	0.03	0.06	0.03	0.51

Apéndice rocas metasedimentarias

Análisis de microsonda para muscovita en rocas metasedimentarias. Fórmula estructural basada en 22 oxígenos.										
Muestra	A4b_12	A61_22	CNS12_18	CPS6_20	CPS6_26	BU12_1	Mi2_2	Mi2_19	cc26b_a3	cc33_a6
SiO ₂	51.79	49.58	48.07	47.70	48.27	52.72	51.26	49.92	49.70	47.62
TiO ₂	0.40	0.15	0.28	0.32	0.33	0.09	0.06	0.22	0.21	0.34
Al ₂ O ₃	25.74	28.52	30.37	32.21	32.03	24.49	27.61	32.93	30.26	34.52
FeO	3.52	3.38	3.19	2.74	2.58	4.60	3.22	1.96	3.09	2.09
MnO	0.03	0.05	0.00	0.03	0.03	0.13	0.01	0.03	0.02	0.00
MgO	2.89	3.09	1.82	1.40	1.49	3.01	2.62	1.36	2.30	1.05
CaO	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.03
Na ₂ O	0.10	0.21	0.63	0.66	0.61	0.06	0.14	2.76	0.23	0.66
K ₂ O	9.98	8.02	9.43	9.25	9.51	10.18	9.51	6.25	9.86	9.65
BaO	0.42	0.26	0.30	0.26	0.29	0.17	0.22	0.03	NA	NA
Total %	94.89	93.29	94.10	94.58	95.15	95.46	94.65	95.53	95.67	95.94
Si	3.48	3.35	3.26	3.20	3.22	3.54	3.43	3.25	3.30	3.14
Al ^{IV}	1.04	1.30	1.49	1.60	1.56	0.93	1.14	1.50	1.40	1.72
A ^{VI} I	3.04	3.25	3.36	3.50	3.48	2.95	3.22	3.55	3.33	3.64
Ti	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03
Fe	0.40	0.38	0.36	0.31	0.29	0.52	0.36	0.21	0.34	0.23
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.58	0.62	0.37	0.28	0.30	0.60	0.52	0.26	0.46	0.21
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.03	0.05	0.16	0.17	0.16	0.02	0.04	0.70	0.06	0.17
K	1.71	1.38	1.63	1.58	1.62	1.74	1.62	1.04	1.67	1.62
Ba	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	NA	NA
Margarita%	0.18	0.25	0.14	0.02	0.00	0.05	0.00	0.61	0.01	0.20
Muscovita%	98.37	95.96	90.72	90.15	91.07	99.00	97.85	59.47	96.50	90.37
Paragonita%	1.46	3.79	9.14	9.82	8.93	0.95	2.15	39.92	3.49	9.43
^{VI} Al/(^{VI} Al+ ^{VI} Fe ³⁺)	0.88	0.89	0.90	0.92	0.92	0.85	0.90	0.94	0.91	0.94

Apéndice rocas metasedimentarias

Análisis de microsonda para muscovita en rocas metasedimentarias. Fórmula estructural basada en 22 oxígenos.										
Muestra	A4b_12	A61_22	CNS12_18	CPS6_20	CPS6_26	BU12_1	Mi2_2	Mi2_19	cc26b_a3	cc33_a6
${}^{VI}R^{2+}/({}^{VI}R^{2+}+{}^{VI}R^{3+})$	0.22	0.22	0.16	0.13	0.13	0.25	0.20	0.11	0.18	0.10

Análisis de microsonda para clorita en rocas metasedimentarias. Fórmula estructural basada en 14 oxígenos.															
Muestra	A4b_30	A61_38	CNS12_20	CNS12_35	CPS6_46	Mi2_17	Mi2_20	cc7a-2	cc7c_9	cc11b_a4	cc11b_b2	cc11b_b5	cc4_a3	cc4_f9	cc1_a2
SiO ₂	25.36	30.75	25.36	24.56	24.43	28.23	28.51	26.37	24.34	23.53	23.38	23.70	25.21	24.47	23.80
TiO ₂	0.04	0.02	0.04	0.10	0.05	0.03	0.08	0.07	0.05	0.13	0.07	0.00	0.00	0.00	0.08
Al ₂ O ₃	21.05	21.65	21.60	22.90	22.05	20.50	20.86	23.10	22.20	22.92	21.93	21.28	20.76	22.50	21.96
Cr ₂ O ₃	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.05	0.00	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03	0.04
FeO	30.26	15.87	30.34	29.33	31.56	27.66	27.52	27.55	27.39	30.48	32.36	32.32	28.45	29.19	30.35
MnO	0.56	0.23	0.50	0.48	0.38	0.30	0.31	0.56	0.62	0.49	0.53	0.49	0.35	0.44	0.25
MgO	11.71	20.13	10.12	10.08	10.58	10.98	10.59	13.85	12.68	9.76	9.01	9.22	12.26	11.42	10.55
CaO	0.02	0.05	0.10	0.19	0.05	0.08	0.04	0.02	0.00	0.07	0.03	0.06	0.11	0.10	0.03
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.06	0.01	0.10	0.04	0.00	0.04	0.06	0.04
K ₂ O	0.04	0.45	0.09	0.06	0.05	0.30	0.31	0.02	0.05	0.08	0.02	0.04	0.05	0.00	0.03
Total %	89.04	89.18	88.15	87.70	89.15	88.10	88.28	91.66	87.35	87.58	87.40	87.12	87.26	88.21	87.12
Cationes ideales	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
Oxígenos ideales	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00
Si	2.70	3.00	2.73	2.65	2.62	2.98	2.99	2.68	2.61	2.56	2.58	2.63	2.72	2.62	2.60
Al	2.65	2.49	2.74	2.91	2.79	2.55	2.58	2.76	2.81	2.94	2.86	2.78	2.64	2.84	2.83
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.86	2.92	1.62	1.62	1.69	1.73	1.66	2.09	2.03	1.59	1.48	1.52	1.97	1.82	1.72
Fe	2.70	1.29	2.73	2.64	2.83	2.44	2.42	2.34	2.46	2.78	2.99	3.00	2.57	2.61	2.78
Mn	0.05	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.02
Ca	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00

Apéndice rocas metasedimentarias

Análisis de microsonda para clorita en rocas metasedimentarias. Fórmula estructural basada en 14 oxígenos.															
Muestra	A4b_ 30	A61_ 38	CNS12_ 20	CNS12_ 35	CPS6_ 46	Mi2_ 17	Mi2_ 20	cc7a- 2	cc7c_ 9	cc11b_ a4	cc11b_ b2	cc11b_ b5	cc4_ a3	cc4_ f9	cc1_ a2
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Sum	9.97	9.79	9.90	9.90	9.98	9.77	9.74	9.94	9.98	9.97	9.99	9.99	9.97	9.96	9.98
Al ^{IV}	1.30	1.00	1.27	1.35	1.38	1.02	1.01	1.32	1.39	1.44	1.42	1.37	1.28	1.38	1.40
Al ^{VI}	1.35	1.48	1.47	1.55	1.41	1.52	1.57	1.44	1.42	1.51	1.44	1.41	1.36	1.46	1.43
Al _{tot}	3.01	2.22	2.98	3.14	3.20	2.46	2.43	2.76	2.81	2.94	2.86	2.78	2.64	2.84	2.83
Al ^{IV} _c	1.71	1.22	1.71	1.79	1.82	1.43	1.42	1.69	1.77	1.88	1.88	1.84	1.67	1.79	1.83
Fe/ (Fe+Mg)	0.59	0.31	0.63	0.62	0.63	0.59	0.59	0.53	0.55	0.64	0.67	0.66	0.57	0.59	0.62
Mg/Mg+Fe	0.41	0.69	0.37	0.38	0.37	0.41	0.41	0.47	0.45	0.36	0.33	0.34	0.43	0.41	0.38
Si tot	7.04	7.90	7.14	6.92	6.82	7.85	7.91	6.98	6.80	6.68	6.72	6.83	7.09	6.83	6.78
T° Cathelineu, 1988	355	261	347	374	382	268	262	365	384	400	394	380	350	382	388
T° Jowett, 1991	476	319	476	501	511	388	385	471	496	531	532	517	465	503	514
X _c	0.95	0.74	0.88	0.87	0.97	0.73	0.70	0.92	0.96	0.94	0.97	0.96	0.94	0.94	0.97

Apéndice rocas metasedimentarias

Análisis de microsonda para feldspato en rocas metasedimentarias. Fórmula estructural basada en 8 oxígenos.												
Muestra	A4b2	A61_1	A61_20	CNS12_1	CNS12_2	CPS6_2	CPS6_42	Mi2_4	Mi2_1	cc7a-1	cc1_d4	cc33_b1
SiO ₂	68.74	69.91	69.81	68.43	68.60	67.75	68.26	68.77	68.60	67.41	68.22	67.48
TiO ₂	0.19	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	19.55	18.88	19.33	19.79	19.81	20.07	19.37	19.24	19.41	20.34	21.21	20.76
FeO	0.03	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.07	0.11	0.03
CaO	0.01	0.01	0.01	0.30	0.23	0.66	0.18	0.00	0.03	0.34	0.08	0.38
Na ₂ O	11.60	11.40	11.34	11.47	11.49	11.24	11.53	11.59	11.60	11.37	11.75	11.59
K ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.06	0.05	0.05	0.05	0.01	0.01	0.07	0.07	0.09
Total%	100.13	100.25	100.52	100.12	100.18	99.76	99.40	99.67	99.70	99.61	101.45	100.37
Cationes ideales	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Oxígenos ideales	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	3.00	3.03	3.02	2.98	2.99	2.97	3.00	3.01	3.00	2.96	2.94	2.94
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.01	0.97	0.99	1.02	1.02	1.04	1.00	0.99	1.00	1.05	1.08	1.07
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Na	0.98	0.96	0.95	0.97	0.97	0.95	0.98	0.98	0.98	0.97	0.98	0.98
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	4.99	4.96	4.96	4.99	4.99	4.99	4.99	4.99	4.99	5.00	5.01	5.01
Ab%	99.88	99.84	99.88	98.24	98.61	96.62	98.84	99.91	99.81	97.96	99.26	97.71
An%	0.03	0.05	0.06	1.43	1.08	3.11	0.86	0.01	0.14	1.63	0.37	1.79
Kf%	0.09	0.10	0.06	0.32	0.31	0.27	0.30	0.07	0.05	0.40	0.38	0.50

Apéndice rocas metasedimentarias

Análisis geocronológico U-Pb (circón) de la muestra CPS6, procedente del Canón Peregrina, Tamaulipas.															
	U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	error.	²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	
Punto	(ppm)	(ppm)	U	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	corr	²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	conc %
a1	104	25	0.29	0.2320	1.9	2.7612	2.1	0.90	1345	23	1345	16	1345	18	100
a2	652	57	0.07	0.0919	2.0	0.7795	2.7	0.75	567	11	585	12	657	39	86
a3	594	87	0.04	0.1552	2.3	1.5064	2.6	0.88	930	20	933	16	940	25	99
a4	60	12	0.40	0.1778	2.1	1.8935	2.6	0.80	1055	20	1079	18	1128	32	94
a5	68	14	0.14	0.2084	1.9	2.3190	2.5	0.75	1220	21	1218	18	1214	33	100
a6	99	28	0.36	0.2633	2.6	3.3741	3.5	0.74	1507	35	1498	28	1487	44	101
a7	104	14	0.19	0.1361	4.1	1.5216	12.1	0.34	823	32	939	77	1223	224	67
a8	185	15	0.31	0.0800	2.7	0.6348	3.4	0.79	496	13	499	13	513	46	97
a9	26	10	0.09	0.3609	2.0	6.6860	3.0	0.66	1986	34	2071	27	2156	39	92
a10	284	40	0.04	0.1481	2.2	1.4835	3.8	0.59	890	18	924	23	1004	62	89
a11	205	10	0.11	0.0498	2.0	0.3635	4.2	0.48	314	6	315	11	324	83	97
a12	92	3	0.09	0.0344	2.7	0.4317	9.6	0.29	218	6	364	30	1448	175	15
a13	81	7	0.16	0.0784	3.9	0.9332	7.2	0.54	486	18	669	36	1346	117	36
a14	165	36	0.14	0.2227	6.8	2.1812	7.9	0.85	1296	80	1175	57	959	84	135
a15	166	14	0.22	0.0848	5.3	0.6811	6.3	0.84	525	27	527	26	538	75	98
a16	17	4	0.33	0.2113	3.7	2.4865	4.4	0.84	1236	42	1268	33	1323	47	93
a17	91	4	0.09	0.0467	3.3	0.4539	6.0	0.55	294	10	380	19	943	103	31
a18	249	40	0.20	0.1634	1.8	1.5305	2.9	0.62	976	16	943	18	866	47	113
a19	44	7	0.17	0.1539	2.8	1.4846	4.0	0.70	923	24	924	24	928	58	99
a20	133	28	0.40	0.1998	2.3	2.2357	2.7	0.85	1174	25	1192	19	1225	28	96
a21	28	5	0.42	0.1708	3.2	1.6885	6.1	0.53	1017	30	1004	39	977	105	104
a22	126	10	0.50	0.0725	4.9	0.6923	6.4	0.76	451	21	534	27	907	87	50
a23	19	2	0.49	0.1082	2.3	1.0776	6.4	0.36	662	15	742	34	992	121	67
a24	105	18	0.14	0.1774	2.5	1.8211	3.6	0.70	1053	24	1053	24	1054	52	100

Apéndice rocas metasedimentarias

Análisis geocronológico U-Pb (circón) de la muestra CPS6, procedente del Canón Peregrina, Tamaulipas.															
	U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	error.	²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	
Punto	(ppm)	(ppm)	U	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	corr	²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	conc %
a25	80	14	0.03	0.1840	2.0	1.8840	2.3	0.84	1089	20	1075	16	1048	26	104
a26	23	1	0.39	0.0583	2.5	0.3890	6.9	0.37	365	9	334	20	119	151	308
a27	241	52	0.93	0.1666	3.2	1.7265	3.7	0.87	993	30	1018	24	1073	36	93
a28	115	11	0.62	0.0788	2.4	0.7029	5.3	0.44	489	11	541	23	764	101	64
a29	25	6	0.56	0.2051	2.2	2.2664	3.3	0.66	1203	24	1202	24	1201	49	100
a30	257	35	0.39	0.1276	3.0	1.1570	3.4	0.90	774	22	781	18	799	30	97
a31	24	3	0.25	0.1174	2.2	1.0455	7.1	0.31	716	15	727	38	760	143	94
a32	86	25	0.46	0.2665	3.3	3.5588	4.1	0.81	1523	45	1540	33	1564	44	97
a33	185	19	0.05	0.1096	3.7	0.9280	5.1	0.73	671	24	667	25	653	76	103
a34	38	4	0.98	0.0779	2.5	0.6095	8.7	0.28	484	11	483	34	481	185	101
a35	242	43	0.14	0.1780	3.1	1.8386	3.9	0.78	1056	30	1059	26	1066	49	99
a36	275	36	0.18	0.1288	4.2	1.2774	5.0	0.84	781	31	836	29	983	55	79
a37	310	25	0.07	0.0845	2.0	0.6878	2.9	0.70	523	10	531	12	568	46	92
a38	68	12	0.09	0.1909	2.9	2.0762	3.7	0.77	1126	30	1141	26	1169	48	96
a39	60	5	0.48	0.0798	3.8	0.6253	10.9	0.35	495	18	493	44	484	226	102
a40	26	6	0.59	0.2029	2.6	2.0346	4.9	0.52	1191	28	1127	34	1006	84	118
a41	230	19	0.68	0.0713	2.5	0.5503	3.3	0.78	444	11	445	12	451	46	99
a42	285	15	0.34	0.0514	2.2	0.3893	3.5	0.63	323	7	334	10	407	60	79
a43	37	3	0.04	0.1034	2.7	0.8412	4.9	0.55	634	16	620	23	567	90	112
a44	111	31	0.22	0.2751	2.1	3.9592	3.6	0.58	1567	29	1626	30	1704	55	92
a45	71	7	0.30	0.1010	2.1	0.8413	5.2	0.40	620	12	620	24	619	103	100
a46	58	13	0.64	0.1965	2.2	1.9463	5.3	0.41	1156	23	1097	36	982	99	118
a47	10	3	0.52	0.2634	2.1	3.0670	6.5	0.32	1507	28	1424	51	1303	120	116
a48	63	11	0.17	0.1815	2.2	1.9037	2.7	0.82	1075	22	1082	18	1097	31	98

Apéndice rocas metasedimentarias

Análisis geocronológico U-Pb (circon) de la muestra CPS6, procedente del Canón Peregrina, Tamaulipas.															
	U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	error.	²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	
Punto	(ppm)	(ppm)	U	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	corr	²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	conc %
a49	23	2	0.11	0.0902	3.2	0.7361	7.9	0.41	556	17	560	34	575	156	97
a50	14	1	0.53	0.0872	3.4	0.6421	6.2	0.55	539	18	504	25	347	116	155
a51	7	2	0.62	0.2145	1.9	2.3490	4.2	0.44	1253	21	1227	30	1183	74	106
a52	7	2	1.07	0.1986	2.3	2.1507	7.1	0.32	1168	25	1165	51	1160	134	101
a53	6	1	0.12	0.2093	3.0	2.2932	6.0	0.51	1225	34	1210	43	1183	102	104
a54	24	8	1.25	0.2381	2.5	2.9665	3.3	0.76	1377	31	1399	26	1433	42	96
a55	58	11	0.49	0.1631	2.3	1.6050	2.8	0.81	974	20	972	17	969	33	101
a56	23	5	0.46	0.1849	2.7	1.9434	3.6	0.77	1094	27	1096	24	1101	46	99
a57	18	3	0.40	0.1711	3.4	1.7238	4.7	0.73	1018	33	1017	31	1016	65	100
a58	22	4	0.43	0.1601	3.0	1.4962	4.7	0.64	958	27	929	29	861	74	111
a59	10	2	0.40	0.1798	2.2	1.8573	4.8	0.46	1066	22	1066	32	1066	86	100
a60	29	4	0.41	0.1389	2.1	1.1480	3.7	0.56	839	16	776	21	601	67	140
c1	8	4	0.48	0.4889	2.5	11.0886	3.8	0.65	2566	52	2531	36	2502	49	103
c2	55	15	0.66	0.2428	3.7	2.6431	4.2	0.86	1401	46	1313	32	1171	42	120
c3	21	3	0.46	0.0575	5.5	2.7271	12.0	0.46	360	19	1336	94	3681	163	10
c4	68	7	0.18	0.0995	2.6	0.9418	6.9	0.38	612	15	674	35	888	132	69
c5	190	13	0.27	0.0655	2.3	0.5446	3.6	0.64	409	9	441	13	613	59	67
c6	87	6	0.30	0.0671	2.6	0.5270	4.2	0.63	418	11	430	15	492	72	85
c7	247	23	0.45	0.0848	2.8	0.6741	3.7	0.75	525	14	523	15	517	54	102
c8	43	7	0.21	0.1731	2.1	1.7540	3.4	0.63	1029	20	1029	22	1027	53	100
c9	36	3	0.53	0.0786	2.3	0.5832	4.6	0.50	488	11	466	17	363	89	134
c10	33	3	0.53	0.0711	4.1	0.5467	6.1	0.67	443	18	443	22	444	100	100
c11	103	8	0.38	0.0775	3.3	0.6109	5.0	0.66	481	15	484	19	498	83	97
c12	29	7	0.50	0.2275	3.0	2.6609	4.5	0.66	1321	35	1318	34	1312	66	101

Apéndice rocas metasedimentarias

Análisis geocronológico U-Pb (circón) de la muestra CPS6, procedente del Canón Peregrina, Tamaulipas.															
	U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	error.	²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	²⁰⁷ Pb	±	
Punto	(ppm)	(ppm)	U	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	corr	²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	conc %
c13	13	3	0.36	0.2254	2.6	2.5556	3.9	0.66	1310	31	1288	29	1251	58	105
c14	69	12	0.22	0.1802	3.1	1.8753	4.0	0.78	1068	31	1072	27	1081	51	99
c15	76	20	0.09	0.2760	1.7	3.5624	2.3	0.75	1571	24	1541	18	1500	28	105
c16	97	18	0.45	0.1736	2.1	1.7945	2.6	0.82	1032	20	1043	17	1068	30	97
c17	22	5	0.35	0.2332	2.3	2.7630	3.0	0.78	1351	29	1346	23	1336	37	101
c18	18	3	0.39	0.1669	1.8	1.6627	3.3	0.54	995	17	994	21	993	57	100
c19	21	2	0.14	0.0821	2.6	0.6554	7.2	0.37	509	13	512	29	525	147	97
c20	9	2	0.50	0.2135	8.2	2.9189	11.7	0.70	1247	94	1387	93	1608	156	78
c21	24	4	0.20	0.1778	2.6	1.8301	3.7	0.70	1055	26	1056	25	1060	54	100
c22	59	10	0.22	0.1662	1.9	1.6575	2.8	0.68	991	18	992	18	995	42	100
c23	52	5	0.45	0.0844	2.7	0.7068	5.7	0.46	522	13	543	24	630	110	83
c24	12	1	0.18	0.0946	2.7	0.7372	12.5	0.22	583	15	561	55	473	270	123
c25	61	10	0.07	0.1799	3.6	1.7594	7.8	0.46	1067	36	1031	52	955	142	112
c26	14	5	0.11	0.3368	2.2	3.3000	4.0	0.54	1871	35	1481	32	959	69	195
c27	43	3	0.02	0.0862	2.9	0.6908	4.1	0.71	533	15	533	17	533	62	100
c28	17	1	0.52	0.0841	2.4	0.6813	7.2	0.33	520	12	528	30	558	148	93
c29	37	11	0.40	0.2761	2.2	3.7857	4.3	0.51	1572	31	1590	35	1614	69	97
c30	65	20	0.37	0.2796	2.6	4.0198	3.3	0.79	1589	37	1638	27	1702	37	93

Geoquímica de roca total para rocas metasedimentarias.													
Litología	Metapsamita												
Muestra	A2	A7	A14	A16a	A16c	A23	A24	A30	Bu2	Bu5a	Bu5d	Bu7	Bu13
SiO ₂	92.99	81.7 9	95. 29	90. 57	8 4.62	93. 13	8 8.56	80. 13	96. 70	95. 96	94. 97	95. 51	87. 77

Apéndice rocas metasedimentarias

Geoquímica de roca total para rocas metasedimentarias.													
Litología	Metapsamita												
Muestra	A2	A7	A14	A16a	A16c	A23	A24	A30	Bu2	Bu5a	Bu5d	Bu7	Bu13
TiO ₂	0.11	0.46	0.08	0.19	0.05	0.19	0.19	0.02	0.09	0.03	0.05	0.04	0.28
Al ₂ O ₃	2.21	8.17	1.34	4.28	1.91	1.62	6.10	3.98	1.03	1.03	1.42	1.16	5.80
Fe ₂ O ₃	1.54	3.46	1.00	1.77	8.98	2.26	1.47	5.45	0.90	1.10	1.75	1.29	1.97
MnO	0.01	0.04	0.01	0.01	0.09	0.01	0.02	0.19	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
MgO	0.56	1.15	1.10	0.42	0.05	0.12	0.20	3.10	0.18	0.13	0.21	0.09	0.42
CaO	0.51	0.26	0.06	0.11	1.91	0.22	0.10	2.45	0.04	0.05	0.08	0.03	0.03
Na ₂ O	0.02	1.16	0.01	0.03	0.79	0.01	3.13	0.01	0.03	0.05	0.01	0.05	0.03
K ₂ O	0.73	1.43	0.17	1.36	0.06	0.52	0.04	0.22	0.39	0.43	0.57	0.33	1.81
P ₂ O ₅	0.04	0.15	0.07	0.03	0.05	0.15	0.08	0.02	0.03	0.02	0.05	0.02	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.54	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	1.30	1.80	0.90	1.00	1.50	0.80	0.10	3.70	0.60	1.20	0.90	1.50	1.60
Total	100.01	99.91	100.02	99.73	100.00	99.02	99.99	99.91	100.00	100.02	100.01	100.02	99.79
Elementos Traza													
Cs	1.80	2.70	0.30	3.00	0.40	1.00	0.20	1.00	0.70	1.00	1.40	0.60	3.60
Rb	26.20	55.50	5.80	48.10	2.30	22.20	1.70	12.60	12.60	10.60	14.70	7.90	61.40
Ba	193.00	377.00	83.00	2412.00	180.00	8649.00	90.00	72.00	120.00	87.00	131.00	60.00	1811.00
Th	1.40	8.00	1.50	3.90	2.80	0.70	3.60	1.00	1.00	1.10	1.40	1.00	3.90
U	0.40	1.20	0.60	1.00	1.20	1.60	0.90	0.50	2.80	0.20	0.30	0.20	0.60
Nb	2.90	7.50	1.70	3.70	1.50	2.30	3.60	0.10	2.20	1.10	2.30	0.90	5.20
Ta	0.20	0.50	0.20	0.20	0.10	0.20	0.30	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.30
Sr	9.40	22.30	17.70	8.20	16.10	123.80	11.60	141.60	9.20	7.20	10.90	10.90	18.50
Zr	22.90	244.20	17.50	44.90	16.30	25.90	220.90	0.50	25.00	8.10	7.70	6.50	54.60
Hf	0.60	6.80	0.50	1.00	0.50	0.50	5.60	0.10	0.30	0.10	0.10	0.10	1.30
Ni	27.00	46.00	24.00	35.00	36.00	20.00	26.00	1169.00	26.00	20.00	20.00	32.00	20.00

Apéndice rocas metasedimentarias

Geoquímica de roca total para rocas metasedimentarias.													
Litología	Metapsamita												
Muestra	A2	A7	A14	A16a	A16c	A23	A24	A30	Bu2	Bu5a	Bu5d	Bu7	Bu13
Sc	4.00	7.00	3.00	7.00	2.00	3.00	1.00	3.00	3.00	2.00	2.00	5.00	7.00
Be	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Co	3.90	4.40	1.40	0.50	1.40	1.40	2.80	56.30	0.70	3.10	3.10	2.20	4.90
Ga	4.50	9.50	1.60	8.50	1.20	3.10	3.20	6.60	3.80	1.40	2.20	1.70	9.00
Sn	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
V	17.00	53.00	10.00	52.00	20.00	143.00	15.00	63.00	185.00	9.00	24.00	14.00	77.00
W	0.70	0.90	1.40	0.60	1.80	0.90	1.40	0.50	1.30	0.50	1.00	0.80	1.40
Mo	0.50	0.30	0.70	0.40	2.40	4.70	0.30	0.60	0.50	1.00	1.00	0.60	0.20
Cu	21.70	6.60	8.40	4.60	4.00	106.00	24.80	44.60	25.00	20.60	17.60	10.70	8.70
Pb	0.50	0.90	1.30	1.10	3.30	4.80	0.90	18.50	1.20	2.50	0.90	1.90	0.40
Zn	18.00	41.00	8.00	9.00	2.00	4.00	9.00	68.00	4.00	5.00	4.00	5.00	5.00
Ni	10.60	14.30	9.40	5.70	10.00	2.90	6.90	1003.60	3.70	5.50	5.40	5.10	22.00
Y	6.70	10.20	7.60	7.10	10.70	10.00	5.50	12.20	11.50	1.90	2.50	3.50	10.60
Elementos de Tierras Raras													
La	2.40	9.90	5.20	12.30	2.10	5.30	9.10	3.10	3.90	1.60	3.60	4.00	13.10
Ce	4.90	22.00	13.20	24.60	4.40	5.10	21.40	9.70	5.90	5.20	12.70	13.90	30.50
Pr	0.68	2.84	1.54	3.02	0.51	1.33	2.56	1.60	1.01	0.39	0.88	1.04	3.06
Nd	3.00	11.70	7.90	13.00	3.30	6.30	9.40	8.20	3.30	1.70	3.60	3.80	11.30
Sm	0.71	3.35	1.49	2.60	1.44	1.55	2.03	1.93	1.02	0.37	0.57	0.86	2.29
Eu	0.18	0.56	0.31	0.37	0.37	0.24	0.41	0.32	0.24	0.08	0.15	0.20	0.45
Gd	0.78	2.34	1.30	1.58	1.81	2.11	1.51	2.04	1.59	0.30	0.55	0.88	1.99
Tb	0.14	0.32	0.21	0.21	0.32	0.27	0.18	0.32	0.32	0.05	0.10	0.12	0.34
Dy	0.90	2.03	1.32	1.39	2.13	1.63	1.22	1.69	2.20	0.37	0.52	0.56	1.79
Ho	0.24	0.39	0.22	0.26	0.38	0.30	0.23	0.38	0.40	0.07	0.10	0.12	0.41

Apéndice rocas metasedimentarias

Geoquímica de roca total para rocas metasedimentarias.													
Litología	Metapsamita												
Muestra	A2	A7	A14	A16a	A16c	A23	A24	A30	Bu2	Bu5a	Bu5d	Bu7	Bu13
Er	0.59	0.96	0.56	0.81	0.95	0.91	0.60	1.10	1.34	0.13	0.24	0.32	1.18
Tm	0.10	0.19	0.10	0.16	0.13	0.12	0.12	0.11	0.18	0.02	0.05	0.05	0.20
Yb	0.56	1.11	0.51	0.91	0.73	0.74	0.92	0.47	1.05	0.15	0.19	0.25	1.12
Lu	0.09	0.20	0.07	0.15	0.11	0.12	0.13	0.06	0.16	0.02	0.05	0.03	0.18
∑REE	21.97	68.09	41.53	68.46	29.38	36.02	55.31	43.22	34.11	12.35	25.80	29.63	78.51
∑LREE	12.65	52.69	30.94	57.47	13.93	21.93	46.41	26.89	16.96	9.64	22.05	24.68	62.69
∑HREE	9.32	15.40	10.59	10.99	15.45	14.09	8.90	16.33	17.15	2.71	3.75	4.95	15.82
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	2.11	2.42	5.88	1.30	149.67	4.35	36.75	24.77	2.31	2.56	3.07	3.91	1.09
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	42.08	10.01	71.11	21.16	44.30	57.49	14.52	20.13	93.88	93.17	66.88	82.34	15.13
Th/Sc	0.35	1.14	0.50	0.56	1.40	0.23	3.60	0.33	0.33	0.55	0.70	0.20	0.56
La/Sc	0.60	1.41	1.73	1.76	1.05	1.77	9.10	1.03	1.30	0.80	1.80	0.80	1.87
La/Th	1.71	1.24	3.47	3.15	0.75	7.57	2.53	3.10	3.90	1.45	2.57	4.00	3.36
Zr/Th	16.36	30.53	11.67	11.51	5.82	37.00	61.36	0.50	25.00	7.36	5.50	6.50	14.00
Sc/Th	2.86	0.88	2.00	1.79	0.71	4.29	0.28	3.00	3.00	1.82	1.43	5.00	1.79
K/Cs	1683.39	2198.40	2352.13	1881.71	622.62	2158.43	830.16	913.18	2312.60	1784.85	1689.98	2282.95	2086.94
CIA	69.66	67.91	83.58	73.00	60.51	63.45	53.37	53.37	67.41	63.49	70.52	72.15	74.20
PIA	89.17	74.12	93.59	96.22	60.96	74.06	53.40	88.92	88.92	81.65	89.87	89.87	98.52
Eu/Eu*	0.74	0.61	0.68	0.56	0.70	0.41	0.72	0.49	0.58	0.73	0.82	0.70	0.64

Geoquímica de roca total para rocas metasedimentarias (continuación).													
Litología	Metapsamita									Metapelita			
Muestra	CNS6b	CNS15	CNS19	CNS20	CNS22	CPS4	CPS18	CPS23	CPS24	CC3a	CC11a	CC21	CC27a
SiO ₂	96.13	87.27	92.80	91.85	83.29	92.33	88.24	84.32	93.38	74.04	70.27	69.23	75.11

Apéndice rocas metasedimentarias

Geoquímica de roca total para rocas metasedimentarias (continuación).													
Litología	Metapsamita									Metapelita			
Muestra	CNS6b	CNS15	CNS19	CNS20	CNS22	CPS4	CPS18	CPS23	CPS24	CC3a	CC11a	CC21	CC27a
TiO ₂	0.07	0.26	0.21	0.21	0.41	0.20	0.30	0.32	0.12	0.84	0.80	0.91	1.04
Al ₂ O ₃	1.55	5.51	3.16	3.71	8.16	3.62	6.20	6.57	2.35	11.96	10.48	13.32	10.75
Fe ₂ O ₃	0.88	2.51	0.83	0.92	2.32	0.70	1.50	3.14	1.62	4.76	5.22	5.62	4.47
MnO	0.02	0.07	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.03	0.18	0.08	0.04
MgO	0.17	0.76	0.77	0.35	0.82	0.65	0.32	1.39	0.59	1.76	2.25	2.13	1.69
CaO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.02	0.01	0.49	0.24	2.26	0.94	0.76
Na ₂ O	0.03	0.56	0.02	0.34	0.10	0.01	0.04	0.19	0.01	2.36	2.92	1.98	1.98
K ₂ O	0.42	0.98	1.06	0.98	2.52	1.18	1.74	1.76	0.77	1.74	1.09	2.20	1.59
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.02	0.02	0.08	0.03	0.02	0.03	0.05	0.15	0.14	0.17	0.16
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	0.70	2.00	1.00	1.60	2.00	1.20	1.60	2.20	0.60	1.90	4.20	3.30	2.20
Total	100.01	99.93	99.93	99.97	99.75	99.96	99.96	99.90	100.00	99.83	99.87	99.84	99.82
Elementos Traza													
Cs	0.80	2.30	1.00	2.10	4.80	1.30	3.20	3.20	1.70	3.00	1.90	2.60	2.00
Rb	17.20	39.40	35.50	40.40	96.90	38.10	59.10	62.90	24.40	65.70	44.00	80.60	59.70
Ba	100.00	336.00	291.00	173.00	440.00	112.00	356.00	670.00	167.00	308.00	209.00	374.00	287.00
Th	1.10	4.90	3.50	2.00	5.80	3.30	5.00	4.20	1.40	8.70	9.10	10.20	10.40
U	0.30	1.20	1.30	0.90	3.20	1.80	1.00	0.90	0.30	3.20	2.30	2.90	3.10
Nb	1.70	5.50	4.90	5.30	8.70	4.60	6.20	5.30	2.20	12.50	12.20	14.10	13.30
Ta	0.10	0.40	0.40	0.30	0.60	0.50	0.40	0.20	0.20	0.90	0.60	0.80	1.10
Sr	7.50	28.90	16.90	23.10	44.80	9.60	13.80	17.00	8.60	70.60	78.70	75.40	70.20
Zr	16.00	55.20	45.80	45.00	98.60	43.20	59.50	63.00	22.10	297.20	314.10	290.60	529.90
Hf	0.20	1.10	1.00	1.00	3.00	0.90	1.50	1.40	0.60	7.70	8.90	8.00	13.90
Ni	35.00	86.00	26.00	26.00	25.00	23.00	46.00	65.00	20.00	25.00	36.00	25.00	26.00

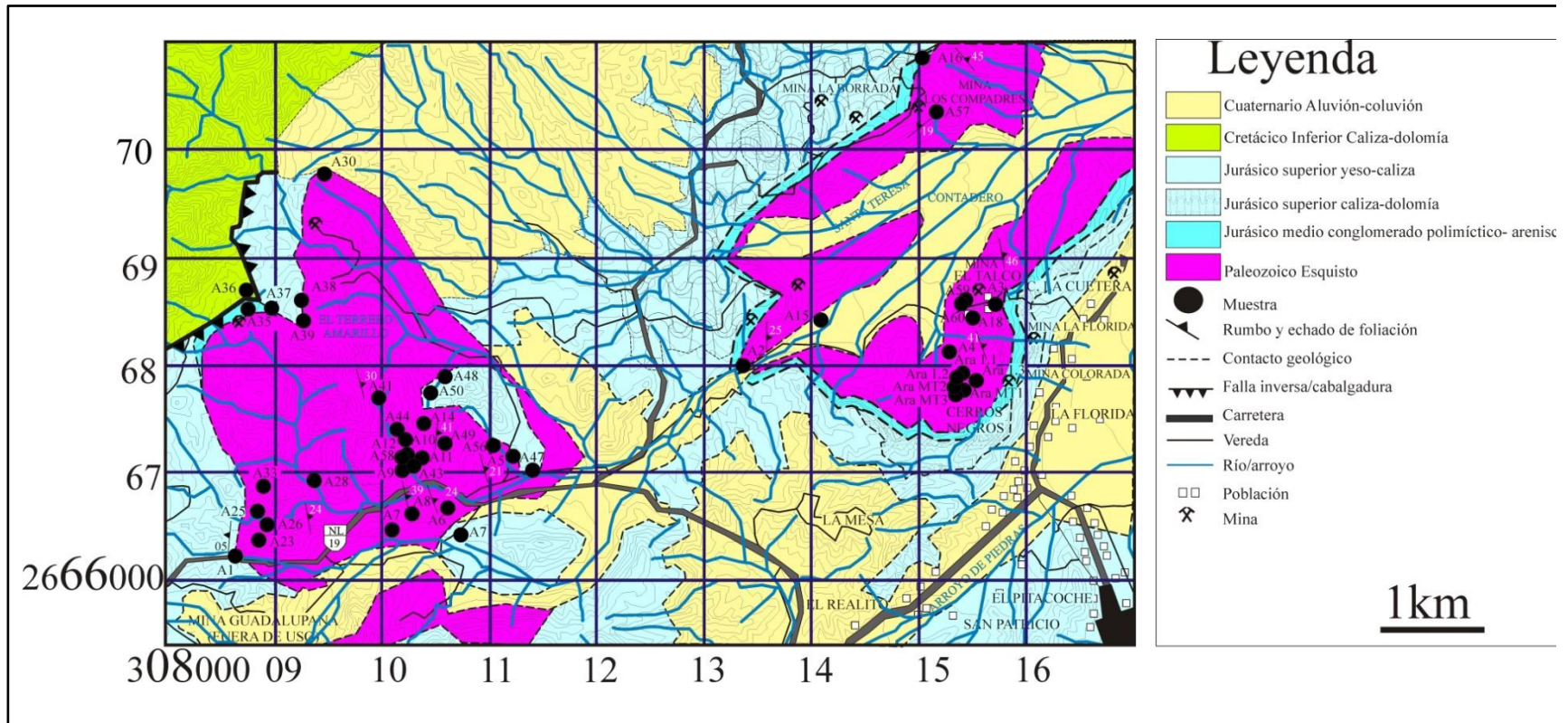
Apéndice rocas metasedimentarias

Geoquímica de roca total para rocas metasedimentarias (continuación).													
Litología	Metapsamita									Metapelita			
Muestra	CNS6b	CNS15	CNS19	CNS20	CNS22	CPS4	CPS18	CPS23	CPS24	CC3a	CC11a	CC21	CC27a
Sc	2.00	7.00	4.00	4.00	10.00	4.00	8.00	10.00	4.00	11.00	11.00	13.00	12.00
Be	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Co	2.10	19.00	0.70	1.40	0.80	0.30	6.00	10.50	3.60	9.70	10.10	11.80	10.50
Ga	2.60	8.10	9.40	7.20	15.80	9.10	9.70	10.30	3.70	13.80	12.00	15.20	11.70
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	2.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	2.00	2.00
V	16.00	76.00	119.00	112.00	970.00	253.00	60.00	51.00	18.00	83.00	75.00	86.00	105.00
W	1.00	1.20	0.90	0.70	1.40	0.80	5.70	0.60	1.10	1.20	0.90	1.30	1.60
Mo	0.40	1.10	1.40	1.00	26.00	1.50	0.20	0.30	0.30	0.40	0.10	0.20	0.40
Cu	6.70	72.50	12.70	11.00	16.10	10.60	20.50	40.70	6.50	28.80	6.80	23.60	14.40
Pb	1.90	8.40	21.10	15.80	21.40	4.10	3.00	3.30	1.80	7.10	3.30	10.80	5.50
Zn	8.00	72.00	10.00	4.00	22.00	2.00	11.00	39.00	1.00	245.00	59.00	72.00	61.00
Ni	11.20	61.20	8.50	7.00	3.80	4.70	11.30	73.50	5.30	29.30	28.50	25.00	20.70
Y	1.60	6.40	14.00	11.30	30.10	26.80	10.60	12.30	5.90	32.20	31.00	33.30	28.60
Elementos de Tierras Raras													
La	2.30	5.40	23.00	23.40	27.80	21.80	14.80	10.20	2.40	31.50	15.80	30.40	31.60
Ce	5.20	20.50	66.90	50.30	65.10	33.70	33.60	31.70	3.70	70.50	34.60	72.60	72.00
Pr	0.54	1.49	5.14	5.92	6.61	5.09	3.23	3.10	0.61	8.41	4.29	8.12	8.23
Nd	2.30	5.30	21.00	22.90	28.10	20.40	11.60	11.40	2.60	27.30	16.20	32.50	28.80
Sm	0.44	1.52	3.49	3.92	4.81	3.53	2.10	2.69	0.68	6.88	3.74	7.12	6.65
Eu	0.10	0.34	0.66	0.79	1.03	0.70	0.43	0.66	0.18	1.34	0.87	1.59	1.26
Gd	0.33	1.48	2.89	3.21	4.52	3.70	2.09	2.74	0.89	6.45	5.11	7.10	6.22
Tb	0.06	0.22	0.39	0.34	0.65	0.58	0.30	0.37	0.13	1.03	0.91	1.14	1.03
Dy	0.38	1.51	2.35	1.95	4.77	4.05	1.90	2.56	1.02	5.75	5.48	6.53	5.70
Ho	0.07	0.21	0.44	0.32	0.81	0.81	0.32	0.44	0.21	1.19	1.18	1.35	1.17

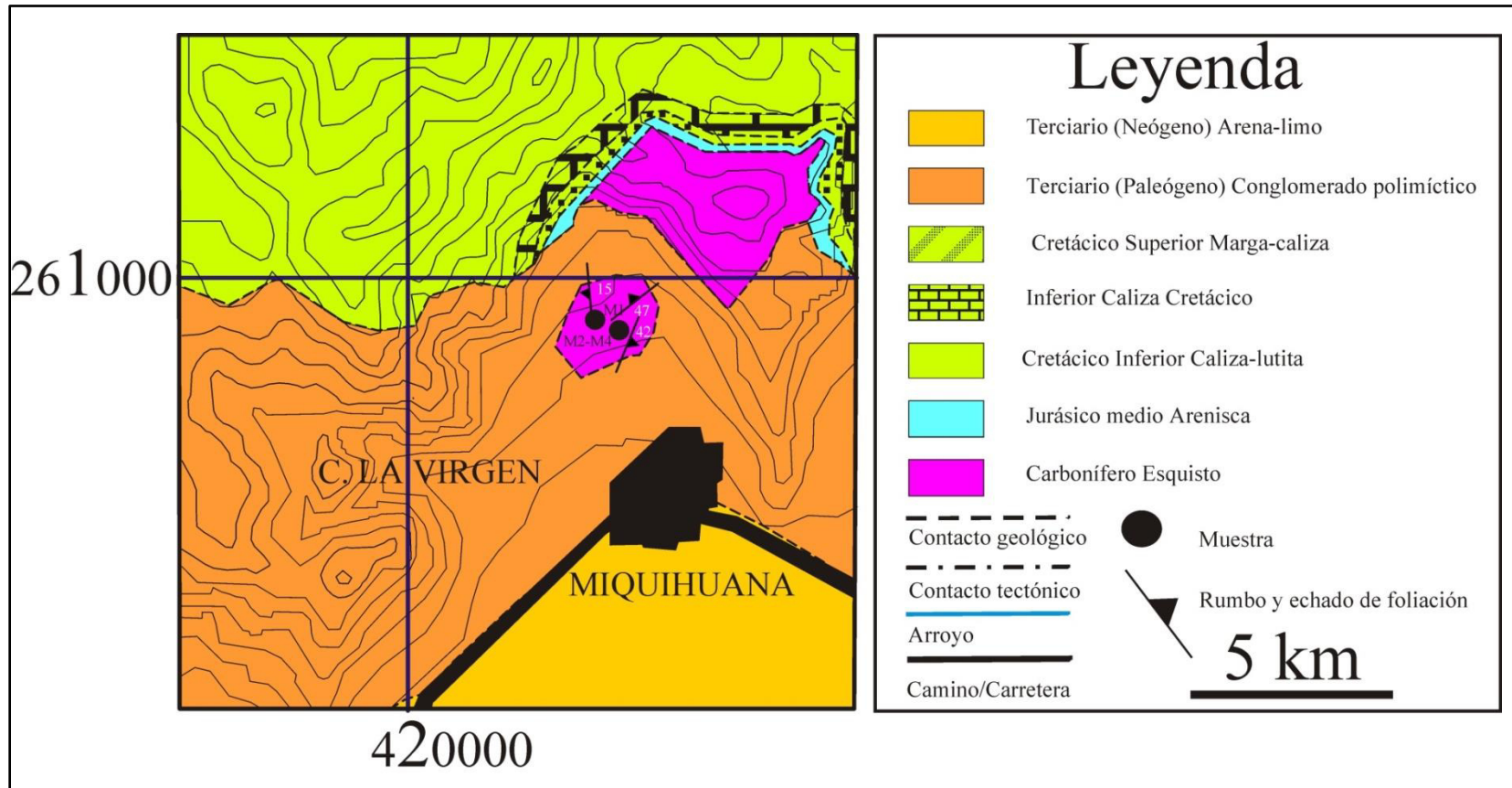
Apéndice rocas metasedimentarias

Geoquímica de roca total para rocas metasedimentarias (continuación).													
Litología	Metapsamita									Metapelita			
Muestra	CNS6b	CNS15	CNS19	CNS20	CNS22	CPS4	CPS18	CPS23	CPS24	CC3a	CC11a	CC21	CC27a
Er	0.19	0.77	1.30	1.00	2.36	2.13	1.07	1.41	0.58	3.25	3.45	3.49	3.40
Tm	0.03	0.14	0.21	0.17	0.42	0.32	0.17	0.20	0.09	0.51	0.53	0.57	0.54
Yb	0.20	0.83	1.41	1.02	2.44	2.12	1.09	1.32	0.60	2.99	3.07	3.43	3.59
Lu	0.03	0.12	0.22	0.16	0.40	0.27	0.14	0.21	0.11	0.50	0.52	0.51	0.59
ΣREE	13.77	46.23	143.40	126.70	179.92	126.00	83.44	81.30	19.70	199.80	126.75	209.75	199.38
ΣLREE	11.21	36.03	123.08	110.44	137.97	88.92	67.85	62.49	11.06	152.38	80.61	159.43	154.76
ΣHREE	2.56	10.20	20.32	16.26	41.95	37.08	15.59	18.81	8.64	47.42	46.14	50.32	44.62
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	2.10	2.56	0.78	0.94	0.92	0.59	0.86	1.78	2.10	2.74	4.79	2.55	2.81
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	62.02	15.84	29.37	24.76	10.21	25.51	14.23	12.83	39.74	6.19	6.71	5.20	6.99
Th/Sc	0.55	0.70	0.88	0.50	0.58	0.83	0.63	0.42	0.35	0.79	0.83	0.78	0.87
La/Sc	1.15	0.77	5.75	5.85	2.78	5.45	1.85	1.02	0.60	2.86	1.44	2.34	2.63
La/Th	2.09	1.10	6.57	11.70	4.79	6.61	2.96	2.43	1.71	3.62	1.74	2.98	3.04
Zr/Th	14.55	11.27	13.09	22.50	17.00	13.09	11.90	15.00	15.79	34.16	34.52	28.49	50.95
Sc/Th	1.82	1.43	1.14	2.00	1.72	1.21	1.60	2.38	2.86	1.26	1.21	1.27	1.15
K/Cs	2179.18	1768.61	4399.87	1937.05	2179.18	3767.67	2257.01	2282.95	1880.08	2407.48	2381.26	3512.23	3299.90
CIA	75.83	73.64	72.97	69.97	74.02	73.01	76.17	75.40	58.10	68.65	75.14	76.14	70.24
PIA	96.53	83.00	98.87	83.30	97.55	97.46	98.72	95.14	63.78	73.80	80.26	85.92	76.12
Eu/Eu*	0.80	0.69	0.64	0.68	0.68	0.59	0.63	0.74	0.71	0.61	0.61	0.68	0.60

Apéndice mapas geológicos

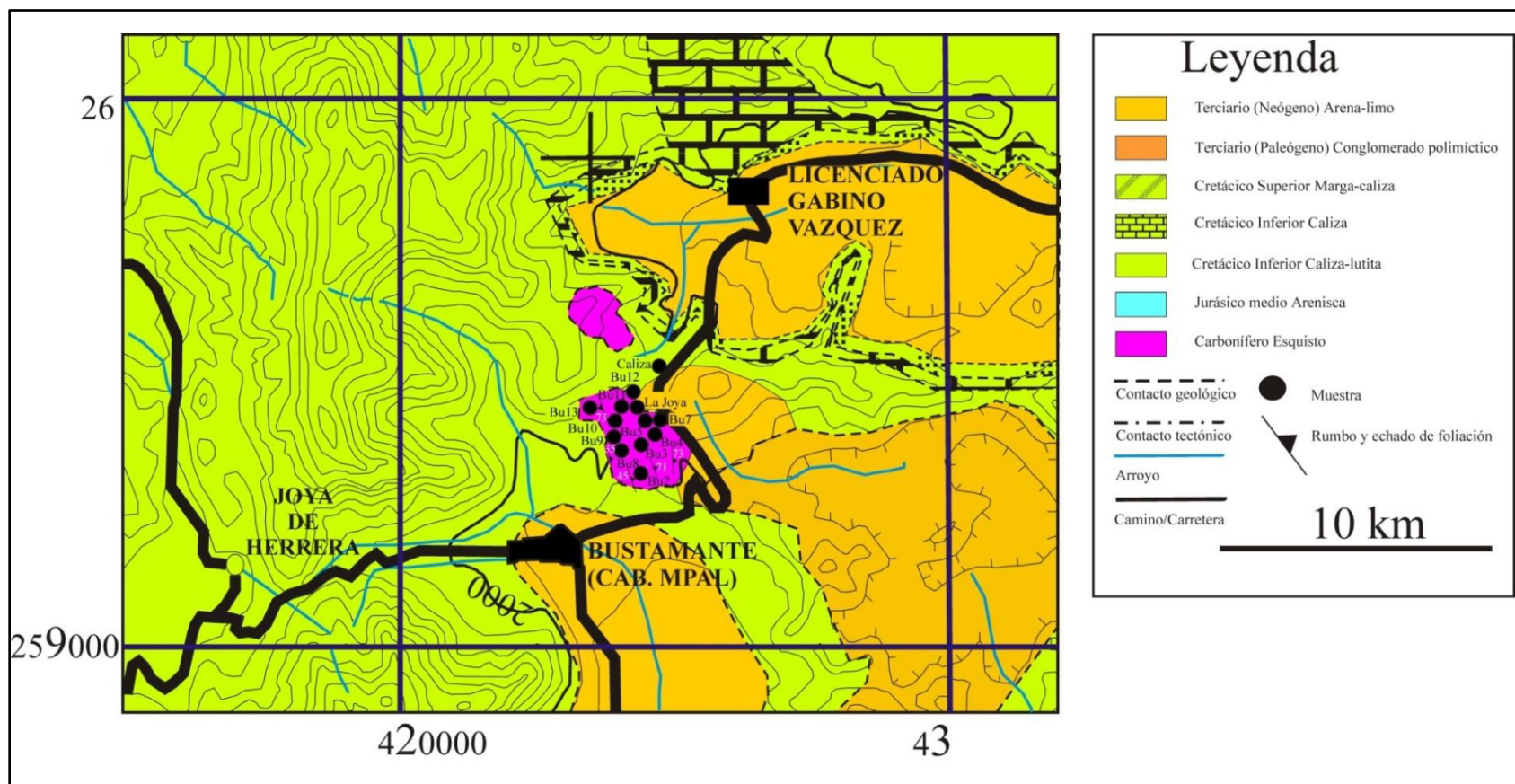


Mapa de muestreo del alto de Aramberri

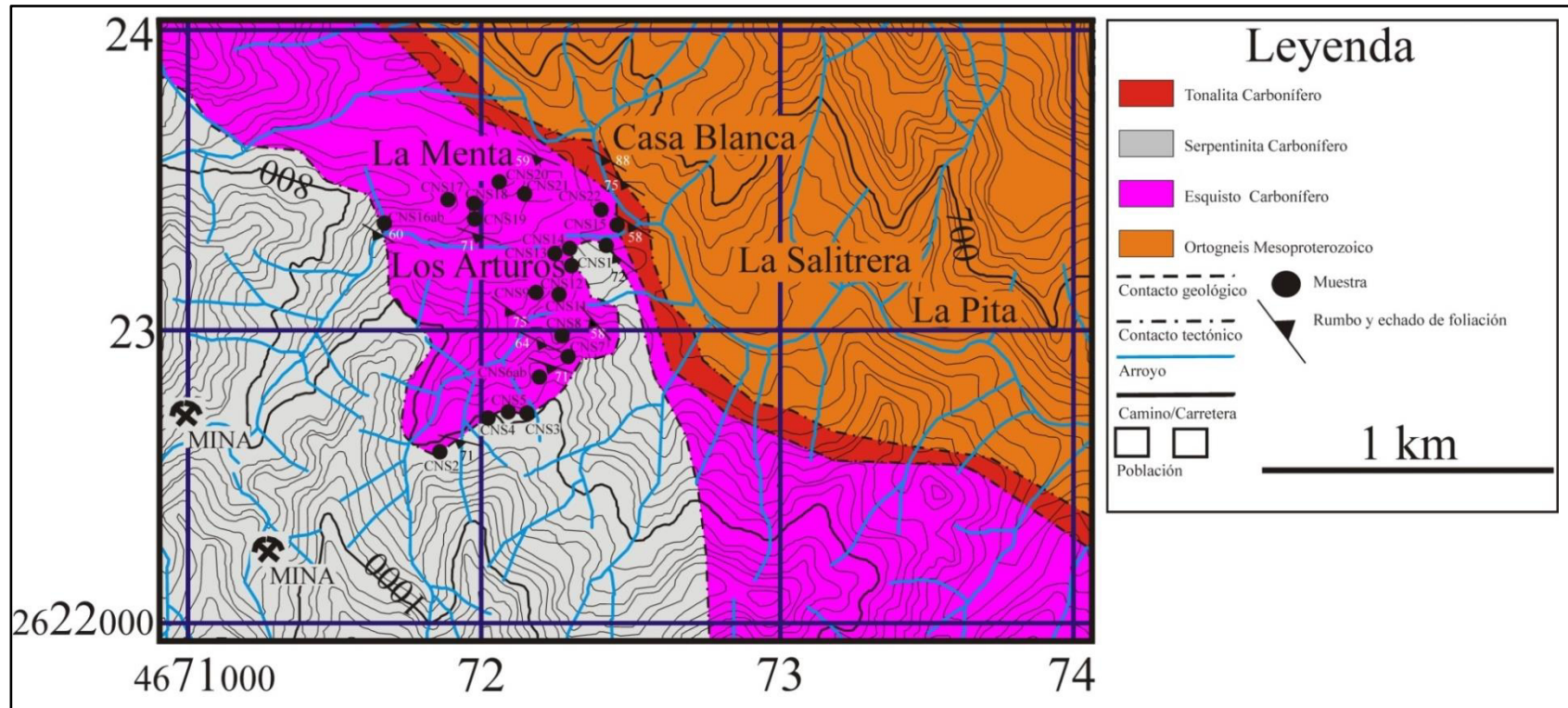


Mapa de muestreo del alto de Miquihuana

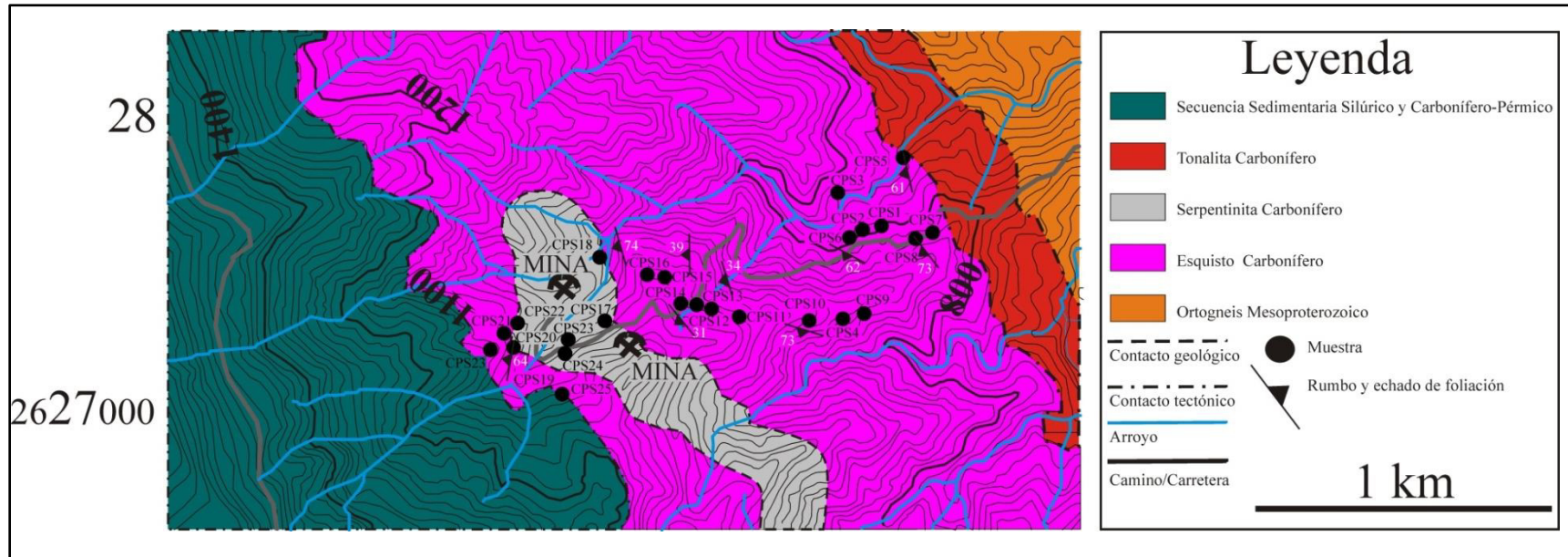
Apéndice mapas geológicos



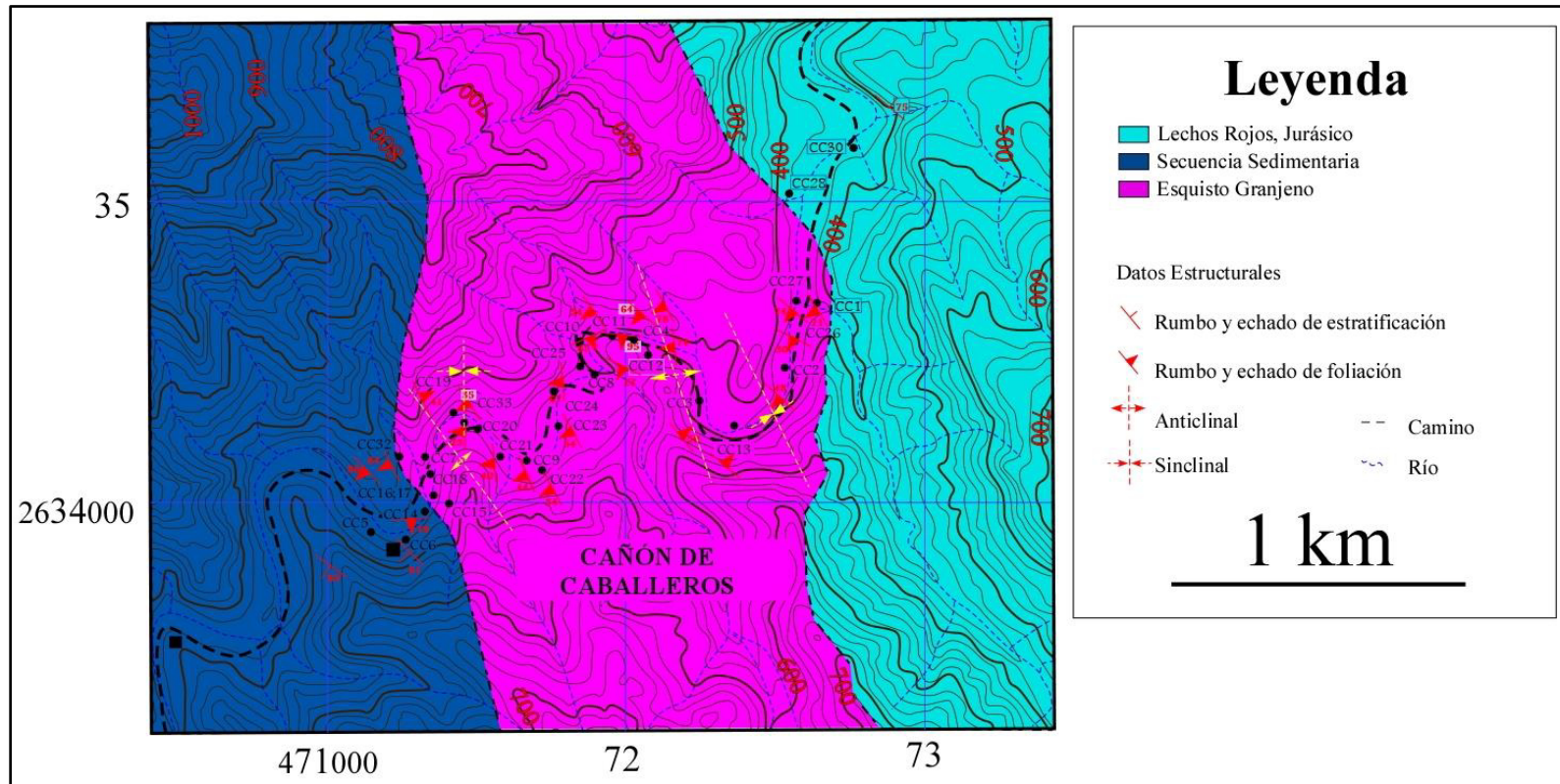
Mapa de muestreo del alto de Bustamante



Mapa de muestreo del alto del Cañón Novillo



Mapa de muestreo del alto del Cañón Peregrina



Mapa de muestreo del alto del Cañón Caballeros. Tomado de Torres-Sánchez, 2010.